

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО»  
(ФГБУ «ВСЕГЕИ»)  
АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО (АО) «ДАЛЪГЕОФИЗИКА»

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

*Серия Верхояно-Колымская*

Лист Р-55 – Сусуман

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(571.65)

*Шпикерман В. И., Полуботко И. В., Васькин А. Ф., Петухов В. В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская Лист Р-55 – Сусуман. **Объяснительная записка.** – СПб.: Изд-во СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. ... с. + ... вкл.

В объяснительной записке дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований листа Р-55 охватывающего область сочленения южной части Верхояно-Колымской складчато-надвиговой области и примыкающую к ней юго-западную часть Индигиро-Колымской системы с Охотско-Тайгоносской палеоостроводужной системой, а также фрагменты перекрывающих и сшивающих позднемезозойских вулканогенных и плутонических поясов (Уяндино-Ясачненский и Охотско-Чукотский вулканические, Главный Колымский и Приохотский плутонические), Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения, выполнена современная оценка прогнозных ресурсов.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 61, текст. прил. 4, ил. 11, список лит. .... назв.

#### Авторы:

*В. И. Шпикерман, И. В. Полуботко, А. Ф. Васькин, В. В. Петухов, О. В. Желебогло, О. Ю. Лебедева, Т. К. Иванова, В. И. Макара, Г. Г. Казакова*

Научные редакторы: *В. В. Петухов, В. И. Шпикерман, Л. Р. Семенова*

Материалы по листу Р-55 – Сеймчан одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и утверждены к печати Научно-редакционным советом по геологической картографии Федерального агентства по недропользованию.

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2016
- © Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2016
- © Акционерное общество «Дальгеофизика», 2016
- © Шпикерман В. И., Полуботко И. В., Васькин А. Ф., Петухов В. В., Желебогло О. В., Лебедева О. Ю., Иванова Т. К., Казакова Г. Г., 2016
- © Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-55 – Сусуман, ограниченная координатами  $60^{\circ}00' - 64^{\circ}00'$  с. ш. и  $144^{\circ}00' - 150^{\circ}00'$  в д., имеет площадь 140,12 тыс. км<sup>2</sup>. В административном отношении расположена в Дальневосточном федеральном округе в пределах трех субъектов федерации РФ: Магаданская обл. (70 %), Республика Саха (Якутия) (10 %), Хабаровский край (20 %). Она является частью Яно-Чукотской горной страны и охватывает сегмент Охотско-Колымского водораздела. Большая часть листа Р-55 расположена на юге горной системы Хребет Черского; юго-западная часть – в пределах горной системы Хребет Сунтар-Хаята. Горные цепи системы Хребет Черского, имеют общее северо-западное простирание. На северо-востоке это Омудевские горы, хребты Охандья, Черге, Ненгеджек и наиболее протяженная Берелехская гряда. Они отделены от хребта Тас-Кыстабыт, расположенного западнее, Нерским плоскогорьем с впадинами: Одонканской, Делянкирской и Верхнехуджакской (рис. 1).

Южное окончание горной цепи Черского – хребты Анначаг и Малых Порогов также имеют северо-западное простирание, а гряда Уза-Ина – изогнутую форму.

Центральная и юго-восточная части территории занята Верхне-Колымским нагорьем, включающим серию горных гряд с различной ориентировкой. Это гряды Интрикан, Оттохтох, Тас-Эльбехская, Берэнджинская, Буксэнджа и др. На юго-западе территории в пределах горной системы Сунтар-Хаята, с севера на юг протягиваются Эвенские и Кулинские горы, имеющие субмеридианальное простирание. В южной части, в пределах Охотско-Колымского нагорья, простирания меняются на субширотные (Сеймканские горы), еще южнее расположена обширная Челомджинская впадина.

Общий фон рельефа – средне- и низкогорный. В среднегорных частях рельеф альпийского типа с глубокими, сильно врезанными долинами, трогами, часто выполненными донными боковыми моренами. Высоты водоразделов варьируют от 1000 до максимальной отметки 2391 м (безымянная вершина горной системы Хребет Сунтар-Хаята в правобережном бассейне р. Ульбея).

Речная сеть разветвлена. Реки имеют глубоко врезанные террасированные долины с регулярно заливаемыми поймами. Питание рек дождевое, снеговое и за счет оттаивания многолетней мерзлоты; 7–7.5 месяцев в году они покрыты льдом. Небольшие реки и ручьи промерзают до дна. Весенние половодья высокие и бурные; летом бывает несколько дождливых паводков, и их уровень иногда более высок, чем при весеннем половодье.

Реки не судоходны, по наиболее крупным из них (верховья Колымы, Кулу, Аян-Юрях) возможно плавание на моторных лодках. На территорию листа заходит западное окончание водохранилища Колымской ГЭС (Колымское море), где осуществляется плавание на небольших судах.

Климат суровый. Вся территория лежит в области отрицательных средне-годовых температур. Среднемесячная температура января в гор. Сусуман – 32°, опускаясь в отдельные годы до – 60°. Лето обычно жаркое и сухое. Среднемесячная температура в июле – +20°. Среднегодовая температура – 11°. Характерны длительные периоды безветренной морозной или жаркой погоды. Среднегодовое количество осадков в виде дождя и снега около 350 мм/год. Устойчивый снежный покров устанавливается в начале октября. Ледостав происходит в конце октября; вскрываются реки во второй половине мая.

Многолетняя мерзлота распространена повсеместно. Мощность мерзлого слоя достигает 500 м, глубина летнего оттаивания на склонах северной экспозиции колеблется от 0.1 до 0.7 м, южной – 0.5 – 5 м. В поймах крупных рек имеются круглогодичные межмерзлотные таликовые участки, за счет которых в зимний период часто образуются крупные наледи. Территория располагается в зонах тундры и лесотундры, меньшее распространение имеет угнетенная тайга (в крупных речных долинах).

Большая часть площади листа – наиболее освоенные районы Магаданской области с развитой инфраструктурой и с наиболее высокой плотностью населения. Здесь имеется разветвленная сеть автомобильных дорог, города и поселки городского типа (Сусуман, Ягодное, Усть-Омчуг и др.). Город Сусуман, районные центры и приисковые поселки автомобильными дорогами связаны с расположенным на побережье за рамкой листа г. Магаданом – административным центром Магаданской области. Однако для автомобильного транспорта доступна только центральная часть листа Р-55, доставка грузов и персонала в северо-восточную, юго-западную и западную части территории возможны только воздушным или гусеничным транспортом. Аэропорт и морской порт в Магадане круглогодично обеспечивает связь с центральными районами России. Аэропорты местных авиалиний находятся в г. Сусуман, поселке Ягодное. Разрабатывается программа изысканий для строительства железной дороги Якутск- Оймякон – Сусуман – Магадан.

Ведущую роль в экономике территории играет горнодобывающая промышленность. Десятки мелких и средних предприятий различных форм собственности ведут обработку россыпных месторождений золота. Функционируют рудники на коренных месторождениях золота (Наталка, Павлик, Светлое). Небольшие автотранспортные и ремонтно-механические предприятия в основном заняты обслуживанием горнодобывающей отрасли. Сельское хозяйство представлено мелкими фермерскими хозяйствами, занимающимися растениеводством, животноводством, ведется пушной промысел.

Территория листа Р-55 представляет собой фрагмент северо-западного отрезка Тихоокеанского подвижного пояса. Здесь обнажаются геологические структуры южной части Верхояно-Колымской складчато-надвиговой области, перекрытые на юге покровами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Рассматриваемая территория – основная сокровищница «Золотой Колымы», в прошлом главного «валютного цеха» Советского Союза и Российской Федерации. Из 2,5 тыс. тонн добытого на Колыме и Индигирке золота, около 2 тыс. тонн добыто на территории листа Р-55. Более 90 % этого благородного металла извлечено из россыпных месторождений. Центральная и северо-восточная части листа – самый насыщенный аллювиальными россыпями золота район Земли, здесь расположены крупнейшие аллювиальные золото-россыпные месторождения мира (р. Чай-Юрья, р. Берелех, р. Омчак). Кроме золота разрабатываются месторождения каменного угля (разрез Тал-Юрях) и различных строительных материалов для нужд Магаданской области. В прошлые годы на рассматриваемой территории добывали также олово. Кроме перечисленных, на территории листа имеются месторождения и многочисленные рудопоявления серебра, свинца, цинка.

Первые данные о золотоносности аллювия рек рассматриваемой территории были получены С. А. Обручевым летом в 1929 г., во время его сплава по рекам Аян-Юрях и Колыма. Основываясь на этих сведениях, а также после открытий россыпей правобережья р. Колыма на территории соседнего листа Р-56 Первой и Второй Колымскими экспедициями Геолкома под руководством Ю. А. Билибина и В. А. Цареградского (1928–1931 г.г.) геологом Д. В. Вознесенским в 1931 г. было обнаружено россыпное золото уже на территории листа Р-55 на р. Тенька. Годом позже геологи Л. А. Снятков, Е. Т. Шаталов, установили россыпную золотоносность в водотоках левобережного бассейна р. Колыма также на территории листа Р-55 (верховья р. Дебин, р. р. Сусуман, Берелех). Именно с открытия крупных россыпных месторождений золота началось интенсивное геологическое изучение рассматриваемой территории.

В истоках знаний о геологии региона лежат работы П. Н. Кропоткина и Е. Т. Шаталова [Кропоткин, Шаталов, 1936], А. П. Васьковского и Л. А. Сняtkова [Васьковский, Снятков, 1937; Снятков, Васьковский, 1938; Васьковский, 1946], А. А. Николаева, 1942 г., С. И. Гаврикова [Гавриков, 1959], Л. Н. Попова [Попов, 1963].

В дальнейшем, до середины 1950-х гг. геологические исследования, в основном поискового характера, на площади листа и прилегающих территориях, проводились силами специально созданного для освоения минерально-сырьевых ресурсов Колымы трестом «Дальстрой». В это время были открыты многие месторождения сыгравшие (и до сих пор играющие) важную роль в экономическом развитии Колымы: золотоносные россыпи в нижнем течении р. Тенька (Д. В. Вознесенский, 1931), на Сусуманском, Верхне-Дебинском и Средне-Дебинском участках (Е. Т. Шаталов, Л. А. Снятков, 1932 г.), россыпи руч. Штурмовой (Ф. К. Рабинович, 1934 г.), Верхне-Берелехского участка (1935 г.), Омчакского узла (М. Г. Котов, 1935 г.), россыпи на р. Чай-Урья (В. А. Лисовский, З. А. Арабей, 1936 г.); коренные месторождения золота Павлик (1942 г.), Наталка (Е. П. Машко, 1943 г.), Игуменовское (С. С. Герасимов, 1945 г.), Дегдекан, Ветренское (1946–1947 г.); оловянные месторождения Бутугычаг (Б. Л. Флёров, 1936 г.) и Отечественное (М. С. Венчугова, 1941 г.), месторождение каменного угля Аркагалинское (Б. И. Вронский, 1935 г.). В 1942 г. А. А. Николаев на основании личных

наблюдений и обобщения материалов, собранных геологами Б. И. Вронским, П. И. Показаньевым, К. Я. Спрингисом, Е. Т. Шаталовым и др., разработал первую схему стратиграфии золотоносных районов верховой р. Колымы. В разработке основ стратиграфии четвертичных отложений важнейшее значение имели исследования работы А.П. Васьковского и Н.А. Шилов. В 1945 г. была создана первая сводная геологическая карта масштаба 1 : 500 000 на бассейн р. Колыма.

В 1960 г. данные геологического изучения территории, выполненного трестом Дальстрой, были обобщены Н. И. Лариным в первой Государственной геологической карте м-ба 1 : 1 000 000.

Во второй этап в 1960–1970-е годы проводились среднемасштабные геологосъемочные работы, по результатам которой почти на всю территорию листа были подготовлены и изданы листы Государственной геологической карты СССР м-ба 1 : 200 000: Р-55-XXII [Володин, 1962а], Р-55-XXIII [Володин, 1962б], Р-55-IX [Варзалов, 1963], Р-55-X [Орлова, 1963], Р-55-XXXVI [Закандырин, 1963], Р-55-XI [Комогорцев, 1964], Р-55-XXIV [Володин, 1964], Р-55-V [Мерзляков, 1965], Р-55-XII [Наталенко, 1965], Р-55-XVI [Харьков, 1968], Р-55-XXX [Афанасьев, 1968], Р-55-VIII [Комогорцев, 1967], Р-55-XIV [Дорт-Гольц, 1977], Р-55-XVII [Харьков, 1978], Р-55-IV [Омиров, Лычагин, 1977], Р-55-III [Комогорцев, 1980], Р-55-XXI [Тафинцев, 1980], Р-55-XV [Наталенко, 1981], Р-55-XXXI [Умитбаев, 1978], Р-55-XXIX [Штоколова, 1980], Р-55-XVIII [Мальков, 1980], Р-55-XXXV [Юдин, 1980], Р-55-XXVIII [Осипов, 1980], Р-55-XXVII [Тафинцев, 1983], Р-55-XX [Маннафов, 1983], Р-55-VII [Акулов, 1985], Р-55-XXXIII [Литвинов, 1978], Р-55-VI [Омиров, 1980], Р-55-XIX [Маннафов, 1978], Р-55-XXXIV [Романова, 1983], в общей сложности 30 листов. Несколько позднее, в 1988, был защищен лист Р-55-XIII [Уткова, 1999], в 1995 – Р-55-I,II, а листы Р-55-XXV, XXVI, XXXII так и не были подготовлены.

Большую роль в изучении геологического строения территории при создании Госгеолкарты–200/1 и в последующие периоды сыграли тематические работы, сопровождавшие ГСР-200 и ГСР-50. Тематические исследования выполнялись в основном специалистами Центральной тематической экспедиции СВГУ (позднее СВПГО), также СВКНИИ АН СССР, ВСЕГЕИ, Севморгео и др. организаций, а в ряде случаев исполнителями производственных работ. Изучением стратиграфии палеозоя на рассматриваемой территории в 1960–1970-е годы занимались А. А. Николаев, В. Г. Ганелин, В. М. Заводовский, А. В. Зимкин, Х. И. Калугин, Н. И. Караваева, А. Г. Клец, Ю. Н. Попов, В. М. Мерзляков, М. М. Орадовская, Б. В. Преображенский, Р. Ф. Соболевская, Р. Б. Умитбаев, В. И. Устрицкий, М. Н. Чугаева; позднее – А. Ф. Атращенко, А. С. Бяков, В. П. Бутков, М. Х. Гагиев, И. Л. Ведерников, Ю. П. Карелин, Т. Н. Корень, В. В. Петухов, В. И. Шпикерман и др. Важный вклад в изучение мезозойских отложений внесли: Ю. М. Бычков, А. С. Дагис, В. Г. Ермоленко, В. П. Кинасов, М. П. Крутоус, Б. И. Мальков, К. В. Паракецов, Г. И. Паракецова, Б. В. Пепеляев, И. В. Полуботко, Ю. Н. Попов, Ю. С. Репин, И. И. Тучков и др. Изучение стратиграфии и генетических типов кайнозойских и в первую очередь четвертичных образований в эти годы

проводили: В. И. Волобуева, Ю. И. Гольдфарб, В. И. Крутоус, А.В. Ложкин, В.Н. Смирнов, З.В. Орлова.

Современные представления о магматических комплексах и метаморфических образованиях территории разрабатывались: А. П. Биркисом, М. Л. Гельманом, Н. А. Горячевым, Е. Ф. Дылевским, И. Н. Котляром, М. П. Крутоус, П. П. Лычагиным, З. А. Палымской, А. П. Соболевым, И. М. Сперанской, Е. К. Устиевым; в последние годы – В. В. Акининым, А. В. Альшевским, С. В. Жигаловым, И. Л. Жулановой, М. В. Мартынюк, Т. Б. Русаковой, и др.

Геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 до середины 1960-х гг. носили в основном поисковый характер. (Ю. Е. Дорт-Гольц, В. И. Зедин, Б. А. Ковтун, В. М. Мерзляков, П. И. Бенебельский, А. П. Щеголев, Л. В. Кравченко, З. И. Литовченко и др.).

Результаты планомерного геологического изучения территории листа с середины 1950-х годов до конца 1970-х годов были обобщены в Государственной геологической карте (Новая серия) листа Р-55 Р-54,55 (Оймякон), О-55 (авт. Сурмилова Е. П., Корольков В. Г., Натапов Л. М.), изданной в 1999 г.

Третий этап региональных геологических исследований (с середины 1970-х до до середины 1990-х гг.) – производство на обширных площадях геологической съемки масштаба 1 : 50 000 В 1970-годы эти работы выполнялись Н. Г. Маннафовым, В. И. Малиновским, Н. Н. Соболевым, О. П. Стороожуком, О. Н. Омировым, В. Б. Фефеловым и др. В 1980 – е годы геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 приобретает еще больший размах. В этот период силами Ягодниской ГРЭ засняты площади в районе рек Таскан и Урультун (Б. И. Мальков, А. В. Сотников, В. И. Шпикерман, В. В. Петухов и др.), Тенькинской ГРЭ – район рек Детрин, Тенька, Нелькоба, Кулу (А. В. Вивчар., Ю. В. Иванов, Г. П. Гиляшов, В. Г. Журавлев, В. В. Уманцев, Ю. П. Карелин и др.), Верхне-Индибирской ГРЭ район хребта Тас-Кыстабыт (В. Г. Суховерков, В. Е. Курбатов и др.), ГСЭ «Дальвостгеологии» – бассейны рек Ульбея и Иня (А. Ф. Атращенко); позднее Верхне-Колымской ПСЭ на различных участках территории листа Р-55 (В. А. Новиков, Ю. П. Карелин, Ю. В. Шабанов, П. В. Кузнецов, С. В. Жигалов, Н. Л. Рахманов, С. В. Филонов и др.). В середине 1990-х геологосъемочные работы данного масштаба проводило предприятие «Магадангеология» (Ш. Г. Грищенко, Ю. П. Карелин, И. В. Малевич). В итоге, к началу нового тысячелетия геологическая изученность листа Р-55 в масштабе 1 : 50 000 достигла почти 35 % его площади

В следующий (четвертый) этап с конца 1980-х по настоящее время проводятся работы по созданию Госгеолкарты-200 (второе поколение). Для неё были подготовлены Неро-Бахапчинская (Н. Г. Маннафов), Магаданская (Н. П. Аноров), Яно-Индибирская, Верхоянская, Охотская серийные легенды. В 1999 г. защищены в НРС листы Р-55-IX,Х (В. В. Петухов и др. [1999а,б]), Р-55-XI (В. А. Шишкин и др.[2000]), в 2000 г. не подготовленные на предыдущем этапе картирования листы Р-55-XXV (Е. А. Тиньков [2000]), Р-55-XXVI,XXXII (Е. А. Архангельская и др. [1998; 2001]), в 2001 г. – Р-55-XVII (В. А. Шишкин [2001]), в 2002 г. – Р-55-XXII,XXIII (В. Г. Ермоленко[2002а]),

в 2008 – Р-55-ХІІ (В. А. Шишкин [2008]), в 2009 – Р-55-ХV,ХVІ (Ю. П. Карелин и др.[2009а].), в 2016 г. – Р-55-ІІІ,ІV (В. Г. Ермоленко [2016 а, б]). Всего 14 листов, т.е. около 40 % территории листа Р-55.

Параллельно с составлением листов Госгеолкарты–200/2 был составлен комплект карт (геологическая, полезных ископаемых, металлогеническая) масштаба 1 : 500 000 Колымо-Охотского региона (авторы В.А. Огородов, Н. Г. Маннафов, С. Д. Вознесенский и др.) [Маннафов и др., 1999]. Эта карта охватила около 80 % территории листа Р-55. В 1995 вышел Южно-Верхоянский блок Геологической карты Якутии м-ба 1 : 500 000(ред. Ян-Жин-Шин В. А. ), охвативший северо-западный угол листа. Юго-западная часть территории отражена на Геологической карте Хабаровского края масштаба 1 : 1 000 000 [Васькин, Камаев и др., 2003 ф].

В этот же период, начиная с 1998 г., выполняются работы по созданию Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения (Госгеолкарта–1000/3). Коллективом геологов под руководством В. А. Ян-Жин Шина в 2002 г. была подготовлена и апробирована в НРС легенда Верхояно-Колымской серии листов Госгеолкарты–1000/3 (ВКСЛ) [Ян-жин-шин, 2002 ф]. Блок легенды на южную группу листов, в которую вошел лист Р-55, был подготовлен сотрудниками ФГУГП «Магадангеология» и СВКНИИ ДВО РАН (В. И Шпикерман, Б. Ф Палымский, В. В. Петухов, В. М Кузнецов, И. Л. Жуланова, В. Н. Смирнов, Н. Л. Алевская). К настоящему времени подготовлены листы Госгеолкарты–1000/3 с западной (Р-54) [Казакова и др., 2013] и с восточной (Р-56) [Кузнецов и др., 2008] рамки листа Р-56.

На всех этапах планомерного геологического изучения рассматриваемой территории велись геологопоисковые и геологоразведочные работы, в результате которых открыты и разведаны сотни промышленных месторождений. Центральная и восточная части листа хорошо изучена региональными геофизическими методами и покрыта геохимической съемкой масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния. Лист Р-55 был обеспечен апробированными геофизической и геохимической опережающими основами. В 2015 г. на территории листа были закончены работы по опорному геолого-геофизическому профилю 3-ДВ.

Таким образом, в течение 30 лет, прошедших после составления листа Р-55 Госгеолкарты–1000/2, геологическая изученность площади листа существенно продвинулась вперед. На его территории проведены разнообразные исследования различного масштаба, получены новые важные данные о геологическом строении и полезных ископаемых. Эти данные обобщены в настоящей работе с использованием результатов дополнительных исследований, выполненных в процессе работ по составлению листа Р-55 Госгеолкарты–1000/3 и подготовки к изданию. Составление комплекта карт на лист Р-55 выполнялось в основном специалистами ФГУП «ВСЕГЕИ», при участии (на условиях подряда) ОАО «Дальгеофизика» (г. Хабаровск). В полевых работах, при составлении листа, принимали участие сотрудники ВСЕГЕИ: В. И. Шпикерман, В. Н. Зелепугин, О. Ю. Лебедева, Е. В. Шпикерман, Е. К. Федорова, В. Н. Филичев, а также В. В. Петухов (Магаданнедра ФА «Роснедра»), Г. В. Масякин (СВГУ, г. Магадан). Ответственный исполнитель



комплекта в целом В. И. Шпикерман, по части, выполненной ОАО «Дальгеофизика» – А. Ф. Васькин. Научная редакция выполнялась В. В. Петуховым и В. И. Шпикерманом, в части четвертичных образований Л. Р. Семеновой. Авторы записки перечислены в оглавлении, авторы карт указаны в их зарамочном оформлении.

Комплект карт включает цифровую модель в формате ArcGis 10.0., которая сопровождается базой данных. Цифровая модель создана И. В. Котельниковой, О. В. Желебогло. В базе данных, собранной и обработанной Е. В. Шпикерманом, приводятся первичная полевая документация, сведения о изученности территории, полезных ископаемых, стратотипах и петротипах выделенных геологических подразделений, результаты изотопного датирования пород, химические составы плутонических и вулканических пород, данные о памятниках природы, особо охраняемых территориях, сейсмичности. В базу данных также помещены созданные к листу Р-55 геофизическая, геохимическая и дистанционная основы. Отдельным блоком базы данных является база современного состояния запасов и прогнозных ресурсов россыпных месторождений, основанная на недавних работах по геолого-экономическому анализу золотоносных россыпей Магаданской области [Грищенко и др., 2008 ф; Плюснин и др., 2012 ф]. В этом блоке базы данных приведены геологические описания, параметры, балансовые запасы и прогнозные ресурсы 2874 участков 1678 россыпных месторождений золота.

Авторы листа благодарят своих коллег из ВСЕГЕИ – руководителя проекта М. М Свириденко за постоянное внимание и деловое участие в нашей работе, заведующего отделом региональной геологии и полезных ископаемых восточных районов России д.г.-м.н. В. Ф. Проскурнина за организацию работы и полезные профессиональные дискуссии, к.г.-м.н. В. Н. Зелепугина, к.г.-м.н. Б. А. Марковского, к.г.-м.н. А. К. Иогансона за ценные рекомендации по совершенствованию работы. За плодотворное научное сотрудничество при работе по листу авторы благодарят ученых СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) – директора чл. корр. РАН Н. А. Горячева, зам. директора д.г.-м.н. В. В. Акинина, научных сотрудников – д.г.-м.н. И. Л. Жуланову, д.г.-м.н. И. Н. Котляра, к.г.-м.н. А. В. Альшевского, к.г.-м.н. Б. П. Важенина, к.г.-м.н. М. Л. Гельмана. За доброжелательное обсуждение материалов исследований и обмен информацией авторы признательны сотрудникам АО «Магадангеология» – ген. директору А. В. Алексеенко, ведущим специалистам предприятия – А. П. Ганову, В. Г. Ермоленко, Ю. П. Карелину, В. А. Сидорову, Л. Л. Фельдману.

---

---

## СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа, охватывающей разновозрастные структурные элементы различного режима развития, обнажаются стратифицированные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования от среднего рифея до современной эпохи. Кроме того, по геофизическим данным и материалам сопредельных территорий, на геолого-геофизических разрезах показаны нескрытые метаморфизованные толщи нижнего архея и нижнего рифея.

Осадочные отложения в большинстве случаев разделены на местные подразделения (серии, подсерии, свиты), для вулканогенных образований выделяются вулканические комплексы, серии и группы. Картографируемые подразделения в целом соответствуют легенде Верхояно-Колымской серии листов (ВКСЛ) Госгеолкарты–1000/3 [Ян-жин-шин и др., 2002 ф], с коррективами учитывающими решения МСК по 3-ему Стратиграфическому совещанию по Северо-Востоку [Решения, 2009]. Используются также вспомогательные подразделения (толщи), для картографирования четвертичных отложений применяются горизонты. Наиболее распространенные на площади триасовые и юрские отложения, традиционно ранее расчленялись на множество свит в границах множества структурно-фациальных подразделений. Авторы, проводя тщательный анализ цикличности развития триасовых и юрских палеобасейнов, пришли к выводу о нецелесообразности использования для карты масштаба 1 : 1 000 000 столь детального районирования и расчленения. В качестве основной единицы картографирования для этих отложений принят укрупненный таксон – серия, объединяющая в себя более мелкие подразделения не только по вертикали, но и по латерали в пределах единого палеобасейна. То же относится и к большей части палеозойских отложений на северо-востоке территории.

В соответствии с составом и палеогеографическими условиями накопления стратифицированных структурно-вещественных комплексов на территории листа выделяются для кайнозоя Верхояно-Чукотская, Северо-Восточного Приохотья, Северо-Западного Приохотья; для докембрия, палеозоя и мезозоя Северо-Восточная, Южно-Верхоянская, Охотская, Яно-Колымская, Армано-Вилигинская, Бахапчино-Вилигинская, Селеннях-Омулевская, Охотская, Бахапчино-Вилигинская, Иньяли-Дебин-Сугойская, Аркагалинская, Уяндино-Ясачненская структурно-формационные области (СФО). СФО подразделяются на структурно-формационные зоны (СФЗ), а в последних иногда выделены

стратиграфические районы (СР). Для кайнозоя выделены структурно-фациальные зоны (СФцЗ) и стратиграфические районы (СР)

По структуре, мощности выходящих на дневную поверхность комплексов и их соотношениям между собой выделяется нескольких крупных этапов развития территории: рифейско-раннедевонский, среднедевонско-раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-среднеюрский, позднеюрско-раннемеловой, ранне-позднемеловой, кайнозойский. Не выходящие на дневную поверхность образования архея, отражают наиболее ранний этап развития территории, но достоверных данных о соотношениях архейского комплекса с более поздними нет.

Выходящие на поверхность образования рифея и нижнего-среднего палеозоя характеризуют Селенных-Омулевскую СФО, в составе которой выделяются Тасканская, и Ясачненская СФЗ. Преобладающие по распространению верхнепалеозойские и мезозойские отложения известны во всех СФО. Позднеюрские и меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования распространены в северо-восточной и южной частях территории, в пределах соответственно Уяндино-Ясачненской и Охотско-Чукотской СФО, локально присутствуют и на других участках территории. Палеоген-неогеновые и четвертичные отложения в той или иной мере встречаются повсеместно.

## НИЖНИЙ АРХЕЙ

Невскрытые нижнеархейские отложения предполагаются на юго-западе территории листа в пределах Кухтуйско-Ульбейской (13.3) и Нютской (13.4) СФЗ Охотской СФО (13). Они выходят на дневную поверхность в непосредственной близости от западной рамки листа в бассейне р. Кухтой, где описаны как охотская серия. Описание этих образований приводится по материалам листа Р-54 Госгеолкарты–1000/3 [Казакова и др., 2013]. Отложения нижнего архея на геологической карте листа отражены на геолого-геофизическом разрезе А<sub>1</sub>-А<sub>3</sub>.

Охотская серия (AR<sub>1</sub>oh) представлена метаморфическими породами гранулитовой и амфиболитовой фаций, образовавшимися в результате неоднократной и неравномерной метаморфической и метасоматической переработки, интенсивной гранитизации и мигматизации гранулитового основания. Породы субстрата – мигматизированные амфибол-пироксеновые, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллосланцы, амфиболиты, амфиболовые, гиперстеновые, биотитовые, иногда гранат- и силлиманитсодержащие гнейсы, гранулиты – чередуются с послойными телами гнейсовидных гранитов и плагиогранитов мощностью до 100 м. Помимо перечисленных пород, в комплексе встречаются пласты и линзы мраморов, кальцифиров и кварцитов, в т. ч. и железистых, мощностью до 30 м и протяженностью до 1 км и более, тела эклогитоподобных образований. По магматическим цирконам гранулитов U-Pb и Lu-Hf методами В. К. Кузьминым и др. [2008] получены датировки соответственно 3684±4 и 3700 млн лет, по валовой пробе Sm-Nd методом – 3696 млн лет. Эти цифры, вероятно, отражают возраст протолита. Предполагаемая мощность охотской серии более 4000 м.

## ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Не выходящие на дневную поверхность нижнерифейские образования предполагаются в основании Южно-Верхоянской СФО (11) и в качестве автохтона под тектоническими пластинами западной части Бахапчино-Вилигинской СФО. Верхнепротерозойские отложения в северо-восточной части листа Р-55 в пределах Тасканской СФЗ (14.1) Селеннях-Омулевской СФО (14) ранее были условно выделены Н. И. Лариным на Госгеолкарте-1000 первого поколения [Ларин, 1962] в междуречье Уочат-Урультун (Уочатский блок). Однако на всех последующих картах, все метаморфизованные стратифицированные образования Уочатского блока, вслед за В. М. Мерзляковым [1965], стали относить к нижнему палеозою. Эти представления подтверждались находками в наименее метаморфизованных толщах органических остатков. Полученные авторами в процессе работ по листу Р-55 Госгеолкарты-1000/3 новые данные, позволяют достоверно выделить в Уочатском блоке метаморфических пород позднерифейские образования. Данных о наличии в пределах листа среднерифейских образований не имеется.

### Нижний рифей

Нерасчлененные образования нижнего рифея ( $RF_1$ ). По данным А. П. Смелова и др. [2001] метаосадочные породы раннерифейского возраста, вскрытые Ивановской структурной скважиной за пределами территории листа Р-55, представлены метапесчаниками, биотитовыми и мусковит-биотитовыми парагнейсами. Эти образования, по представлениям А. П. Смелова с соавторами, слагают основание Верхоянского складчатого пояса. Возраст слабо метаморфизованных пород определен Sm-Nd методом около 1500 млн лет. Нерасчлененные образования нижнего рифея отображены на геолого-геофизическом разрезе  $A_1$ - $A_3$ . Мощность более 1000 м.

### Верхний рифей

Хобойская толща ( $RF_3hb$ ) –выделяется впервые, вместо нижнепалеозойской нижнелайминской подсвиты, картировавшейся здесь ранее [Сотников и др., 1983 ф]. Опорный разрез описан по руч. Хобо (левобережный бассейн верховий р. Урультун). Основание разреза толщи уничтожено телом гнейсо-гранодиоритов уочатского комплекса. От истока руч. Хобо вниз по течению, вдоль полностью обнаженного каньона в опрокинутом залегании снизу вверх по разрезу вскрываются:

1. Плагиогнейсы биотитовые, реже дуслюдяные, среднезернистые, перемежающиеся с амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и кварц-плагиоклаз-слюдистыми сланцами. В основании породы мигматизированы, часто прорываются небольшими телами плагиогранитов и аплитов. Мощность более 500 м.

2. Альбит-серицит-хлоритовые сланцы, перемежающиеся с хлоритизированными биотитовыми плагиогнейсами. Прорваны согласной со сланцеватостью дайкой аплитов (10 м). Мощность 90 м.

3. Мигматизированные хлоритовые сланцы, перемежающиеся с карбонатно-хлоритовыми и слюдисто-карбонатными сланцами также интенсивно мигматизированными. Мощность 190 м.

4. Хлорит-эпидотовые породы (эпидозиты), перемежающиеся с плагиоклаз-эпидот-хлоритовыми породами, изредка с кварцито-песчаниками. Мощность 220 м.

5. Аналогично пачке 3, но без мигматитов.

Далее разрез прерывается скрытым разломом, после которого следуют слабо метаморфизованные известняки и доломиты с раннепалеозойскими фаунистическими остатками. Общая мощность толщи по руч. Хобо – более 1150 м. Аналогичное строение толща имеет в правых притоках р. Уочат, но там в пачке 1 преобладают двуслюдяные плагиогнейсы. Мощность по максимальному пересечению руч. Хобо более 1150 м.

Образования хобойской толщи сформировались в результате метаморфизма вулканогено-осадочных отложений в условиях эпидот-амфиболитовой (пачка 1) и высоких ступеней зеленосланцевой (пачки 2–5) фаций. По химическому составу и реликтам первичной структуры амфиболиты пачки 1 уверенно диагностируются как метабазальты и метаандезибазальты. На диаграмме А. А. Предовского амфиболиты попадают в поле базитов [Шпикерман и др., 1991ф.]. Плагиогнейсы и метаморфические сланцы толщи являются продуктами метаморфизма терригенных и вулканогенно-осадочных отложений. В них устанавливаются реликты косой слоистости; по химическому составу на диаграмме О. Бротцена они попадают в поля вулканитов среднего и кислого состава и метааргиллитов [Шпикерман и др., 1991ф.]. Таким образом, состав толщ: метапесчаники, метааргиллиты, метаморфизованные базальты, андезибазальты, туфы кислого состава.

Возраст толщ оценивается на основе новых данных, полученных при составлении листа Р-55 Госгеолкарты–1000/3. Верхняя возрастная граница определяется возрастом секущих толщ гнейсо-гранитоидов уочатского комплекса, время формирования которых по геохронометрическим данным – конец позднего рифея (не древнее 650 млн лет). Конкретный возраст субстрата надежнее всего устанавливается по U-Pb SHRIMP датированию первичных цирконов из метабазитов толщ. Возраст цирконов из амфиболитов нижней пачки в среднем течении руч. Хобо, определенный этим методом, составил  $960 \pm 9$  млн лет. Конкордантный возраст цирконов из двуслюдяных плагиогнейсов в истоках руч. Лайма (прав. приток р. Уочат) –  $988 \pm 6$  млн лет). Усредненное значение дат самой юной популяции кластогенных цирконов из парагнейсов среднего течения руч. Хобо – 1040 млн лет. Таким образом, по совокупности данных, принимается познерифейский возраст толщ.

Хобойская толща может быть сопоставлена с познерифейской осадочно-вулканогенной хакдонской серией Приколымья [Ткаченко, 1992]. Для обеих, кроме возрастной близости, характерны проявления контрастного вулканизма.

## ПАЛЕЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Отложения палеозоя на территории листа занимают около 40 %. В его северо-восточной части в пределах Селенных-Омулёвской СФО обнажается практически непрерывный разрез палеозоя от верхнего кембрия до верхней перми включительно.

Нижне-среднепалеозойские отложения (до нижнего карбона) известны только в пределах Селенных-Омулёвской СФО, как в Тасканской так и в Ясачненской СФЗ.

Верхнепалеозойские толщи на территории листа Р-55 распространены весьма широко, особенно пермские. Разнообразие типов разрезов перми, позволило выделить для этой системы несколько СФЗ во всех СФО домезозойского уровня.

### КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ, ТРЕМАДОКСКИЙ ЯРУС

#### *Селенных – Омулёвская СФО (14)*

Наличие на рассматриваемой территории переходных верхнекембрийско-тремадокских отложений обосновано в работах В. И. Шпикермана, В. М. Мерзлякова [1988] и В. И. Ткаченко, В. И. Шпикермана [2001]. В ВКСЛ эти отложения отнесены к Элекченской группе, переведенной в ранг серии.

Элекченская серия ( $\text{ЄЄ}_3\text{–O}_1\text{el}$ ) выделена по предложению В. И. Ткаченко (2000 г.). Название по Элекченским горам, расположенных к северу от северной рамки листа. На территории листа отложения серии установлены на двух участках, значительно удаленных друг от друга – в верховьях р. Уочат и в левобережном бассейне р. Инанья (рис. 2).

Нижние части серии представлены *лайминской свитой*\* выходы которой известны только в верховьях р. Уочат: известняки, доломиты, алевролиты, филлиты, известковые песчаники, с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов (мощность свиты 540 м). Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации, в связи с чем хлоритизированы и серицитизированы, известняки часто мраморизованы, характерна пестроцветная окраска.

Верхняя часть серии вскрывается в разрезах *инаньинской свиты* на левобережье р. Инанья: ритмично переслаивающиеся глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, глинистые известняки (мощность свиты – 600–700 м). Зеленосланцевый метаморфизм нижней части свиты придает породам зеленоватый цвет. Лайминская свита перекрывается толщей валунно-галечных конгломератов тремадокского возраста, а инаньинская – алевролитами и известняками хитинской свиты флоского возраста. Общая мощность серии – более 700 м

---

\*Под лайминской свитой в настоящей работе понимается слабо метаморфизованная терригенно-карбонатная толща, выделенная В. М. Мерзляковым [1971] на руч. Лайма и описанная ранее как верхнелайминская подсвита [Шпикерман, Мерзляков, 1988].

Строение разреза элекченской серии отвечает трансгрессивно-регрессивному циклу, начало которого отмечено горизонтами базальных конгломератов. О времени начала трансгрессии можно судить по находкам остатков палеозойских водорослей в белоноченской толще и позднекембрийских трилобитов в болотнинской толще на прилегающей с северо-востока территории [Ткаченко, Гогин, 1981]. Соответственно, нижняя граница серии принимается на уровне нижней части верхнего кембрия. Самые молодые палеонтологические комплексы известны в инаньинской свите. Они представлены брахиоподами зоны *Clarkella calcifera* и *Nanorthis hamburgensis elgenchatica*, сопоставляемой М. М. Орадовской [1997] с верхним тремадоком. Верхняя граница серии устанавливается на уровне границы тремадок-флоский ярус. Однако в верховьях р. Уочат эта граница, скорее всего, проходит ниже, поскольку лайминская свита трансгрессивно перекрывается здесь тремадокскими валунно-галечными конгломератами нижежурской подсвиты [Шпикерман, Мерзляков, 1988].

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

### НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

#### Тремадокский-дарривилский ярусы

#### *Селеннях–Омулёвская СФО (14)*

#### *Тасканская СФЗ(14.1)*

В соответствии с ВКСЛ в низах ордовика Тасканской СФЗ выделена нижняя подгруппа Ясачненской группы. Ясачненская группа переведена в ранг серии и расчленяется в соответствии с ВКСЛ на нижнюю и верхнюю подсерию. Название по р. Ясачная (левый приток р. Колыма), в бассейне верхнего течения которой расположены стратотипы составляющих серию свит.

Ясачненская серия, нижняя подсерию ( $O_{1-2}, js_1$ ). Стратотипические разрезы свит, составляющих подсерию, на территории листа находятся в Омулевских горах – журская, мокринская, уочатская, кривунская свиты. В расположенных к северу от листа Эльгечанских горах находятся стратотипы известных на рассматриваемой территории хитинской и эльгенчакской свит. (см. рис. 2). Разрез начинается с конгломератовых горизонтов низов журской свиты в Омулевских горах [Шпикерман, Мерзляков, 1988].

*Журская* (250–300 м) и *мокринская* (800 м) свиты в Омулевских горах представлены известково-глинистыми филлитовидными сланцами и пачками глинистых известняков. Перекрывающая журскую *уочатская свита* (400–500 м) сложена в основном известняками часто глинистыми и песчанистыми.

Лежащая на мокринской *кривунская свита* (400–700 м) сложена черными известково-глинистыми граптолитовыми сланцами, переслаивающимися с черными глинистыми известняками. В северо-восточной части Тасканской зоны в бассейне р. Инанья в составе подсерию выделяется *хитинская свита* (1000–1100 м), сложенная в главным образом глинистыми, алевроитовыми,

песчанистыми известняками и прослоями глинистых сланцев. Сходный с хитинской состав (с некоторым увеличением доли известняков) имеет и вышележащая *эльгенчакская свита* (750–900 м). Хитинская и эльгенчакская свиты являются стратотипическими для одноименных горизонтов.

Общая мощность подсерии – 1200 – 2400 м.

Палеонтологические комплексы подсерии в ее нижней части представлены конодонтами, брахиоподами и трилобитами, а в верхней (особенно в кривунской свите) – граптолитами. Нижняя часть хитинской свиты охарактеризована богатым комплексом брахиопод зоны *Tritoechia efimovae*, которая М. М. Орадовской [1988] сопоставляется с нижней половиной аренигского (флоского по современной шкале ордовика) яруса. Аренигские (флоские) граптолиты обнаружены В. П. Клочковым [1979 ф] и в журской свите Омудлевских гор к северу от листа. Таким образом, основание серии в северо-восточной части Тасканской зоны (низы хитинской свиты и одноименного горизонта) соответствует низам флоского яруса. Конгломератовый горизонт в основании журской свиты, скорее всего, соответствует тремадоку, что обосновано в работе В. И. Шпикермана, В. М. Мерзлякова [1988],

Самые молодые фаунистические остатки подсерии – граптолиты из верхов кривунской свиты. Многочисленные находки граптолитов, сделанные Р. Ф. Соболевской и др. [1969 ф] в нижней половине кривунской свиты на руч. Кривун (стратотип свиты), достоверно указывают на лланвирнский (дарривилский по современной шкале) возраст вмещающих их отложений. Таким образом, в Омудлевских горах верхняя граница подгруппы проходит в внутри дарривилского яруса. Общий стратиграфический объем подсерии соответствует флосскому, дапинскому и нижней половине дарривильского ярусов.

Нижняя граница подсерии (и серии в целом) картируется прежде всего по горизонтам конгломератов в ее основании. Последние отчетливо проявлены в верховьях р. Уочат. В северо-восточной части Тасканской СФЗ такой четкой границы нет. Верхняя граница устанавливается по хорошо заметной смене относительно глубоководных карбонатно-глинистых слоистых отложений нижнеясачненской подсерии явно более мелководными существенно карбонатными, иногда красноцветными, что отражает начало регрессивной части седиментационного цикла.

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

### Дарривильский ярус

#### *Селеннях – Омудлёвская СФО (14)*

#### *Ясачненская СФЗ (14.2)*

В северо-западной части листа Р-56 Госгеолкарты–1000/3 закартированы среднеордовикские эльгенчакская и лачугская свиты. Эти же свиты закартированы в северо-восточном углу листа Р-55. Корреляция этих подразделений с подразделениями Тасканской СФЗ на рис. 2.

Эльгенчакская свита (*O<sub>2el</sub>*) обнажается в ядрах антиклиналей в бассейне р. Лесная и в правобережном бассейне р. Инанья. Основание свиты



наблюдалось в Тасканской СФЗ на левобережье р. Инанья в составе нижней ясачненской подсерии, где эльгенчакская свита согласно лежит на нижне-среднеордовикской хитинской свите. Свита образована серыми массивными известняками (органогенно-обломочными, алевритовыми, доломитистыми, глинистыми), а также изредка – доломитами, мергелями, алевролитами. Мощность свиты 600 м. Обильные остатки брахиопод зоны *Xenelasmella graciosa*, трилобитов и остракод эльгенчакского горизонта определяют принадлежность свиты к нижней части дарривильского яруса.

Лачугская свита ( $O_2l\check{c}$ ), согласно перекрывающая эльгенчакскую, сложена глинистыми, алевритистыми и доломитистыми известняками, чередующимися с доломитами и реже с мергелями. При этом в нижней части преобладают известняки, а верхней – слоистые доломиты. Мощность свиты 700 м. Возраст свиты на основании находок остатков зональных форм брахиопод *Oepikina amara* (Andr.), *Sowerbyella negritus* (Villard) и остракод определяется как позднедарривильский, отвечающий лачугскому горизонту.

## СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

### Дарривилский-сандбийский ярусы

#### *Селеннях – Омулёвская СФО (14)*

##### *Тасканская СФЗ (14.1)*

Ясачненская серия, верхняя подсерия ( $O_{2-3}js_2$ ) согласно перекрывает нижнюю ясачненскую подсерию.

В бассейне рек Ясачная и Таскан она состоит (снизу-вверх) из *лачугской* (750–800 м) и *сонской* (1250–1450 м) свит. Стратотип сонской свиты находится на руч. Сон в верховьях р. Таскан., лачугской в Ясачненской СФЗ к северу от листа Р-55. В бассейне р. Урультун Омулёвских гор в состав подразделения включается лишь одна *дарривильская свита* мощностью 800–1000 м (см. рис. 2).

Главной чертой верхней ясачненской подсерии является существенно карбонатный состав слагающих ее отложений и их массивное или грубопластовое сложение. Карбонатные породы представлены известняками (преобладают), среди которых присутствуют пелитоморфные, оолитовые, биогермные, органогенно-обломочные брекчиевидные разности. Весьма обычны также пелитоморфные доломиты. Значительно меньше распространены известково-глинистые сланцы и алевролиты. В известняках и доломитах иногда наблюдаются трещины усыхания.

Палентологические комплексы представлены почти исключительно остатками бентосной фауны: брахиоподами, трилобитами, гастроподами. Наиболее древние из них установлены в лачугской свите, где описаны зональные формы брахиопод *Oepikina amara* (Andr) и сопутствующий им комплекс брахиопод, трилобитов и остракод [Орадовская, 1988]. Выделенная М. М. Орадовской брахиоподовая зона *Sowerbyella negritus* и *Oepikina amara* соответствует лачугскому горизонту и сопоставляется по современной шкале ордовика с верхней частью дарривильского яруса. В Омулёвских горах, в кри-

вунской свите нижней ясачненской подсерии известны находки граптолитов средней части дарривилльского яруса. На основании перечисленных сведений нижнюю границу подсерии следует сопоставлять примерно с серединой дарривилльского яруса.

Самые молодые фаунистические остатки найдены в сонской свите и представлены комплексом брахиопод, трилобитов, остракод и наутилоидей брахиоподовой зоны *Oepikina kalytschanica* [Орадовская, 1988]. Указанная зона сопоставляется М. М. Орадовской с граптолитовой зоной *Nemagraptus gracilis* нижней половины сандбийского (по современной шкале ордовика) яруса. Однако в разрезе руч. Мирного в низах сонской свиты установлены зональные формы брахиопод *Sowerbyella negritus* Willard, относящихся уже к лачугскому горизонту верхов дарривилльского яруса. Таким образом, в максимальном стратиграфическом объеме верхняя ясачненская подсерия охватывает верхнюю половину дарривилльского яруса и нижнюю половину сандбийского яруса. Однако в Омuleвских горах выделяемая там дарпирская свита не содержит в своем составе слоев граптолитовой зоны *Nemagraptus gracilis* нижней половины сандбийского яруса, то есть, стратиграфический объем подсерии в этом районе резко сокращен и сопоставляется только с верхней частью дарривильского яруса..

Границы подсерии при картировании легко устанавливаются, так как слагающие ее карбонатные толщи резко выделяются массивными формами рельефа и скальными обнажениями от подстилающих и перекрывающих их более глубоководных карбонатно-глинистых отложений. Такой состав соответствует поздней регрессивной части длительного седиментационного цикла полностью отраженного в отложениях ясачненской серии в целом.

Общая мощность подсерии на рассмотренной территории варьирует от 800 до 2100 м.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

### Сандбийский ярус

#### *Селеннях–Омулёвская СФО (14)*

#### *Ясачненская СФЗ (14.2)*

В составе сандбийского яруса в Ясачненской СФЗ с соседнего листа Р-56 перешла сонская свита (см. рис. 2)

Сонская свита ( $O_3^{sn}$ ) в пределах Ясачненской СФЗ залегает согласно на подстилающей лачугской, граница свит отмечена сменой слоистых доломитов лачугской свиты массивными доломитистыми известняками. Свита в целом представлена большей частью известняками и доломитистыми известняками, присутствуют также доломиты. Мощность свиты 1300–1400 м. Остатки зональных брахиопод *Oepikina kalytschanica* (Andr.), гастропод и трилобитов сонской свиты в пределах Ясачненской СФЗ определяют соответствие свиты нижней части харкинджинского горизонта, коррелируемый с граптолитовой зоной *Nematograptus gracilis* [Орадовская, 1997], то есть нижней части сандбийского яруса не ниже границы с дарривильским ярусом.

**Сандбийский-катийский ярусы**  
**Селенях – Омулёвская СФО (14)**  
**Ясачненская СФЗ (14.2)**

Каньонская свита ( $O_3kn$ ) согласно залегает на сонской, перекрывается падунской свитой. Свита сложена известково-глинистыми сланцами, переслаивающимися с пелитоморфными и глинистыми, иногда доломитизированными известняками, доломитами, Мощность 550–600 м. Многочисленные отпечатки граптолитов зон *Diplograptus ingens wellingtonensis*, *Climacograptus peltifer* и стратиграфическое положение свиты позволяют сопоставлять ее с верхней половиной харкинджинского горизонта, что соответствует верхней части сандбийского и нижней половине катийского ярусов.

**Тасканская СФЗ (14.1)**

Отложения сандбийского-катийского ярусов в Тасканской СФЗ в соответствии с ВКСЛ представлены омулевской группой, переведенной в ранг серии. Название заимствовано от омулевской свиты, выделенной А. А. Николаевым [1958] в среднеордовикских-нижнесилурийских отложениях Омулёвских гор. В настоящее время омулевская свита, с исключением из нее верхней нижнесилурийской части, переводится в ранг серии. Омулёвская свита А. А. Николаева ранее была расчленена на несколько самостоятельных свит (харкинджинскую, омулскую, маутскую), названия которых и используются в настоящее время в геологической практике. Расширен нами также район распространения данного подразделения. На территории листа Р-55 отложения серии распространены в бассейне р. Урультун (Омулёвские горы) и в левобережном бассейне р. Инанья, в пределах Тасканской СФЗ. В бассейне р. Инанья омулёвская серия расчленена на верхнюю и нижнюю подсерии, в бассейне р. Урультун, из-за сокращения мощности серии, авторы вынуждены были отображать ее на карте как единое нерасчлененное подразделение.

Общий характер разреза серии отражает полный трансгрессивно-регрессивный цикл морского осадконакопления, ранняя стадия которого (трансгрессивная) представлена черными граптолитсодержащими известково-глинистыми отложениями нижней омулёвской подсерии, а поздняя стадия (регрессивная) – алеврито-песчаниковыми, карбонатными, мергелевыми и биогермными толщами верхней омулёвской подсерии (см. рис. 2).

Омулёвская серия, нерасчлененные отложения ( $O_3 om$ ) распространены в бассейне р. Урультун северо-западной части Тасканской СФЗ, где они представлены харкинджинской и омулской свитами. Небольшая мощность, слагающих серию свит, не позволяет отразить на карте отдельно нижнюю и верхнюю части.

*Харкинджинская свита* (300 м) согласно перекрывает отложения дарпирской свиты верхний ясачненской подсерии. Сложена черными известково-глинистыми сланцами, переслаивающимися с черными глинистыми известняками. В отложениях свиты присутствуют многочисленные отпечатки граптолитов зон *Nemagraptus gracilis*, *Climacograptus peltifer*, *Orthograptus quadrimucronatus*.

Согласно перекрывающая харкинджинскую свиту *омукская свита* (250 м) представлена желтовато-серыми известковыми алевролитами, песчаниками, домеритами и глинистыми известняками, содержащими остатки зональных видов граптолитов *Persculptograptus persculptus* (Salt.), *Normalograptus extraordinarius* (Sob.), *Orthograptus quadrimucronatus* (J. Hall.), и брахиопод *Sowerbyella ex gr. sladensis* Jones. Комплекс фаунистических остатков определяет стратиграфическое положение свиты в составе падунского и тирехтяхского горизонтов, что сопоставляется с сандбийским, катийским и хирнантским ярусами в полном объеме. Общая мощность подразделения 550 м.

Омулёвская серия, нижняя подсерия ( $O_3 om_1$ ) согласно перекрывает отложения сонской свиты верхней ясачненской подсерии. Разрез начинается с черных граптолитсодержащих углеродистых сланцев, алевролитов и глинистых известняков, указывающих на резкое увеличение глубины бассейна по сравнению с мелководными условиями формирования нижележащих светлоокрашенных карбонатных литофаций верхней ясачненской подсерии. В левобережном бассейне р. Инанья, подсерия представлена *каньонской свитой* (500 м), стратотип которой описан по руч. Мирному [Орадовская, 1988]. В бассейне р. Урультун нижней подсерии соответствует *харкинджинская* (300 м) свита со стратотипом на р. Харкинджа севернее рамки листа. Общая мощность подсерии варьирует от 300 до 500 м.

Основной чертой отложений нижней омулёвской подсерии является их отчетливо слоистое (иногда ритмичное) сложение, преобладание темной окраски, обилие остатков граптолитов. Основные литологические разновидности пород – углеродистые глинистые и известково-глинистые сланцы, известковые песчаники и алевролиты, глинистые известняки (часто плитчатые). В каньонской свите присутствуют желтые мергели. В направлении с запада на восток увеличивается объем карбонатных пород и, соответственно, увеличивается мощность подсерии.

Палеонтологические комплексы представлены в основном граптолитами, ассоциирующими нередко с брахиоподами. Наиболее древние граптолиты встречаются в низах харкинджинской свиты в бассейне р. Урультун, где обнаружен комплекс зоны *Nematograptus gracilis*, низов сандбийского яруса. В основании каньонской свиты встречены более молодые граптолитовые комплексы зоны *Climatograptus peltifer*, соответствующий уже верхней половине сандбийского яруса. Примерно этому же уровню соответствуют находки брахиопод *Sowerbyella cava orientalis* Orad. Самые молодые фаунистические остатки встречаются в верхах харкинджинской свиты и представлены граптолитами верхнесандбийской зоны *Diplograptus ingens wellingtonensis*. Таким образом, несмотря на незначительную мощность, нижняя омулёвская подсерия имеет большой стратиграфический объем занимая весь объем сандбийского яруса и нижнюю часть катийского яруса в бассейне р. Урультун и, а в левобережном бассейне р. Инанья верхнюю половину сандбийского яруса и нижнюю катийского.

Нижняя омулёвская подсерия хорошо картируется и может служить своего рода маркирующим телом для всего ордовикского разреза южной части Селеннях-Омулёвской структурно-формационной области. Особенно четко устанавливается нижняя граница по смене массивных светлых известняков

верхней ясачненской подсерии темными слоистыми породами с остатками граптолитов нижней омулевской подсерии. Примерно также, только с обратной последовательностью напластования, фиксируется верхняя граница. Сложность иногда может представлять лишь граница харкинджинской свиты с вышележащей омульской. Но последняя всегда характеризуется более грубым гранулометрическим составом слагающих ее терригенных осадков и их более светлой окраской с поверхности.

### **Катийский ярус**

#### ***Селеннях–Омулёвская СФО (14)***

##### *Ясачненская СФЗ (14.2)*

Падунская свита ( $O_{3pd}$ ) распространена в северо-восточном углу листа, куда она переходит с соседнего листа Р-56. Залегает согласно на каньонской свите, сложена глинистыми и детритовыми известняками, алевролитами и известково-глинистыми сланцами. Мощность свиты 300–400 м. Сборы остатков брахиопод зоны *Sowerbyella sladensis* и зонального вида граптолитов *Orthograptus quadrimucronatus* (J. Hall.) определяют соответствие свиты одноименному горизонту сопоставляемому по современной шкале ордовика с верхней половиной катийского яруса.

### **Катийский-хирнантский ярусы**

#### ***Селеннях–Омулёвская СФО (14)***

##### *Ясачненская СФЗ (14.2) Ирюдийский СР (14.2.2)*

Ирюдийская свита, лукавинская и домеритовая толщи объединенные ( $O_{3ir+dm}$ ). Подразделение переходит с соседнего листа Р-56. Устанавливаются в небольшом фрагменте в на самом юге Ирюдийского СР в пределах листа Р-55. Кроме того, эти отложения слагают небольшую надвиговую пластину на правом берегу р. Инанья.

Самая нижняя *ирюдийская свита* на прилегающей территории листа Р-56 согласно надстраивает разрез верхнеордовикских слоев должинской свиты. Ирюдийская свита сложена известняками переслаивающимися с пластами глинистых, алевролитистых и органогенных разностей. Мощность 450–500 м.

*Лукавинская толща* согласно перекрывает ирюдийскую свиту, сложена алевролитистыми известняками, переслаивающимися с известково-глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Мощность 100–150 м.

*Домеритовая толща* согласно наращивает разрез нижележащих отложений, представлена светлоокрашенными домеритами. Чередующимися с известковистыми алевролитами и песчаниками, содержащими прослой и линзы конгломератов. Мощность 100 м.

Общая мощность объединенного подразделения составляет 750 м.

Сборы многочисленных остатков граптолитов, кораллов и брахиопод характеризуют верхнюю часть падунского и тирехтяхский горизонты, соответствующие в совокупности верхней части катийского яруса и всему хирнантскому ярусу.

## Селеннях–Омулёвская СФО (14)

### Тасканская СФЗ (14.1)

Омулевская серия, верхняя подсерия (O<sub>3</sub> от<sub>2</sub>) согласно перекрывает отложения нижней омулевской подсерии.

В бассейне р. Урультун в составе подсерии выделяется лишь одна *омукская свита* (мощностью 250 м), опорный разрез которой (парастратотип) описан по р. Харкинджа (лев. приток р. Омулевки) [Корень и др., 1983].

К востоку в бассейне р. Инанья разрез подсерии представлен уже двумя свитами (снизу-вверх): *падунской* (480 м) и *тирехтяхской* (270–320 м), стратотипы которых детально изучены по руч. Мирный [Орадовская, Соболевская, 1979; Корень и др., 1983]. Общая мощность подсерии в пределах листа Р-55 варьирует в диапазоне от 500 до 800 м (см. рис. 2).

Особенностями подсерии, отличающими ее от нижней омулевской подсерии, являются: увеличение общей карбонатности отложений вплоть до чистых известняков, более светлая окраска горных пород в обнажениях, увеличение размерности зерен в кластогенных породах, резкое сокращение количества остатков граптолитов и увеличение количества остатков бентосной фауны. В омульской свите бассейна р. Урультун преобладают терригенные породы: известковые песчаники и алевролиты, в разрезах левобережья р. Инанья и верховий р. Таскан преобладают карбонатные породы (пелитоморфные и биогермные известняки, пелитоморфные доломиты и др.), переслаивающиеся иногда с известково-глинистыми сланцами и алевролитами. Характерно, что венчается разрез верхней омулевской подсерии повсеместно пестроцветными (преимущественно желтыми) мергелями (кривунская пачка омулевской свиты, толща Q тирехтяхской свиты).

Палеонтологические комплексы подсерии разнообразны и хорошо изучены. Наиболее древними, по-видимому, являются остатки брахиопод *Sowerbyella* aff. *cava orientale* Orad., *Eospirigerina* ex gr. *mavra* Rozm. и трилобитов *Monoracos* cf. *pjaninscnlus* Gram. Приведенный комплекс, по заключению М. М. Орадовской, скорее всего, следует сопоставлять с верхним карадоком или серединой катийского яруса по современной шкале ордовика. В толщах падуновской и омульской свит установлены многочисленные остатки граптолитов зоны *Orthograptus quadrimucanatus* и брахиопод зоны *Sowerbyella sladensis* [Орадовская, 1988]. Диагностическим признаком тирехтяхской свиты является легко определяемая форма брахиоподы *Tcherskidium unicum* A. Nik. Самые молодые палеонтологические комплексы обнаружены во всех верхних мергелевых толщах верхней омулевской подсерии. Присутствующие в этих комплексах брахиоподы группы *Hirnantia* и остатки граптолитов зоны *Persculptograptus persculptus* надежно датируют верхи подсерии концом хирнантия. Таким образом, нижняя граница подсерии проводится в средней части катийского яруса позднего ордовика, а верхняя совпадает с границей ордовика и силура.

Верхняя омулевская подсерия отражает регрессивную стадию седиментационного цикла. Она сформировалась в обстановках последовательного обмеления эпиконтинентального шельфа. Максимальная регрессия моря приходится на конец хирнантия. Но не везде развитие бассейна было столь пря-

молинейным. Кратковременные, но контрастные колебания глубины бассейна реставрируются и в разрезах бассейна р. Инанья (в падунской и тирехтяхской свитах).

Подсерия хорошо картируется, т.к. и снизу и сверху по разрезу ограничена черноцветными известняково-глинистыми толщами подстилающей нижней омулевской подсерии и перекрывающей нижней параллельненской подсерией силура. На их фоне верхнеомулевская подсерия выделяется крупными горными формами рельефа, на водораздельных грядах которых часто присутствуют скальные останцы биогермных известняков.

### **Хирнантский ярус**

#### ***Селеннях-Омулёвская СФО (14)***

##### *Ясачненская СФЗ (14.2) Эльгенчакский СР (14.2.1)*

Тирехтяхская свита ( $O_{3tr}$ ) согласно сменяет в разрезе падунскую свиту и также согласно перекрывается нижнесилурийскими отложениями. Стратотип свиты и одноименного регионального горизонта описан по руч. Мирный [Орадовская, 1988]. Свита представлена алевритовыми, детритовыми и биогермными известняками с прослоями известково-глинистых сланцев. В верхней части разреза присутствует пачка желтых домеритов, светло-серых известковистых песчаников и желтовато-серых алевролитов. Мощность 250 м. Возраст свиты, основанный на находках богатых комплексов брахиопод, кораллов, трилобитов и граптолитов, определяют соответствие свиты и горизонта хирнантскому ярусу современной шкалы ордовика.

### **СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА**

Отложения силура установлены в северо-восточной части листа исключительно в пределах Селеннях-Омулевской СФО.

#### **НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

#### ***Селеннях-Омулёвская СФО (14)***

##### ***Ясачненская СФЗ (14.2)***

В пределах Ясачненской СФЗ в самом крайнем северо-восточном углу территории листа, силурийские отложения представлены лишь фрагментами нижнесилурийской чалмакской свиты в пределах Ирюдийского СР.

##### *Ирюдийский СР (14.1.2)*

Чалмакская свита ( $S_{1cl}$ ) представлена в двух небольших фрагментах: в бассейне р. Лесная и в правобережном бассейне р. Инанья. Свита согласно перекрывает верхнеордовикскую тирехтяхскую свиту, граница проводится по появлению в разрезе черных известково-глинистых сланцев с граптолитами лландовери. Является стратотипической для чалмакского горизонта

нижнего силура Сложена черными алевролитами, обычно известковистыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками, известняками, в виде прослоев присутствуют известково-глинистые сланцы, мергели. Мощность 300–400 м.

Обширный комплекс граптолитов определяет ранне-среднеландоверийский возраст чалмакской свиты. и принадлежность к одноименному биостратиграфическому горизонту. Самые древние остатки граптолитов принадлежат зоне *Akidograptus ascensus* (*Normalograptus mirnyensis* (Obut et Sob.) и др.), самые юные зоны *Stimulograptus sedgwickii* (*Pristiograptus regularis* (Тоернq.) и др.). Таким образом, чалмакская свита и одноименный горизонт отвечают нижней половине лландоверийского отдела нижней подсистемы силура – рудданскому и аэронскому ярусам в полном объеме.

### **Селеннях-Омулёвская СФО (14)**

#### **Тасканская СФЗ (14.1)**

В Тасканской СФЗ силурийские отложения представлены в полном объеме и целиком включены в параллельнинскую серию, выделенной в качестве группы в ВКСЛ. Название дано по руч. Параллельный (лев. приток р. Урультун), в бассейне которого расположены опорные разрезы многих стратиграфических подразделений, составляющих серию и выявлены палеонтологические комплексы с руководящей фауной [Мерзляков, 1971]. На территории листа Р-55 серия распространена в бассейнах рек Урультун (в Омулевских горах), Инанья, Таскан. Общий характер разреза параллельнинской серии отражает полный трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления, соответствующий по времени всему силурийскому периоду. В отложениях серии отчетливо устанавливаются две литологически разнородные части: известково-терригенно-сланцевая нижняя параллельненская подсерия и красноцветно-карбонатная верхняя параллельненская подсерия. Эти подразделения сопоставляются соответственно с ранней (трансгрессивной) и поздней (регрессивной) стадиями развития силурийского бассейна на рассматриваемой территории.

Вблизи северной рамки листа Р-55 отложения серии слагают надвиговые пластины и соотношения различных ее частей достоверно установить не представляется возможным. Кроме того, вследствие пологого залегания толщ в аллохтонных пластинах и весьма расчлененного рельефа с крутыми склонами, не удастся отобразить на карте в масштабе 1 : 1 000 000 нижнюю маломощную часть серии (нижнюю подсерию). Для этой части территории параллельненская серия не расчленяется на верхнюю и нижнюю части.

Параллельненская серия, нерасчлененные отложения (*Spr*) выделены в междуречье Урультун-Уочат на севере территории. Здесь присутствуют все четыре свиты, образующих серию (снизу-вверх): маутская, сандуганская, визонская и мирненская.

Наиболее распространены белые мраморизованные известняки и доломиты *бизонской свиты* лудловского отдела. Руководящей формой фаунистических остатков бизонской свиты является брахиопода *Conchidium knighti kolymaensis* A. Nik.



На бизонской свите, через горизонт переслаивания белых и розовых мраморизованных известняков, залегает красноцветная *мирненская свита* пржи-долия (доломитистые песчаники, доломиты, мергели).

Подстиляется бизонская свита с постепенным переходом полосчатыми известняково-мергелевыми отложениями *сандуганской ситы*, возраст которой в северной части листа определяется как венлокский.

Залегающая в основании разреза серии *маутская свита* устанавливается чаще всего в зонах пологих разломов, по которым отложения свиты выжимаются между массивными карбонатными пластинами ордовика и верхнего силура. Свита хорошо узнается по черному цвету отложений, представленных углеродистыми известково-глинистыми сланцами и алевролитами с многочисленными остатками граптолитов лландоверийского отдела нижнего силура. Общая мощность серии на этом участке оценивается в 1300–1800 м.

Параллельненская серия, нижняя подсерия (*S<sub>1pr1</sub>*) согласно перекрывает верхнюю омулевскую подсерию.

В пределах Тасканской СФЗ подсерия представлена всего одной *маутской свитой* мощностью 180–350 м. Стратотип свиты расположен к северу от листа Р-55 на ручье Маут. Опронные разрезы свиты изучены в бассейне р. Инанья на р. Ина и руч. Мирный [Обут и др., 1967; Орадовская, Соболевская, 1979; Корень и др., 1983] и в верховьях руч. Параллельный в бассейне р. Урультун [Мерзляков, 1971; Сотников, Шпикерман и др., 1983 ф]. Выходы маутской свиты известны также в бассейне верхнего течения р. Таскан.

Отложения нижней параллельненской подсерии характеризуются отчетливо слоистым, часто тонкослоистым или ритмичным сложением, обычно темной окраской, обилием остатков граптолитов. Основными разновидностями горных пород являются черные углеродистые известково-глинистые сланцы, песчаники, алевролиты и глинистые известняки. В целом количество известняков возрастает в направлении с северо-востока на юго-запад. Мощность подсерии 180–350 м.

Палеонтологические комплексы представлены в основном граптолитами и брахиоподами. Граптолиты, обнаруженные в основании подсерии, повсеместно отвечают самой нижней лландоверийской зоне *Parakidograptus acuminatus*. Самые молодые остатки граптолитов верхнелландоверийской зоны *Oktavites spiralis* обнаружены в верхах маутской свиты руч. Параллельный в бассейне р. Урультун. Однако в бассейне р. Инанья верхняя граница маутской свиты опускается на одну зону ниже [Орадовская, 1997]. Таким образом, нижняя граница подсерии совпадает с границей ордовикских и силурийских отложений, а верхняя скользит, опускаясь от границы лландоверийского и венлокского отделов до уровня нижней части теличского яруса верхней части лландоверийского отдела нижней подсистемы силура.

Нижняя граница нижней параллельненской подсерии резкая и хорошо картируется по появлению над желтыми мергелями тирехтяхской свиты верхней омулевской подсерии черных тонкослоистых известково-глинистых сланцев, алевролитов и известняков. Такая смена отражает резкое понижение уровня дна бассейна, знаменующее собой начало силурийской трансгрессии. Относительно глубоководные обстановки осадконакопления сохранились на

протяжении почти всей лландоверийской эпохи и только к ее концу появляются признаки обмеления.

## НИЖНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

### *Селеннях–Омулёвская СФО (14)*

#### *Тасканская СФЗ (14.1)*

Параллельненская серия, верхняя подсерия ( $S_{1-2pr_2}$ ) согласно, нередко постепенно перекрывает отложения нижней параллельненской подсерии. Распространены в бассейнах рек Урультун, Инанья и Таскан. Почти везде имеет отчетливое трехчленное строение (снизу-вверх): *сандуганская свита* (мощность 150–500 м), *бизонская свита* (400–1000 м), *мирненская свита* (200–800 м). В юго-западной части Тасканской СФЗ в междуречье Таскан-Тирехтях сандуганская и бизонская свиты замещаются *хекандинской ситой* (300 м). Общая мощность подсерии от 800 до 2100 м.

Стратотип сандуганской свиты находится к северу от северной рамки площади на правом берегу р. Омулевка (руч Сандуган), бизонской свиты на руч. Параллельный (левый приток р. Урультун), мирненской – в бассейне р. Инанья на руч. Мирном. На р. Ина (бассейн р. Инанья) находится также лектостратотип сандуганской свиты. Стратотип хекандинской свиты к востоку от восточной рамки на р. Хекандя (Сатычан).

Литологический состав названных свит различен, но в совокупности разрез подсерии отражает обстановку осадконакопления в последовательно мелеющем бассейне (регрессия моря). Сандуганская свита представлена в основном полосчатыми известково-глинистыми породами (тонкое переслаивание голубоватых известняков и желтых мергелей) и желтыми карбонатными конгломерато-брекчиями. Вышележащая бизонская состоит из однородных массивных белых мраморизованных известняков и доломитов. Сандуганская и бизонская свиты в юго-восточном и юго-западном направлениях замещаются серыми пелитоморфными и органогенными (коралловыми) известняками и доломитами хекандинской свиты. Венчается разрез подсерии красноватой мирненской свитой, состоящей из известковых песчаников, алевролитов и мергелей. В верхах мирненской свиты встречаются текстуры трещин усыхания, горизонты гравелитов и конгломератов.

Палеонтологические комплексы разнообразны в нижних частях разреза подсерии и весьма скудны в ее верхах. В основании сандуганской свиты установлены граптолиты низов венлокского отдела (руч. Параллельный) или верхов лландоверийского (р.Ина). Таким образом, нижняя возрастная граница скользит, опускаясь от уровня границы венлокского и лландоверийского отделов до средней части теличского яруса лландовери. Комплекс кораллов и строматопор низов хекандинской свиты отвечает уровню низов венлока [Обут и др., 1967]. Типовой комплекс брахиопод бизонской свиты, руководящей формой которого является *Conchidium knighti kolymaensis* A. Nik., обнаружен в низовьях руч. Параллельный; сопоставляется с лудловом [Мерзляков, 1971]. Редкие находки брахиопод и кораллов в вышележащей мирненской свите указывают на позднесилурийский возраст вмещающих отложе-

ний. Условно возраст свиты принимается пржидольским [Орадовская, 1988]. Соответственно верхняя граница параллельненской группы условно «привязывается» к границе силура и девона.

Верхняя параллельненская подсерия хорошо картируется. Ее нижняя граница устанавливается по смене черноцветных карбонатно-сланцевых отложений нижней параллельненской подсерии гораздо более светлыми полосчатыми осадками сандуганской свиты или серыми органогенными известняками хекандинской свиты. Верхняя граница подгруппы четко "отбивается" кровлей красноцветной мирненской свиты, хорошо отличаемой от вышележащих сероцветных карбонатных толщ нижедевонской ирисской серии.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения на территории листа представлены всеми тремя отделами. Их распространение ограничено пределами Селеннях-Омулевской СФО. Основной объем этих отложений сосредоточен в Тасканской СФЗ, присутствуют также в Ясачненской СФЗ. Согласно реконструкциям М. Х. Гагиева [1996], в девоне-раннем карбоне в пределах Тасканской СФЗ проявлено три трансгрессивно-регрессивных цикла: лоховско-эйфельский, позднеживетско-франский, франско-визейский. Эти отложения согласно с ВКСЛ в Тасканской СФЗ объединены нами соответственно в ирисскую, гагиевскую и устьувальненскую серии. На небольшой территории Ясачненской СФЗ в пределах листа присутствует только одна сеймчанская свита. Посвитный состав серий и корреляция показаны на рис. 3.

### НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

#### *Селеннях – Омулёвская СФО (14)*

##### *Тасканская СФЗ (14.1)*

Ирисская серия ( $D_1ir$ ) выделена в ВКСЛ в ранге группы, авторами листа переведена в ранг серии. Название по р. Ирис, в бассейне которой находятся стратотипы и опорные разрезы нескольких подразделений, составляющих серию. На территории листа распространена в бассейнах рек Урультун, Уочат, Инанья, Таскан.

Серия согласно, а в восточных районах с перерывом, перекрывает отложения параллельненской серии силура. Общий характер разреза выделяемого подразделения отражает неполный трансгрессивно-регрессивный цикл в течение раннего и частично среднего девона. В бассейне р. Таскан в основании серии на красноцветных отложениях мирненской свиты параллельненской серии залегает существенно карбонатная нелюдимская свита (мощность 300–600 м) [Николаев, 1974; Гагиев, 1995]. В бассейнах рр. Таскан и Урультун *нелюдимская свита* согласно перекрывается также карбонатными *гrotовской* (200–500 м) и *снеженской* (100–120 м) свитами. Их стратотипы находятся соответственно на руч. Гrotовый (бассейн р. Ирис к северу от северной рамки листа) и на руч. Нелюдимая (бассейн р. Таскан) [Гагиев, 1995].

Дальнейший разрез ирисской серии отражает контрастную фациальную неоднородность палеобассейна в конце раннего – начале среднего девона. На северо-западе (в верховьях р. Урультун) рассматриваемой территории выделяются рифогенно-карбонатная *битумская* (350–500 м) *свита* со стратотипом на водоразделе ручьев Битум-Сдвиг (бассейн р. Урультун) [Шпикерман, 1984]. В промежутке между указанными районами в бассейне р. Ирис, низовьях р. Урультун и в верховьях р. Таскан выделяются более глубоководные карбонатно-глинистые толщи, представленные (снизу-вверх): *вечернинской* (250–800 м) и *урультунской* (110–400 м) *свитами* и замещающей их по латерали *хиулчанской свитой* (400–450 м). Стратотипы указанных подразделений находятся соответственно на р. Таскан вблизи устья руч. Ожидание, в низовьях р. Урультун вблизи устья руч. Ракушка, и на р. Таскан вблизи устья руч. Проливной [Николаев, 1974]. М. Х. Гагиев [1995] в качестве парастратотипа вечернинской свиты указывает разрез руч. Гротовый в бассейне р. Ирис.

Общая мощность ирисской серии 1000–1800 м.

Литологический состав серии определяется двумя главными совокупностями горных пород. Существенно карбонатные свиты (нелюдимская, битумская, снеженская, гротовская) сложены в основном серыми и темно-серыми изобилующими остатками колониальных кораллов рифогенными известняками, перемежающимися с пелитоморфными известняками. В некоторых толщах доминируют черные диагенетические доломиты (битумская свита), замещающие рифогенные коралловые известняки [Шпикерман, 1980]. Свиты карбонатно-глинистого состава (вечернинская, урультунская, хиулчанская) представляют собой толщи переслаивания (иногда ритмичного) черных и темно-серых известково-глинистых сланцев, алевролитов и глинистых известняков.

Палеонтологические комплексы весьма разнообразны. В рифогенных карбонатных толщах – это колониальные кораллы (характерная форма – *Favosites socialis* Sok. et Tes. и др.) и строматопоры, в меньшей степени – ругозы и брахиоподы. В толщах карбонатно-глинистого состава изобилуют брахиоподы и тентакулиты, в подчиненном количестве – табуляты, ругозы, остракоды, криноидеи, изредка наутилоидеи. По всему разрезу группы собраны богатые комплексы конодонтов и вся возрастная корреляция проводится на основе этой группы фауны [Гагиев, 1995; 1996]. Наиболее древние конодонты обнаружены в низах нелюдимской свиты. Они принадлежат самой нижней лохковской зоне *woschmidti* (*remscheidensis*). Самые молодые конодонты на рассматриваемой территории выделены из верхних слоев хиулчанской свиты и они принадлежат самой верхней зоне *эмса ratulus* [Гагиев, 1995]

Палеонтологические комплексы весьма разнообразны. В рифогенных карбонатных толщах – это колониальные кораллы (характерная форма – *Favosites socialis* Sok. et Tes. и др.) и строматопоры, в меньшей степени – ругозы и брахиоподы. В толщах карбонатно-глинистого состава изобилуют брахиоподы и тентакулиты, в подчиненном количестве – табуляты, ругозы, остракоды, криноидеи, изредка наутилоидеи. По всему разрезу группы собраны богатые комплексы конодонтов и вся возрастная корреляция проводится на основе этой группы фауны [Гагиев, 1995; 1996]. Наиболее древние конодонты обнаружены в низах нелюдимской свиты. Они принадлежат самой

нижней лохковской зоне *woschmidti* (*remscheidensis*). Самые молодые конодонты на рассматриваемой территории выделены из верхних слоев хиулчанской свиты и они принадлежат самой верхней зоне эмса *patulus* [Гагиев, 1995].

Ирисская серия сформировалась в течение трансгрессивно-регрессивного цикла в обстановке континентального шельфа с сильно расчлененной поверхностью дна. Относительно глубоководные трюги перемежались с возвышающимися над ними постройками рифовых систем (атоллы, рифовые луга и др.). Значительная часть отложений, сформировавшихся на заключительной (регрессивной) стадии седиментационного цикла, по-видимому, размывта в период следующей позднеживетской трансгрессии. Поэтому в пределах рассматриваемой южной части Селенных-Омулевской области эти образования отсутствуют.

В целом серия хорошо картируется, так как изобилует узнаваемыми фаунистическими остатками, а сверху и снизу по разрезу «зажата» между мелководными пестроцветными отложениями.

## СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

### *Селенных-Омулёвская СФО (14)*

#### *Тасканская СФЗ (14.1)*

Гагиевская серия ( $D_{2-3gg}$ ) выделена впервые в ВКСЛ в ранге группы, переведена в ранг серии. Название дается по перевалу Муссы Гагиева\*, в междуречье Таскан-Урультун, где широко распространены выходы осадочных пород серии и описаны разрезы составляющих ее подразделений. Отложения серии в границах листа известны в бассейнах рек Урультун, Таскан. Низы серии с размывом и стратиграфическим перерывом залегают на порогах верхов ирисской серии.

В основании серии выделяются разновозрастные *мылгинская* (мощность 250–750 м) и *вояхская* (200–750 м) свиты. Стратотипические районы этих свит находятся соответственно в бассейнах р. Ирис (к северу от листа Р-55) и р. Таскан [Гагиев, 1995; Николаев, 1974]. Выше залегают *чарская* (300–600 м) и *салажская* (400–450 м) свиты, стратотипы которых размещаются соответственно на водоразделе ручьев Битум и Сдвиг (бассейн. Р. Урультун) и в устье руч. Авр (бассейн р. Ирис к северу от рамки листа Р-55), [Гагиев, 1996]. Общая мощность серии 500–1300 м.

В нижних частях мылгинской и вояхской свит присутствуют горизонты красноцветных конгломератов и гравелитов, сформировавшихся в результате размыва нижележащих осадков в начале среднедевонской трансгрессии (базальная толща). Кроме того, в низах вояхской свиты установлены покровы

---

\*Перевал в Омулевских горах, соединяющий по кратчайшему пути бассейны рек Таскан и Урультун между устьями руч. Соперник (лев. приток р. Таскан) и р. Уочат (лев. приток р. Урультун). Назван в память о Муссе Халитовиче Гагиеве (1947-1999) талантливым ученом-геологе, крупном знатке и исследователе стратиграфии палеозоя Северо-Востока Азии.

трахибазальтов, выделенных ранее В. И. Шпикерманом в *батьковский базальтовый вулканический комплекс* [Шпикерман и др., 1991]. Над базальными конгломератами и базальтами лежат карбонатно-глинистые отложения: глинистые тонкослоистые доломиты, глинистые известняки, мергели и седиментационные брекчии. Чарская и салажская свиты сложены массивными, комковатыми, органогенными известняками, часто глинистыми или песчанистыми.

Палеонтологические комплексы представлены главным образом брахиоподами и кораллами. Руководящими видами брахиопод являются *Stringocephalus burtini* Defr. (для мылгинской и вояжской свит) и *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll) (для чарской и салажской свит). Возрастная корреляция, входящих в группу подразделений, ведется в основном по конодонтам, разнообразных комплексов которых установлены М. Х. Гагиевым [1995; 1996]. Наиболее древние конодонты присутствуют в низах мылгинской и вояжской свит, где часто наблюдается смесь переотложенных конодонтов верхнего эмса с «местными» верхнеживетской зоны Middle varcus. Остатки наиболее молодых конодонтов (нижнефаменской зоны krepida) отмечаются М. Х. Гагиевым в верхах салажской свиты бассейна р. Ирис. В чарской свите конодонтов моложе раннего франа не встречено. Таким образом, нижняя граница серии примерно совпадает с границей нижнего и верхнего живета, а верхняя скользит от середины нижнефранского подъяруса до верхов нижнефаменского.

Гагиевская серия сформировалась в обстановке эпиконтинентального трансгрессирующего морского бассейна. Однако верхняя граница проводится по отложениям, соответствующим примерно середине трансгрессивной стадии развития палеобассейна. Это обусловлено тем, что вышележащие толщи позднефранского, фаменского и более молодого возраста, резко и весьма существенно отличаются от гагиевской серии по литологическому составу и поэтому выделяются в самостоятельную устувальненскую серию. Гагиевская серия хорошо картируется, так как в ее основании залегают весьма контрастные, часто красноцветные конгломераты, а верхняя граница «отбивается» по смене сероцветных известняков темными полосчатыми алевролитами и кремнистыми породами вышележащей устувальненской серии.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

### *Селенях – Омулёвская СФО (14)*

#### *Ясачненская СФЗ (14.1)*

Сеймчанская свита ( $D_{3sm}$ ) установлена в тектоническом окне в истоках р. Лесная в северо-восточном углу площади листа. Основание не вскрыто. На соседнем листе Р-56 лежит без видимого перерыва на среднедевонской вояжской свите. Представлена светло- и темно-серыми доломитистыми и песчанистыми, реже органогенными и пелитоморфными известняками. Мощность свиты более 300 м. Возраст по остаткам табулят, ругоз и раннефранских брахиопод (*Mucrospirifer novosibiricus* (Toll) и др.), а также по многочисленным конодонтам, раннефранский. Свита сформировалась в

относительно глубоководных условиях окраины карбонатного шельфа, в значительном удалении от источников терригенного материала.

**ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА  
НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

***Селеннях-Омулёвская СФО (14)***

***Тасканская СФЗ (14.1)***

Устьувальненская серия ( $D_3-C_{1uv}$ ) выделена в ранге группы в ВКСЛ, в настоящей работе переведена в ранг серии. Название по устью р. Увальная (лев. приток р. Таскан) неподалеку от которого находятся стратотипы и опорные разрезы свит, составляющих серию. Устьувальненская серия имеет согласные контакты и общие районы распространения с гагиевской серией.

Нижняя часть выделяемого стратона представлена *стрелкинской свитой* (мощность 700–1500 м), стратотип которой находится на правом берегу р. Таскан в 4 км выше устья р. Увальная. Стрелкинская свита перекрывается *угрюминской свитой* (100–400 м), стратотип которой находится там же в районе устья р. Увальная.

Общая мощность устьувальненской серии в пределах листа составляет 800–1900 м.

По своему литологическому наполнению серия имеет двучленное строение. Нижняя часть (стрелкинская свита) сложена темно-серыми тонкослоисто-полосчатыми слабо известковистыми алевролитами и песчаниками, черными и зелеными кремнистыми алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями алевролитистых известняков. Верхняя часть (угрюминская свита) имеет существенно карбонатный состав и представлена серыми органогенно-детритовыми известняками, переслаивающимися в верхней части угрюминской свиты с контрастно полосчатыми кремнистыми аргиллитами и алевролитами.

Палеонтологические комплексы макрофауны, по сравнению с нижележащими группами, довольно бедны. Лишь в угрюминской свите в изобилии встречаются брахиоподы и криноидеи. Корреляция нижних частей серии базируется на богатых комплексах конодонтов. Самые древние конодонты М. Х. Гагиевым [1995] установлены в низах стрелкинской свиты, где они отвечают зоне Lower gigas (верхи нижнего франа). Конодонты верхних частей серии изучались М. Х. Гагиевым в отложениях угрюминской свиты. Самые молодые комплексы конодонтов этой свиты отвечают низам визейского яруса (зона Lower texanus). Таким образом, нижняя граница группы имеет «скользящий» характер и варьирует от уровня верхов нижнефранского подъяруса до низов фаменского. Верхняя граница всюду проводится на уровне нижней части визейского яруса нижнего карбона.

Строение устьувальненской серии отвечает единому трансгрессивно-регрессивному циклу. Углубление бассейна в начале цикла достигло максимума в конце стрелкинского времени, что выразилось появлением глубоководных

водных кремнистых образований. Период формирования угрюминской свиты характеризовался резким обмелением бассейна и связанным с этим отложением органогенных карбонатных осадков. На общий литологический состав отложений группы оказало влияние также и изменение климата. Существенное сокращение объема карбонатных осадков и бентосной фауны, обусловлено, скорее всего, значительным похолоданием.

Серия легко отличается от нижележащей гагиевской серии по резкому исчезновению (снизу-вверх) карбонатных пород. Картирование верхней границы также не должно вызывать затруднений, так как она маркируется кровлей существенно карбонатной угрюминской свиты над которой залегают кремнисто-терригенные толщи верхнего палеозоя.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения устанавливаются в двух диаметрально противоположных частях листа: в пределах Нютской СФЗ Охотской СФО на юго-западе и в пределах Тасканской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО на северо-востоке.

### ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

#### *Охотская СФО (13)*

#### *Нютская СФЗ (13.4)*

Янгандинская свита (*S<sub>3</sub>jan*) была выделена Р. Б. Умитбаевым [1966.] по руч. Янгандя в среднем течении р. Нют, где им описан её стратотип. Детально стратотип изучен А. Г. Клецом [Тиньков, 1998ф.]. Нижняя часть свиты (320 м) сложена в основном мелко- и среднезернистыми граувакковыми песчаниками с прослоями (1–3 м) крупнозернистых и гравелистых разностей, реже алевролитов, верхняя (450 м) – преимущественно алевролитами, неравномерно переслаивающимися с аргиллитами и туффитами, отмечаются прослои и линзы туфопесчаников, диамиктитов\*, гравелитов, редко глинистых известняков. Общая видимая мощность свиты приблизительно 770 м

В средней и верхней частях разреза стратотипа янгандинской свиты собраны остатки *Jakutoproductus monstruosus* Ganelin, *Canerinella grandis* Sol., *Eoshumardites tiargensis* Klets, *E. sublenensis* Klets, *Somoholites fatus* Klets, *Turramnia* cf. *jacutica* Sol., *Camerisma judomaensis* Abr. и др., характерные для пограничных с пермью слоев верхнего карбона [Клец, 2005].

---

\*Диамиктиты – алевролиты с многочисленными включениями (иногда до 40 %) часто сплюснутых обломков, реже галек размером 0,2–12 см разных пород (риолитов и их туфов, андезитов, трахитов, песчаников, известняков, кварца, гранитоидов и др.).



НИЖНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ-ПРИУРАЛЬСКИЙ  
ОТДЕЛ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ

*Селеннях-Омулёвская СФО (14)*

*Тасканская СФЗ (14.1)*

Для длительного периода от раннего карбона (позднего визе) до биармийской перми включительно в Тасканской СФЗ ВКСЛ предусмотрен единый крупный стратон – устьучатская группа. Под этим названием стратон никем не использовался. В настоящей работе название подразделения изменено, в связи с его созвучностью с названием и индексацией нижележащей устьувальненской серии. В легенду листа данный стратон вводится в ранге серии с названием веселинская серия. Название дано по левому притоку р. Таскан руч. Веселому, ниже устья которого по р. Таскан описаны основные опорные разрезы свит, составляющих серию.

Серия имеет двучленное строение, отражающее полный трансгрессивно-регрессивный цикл морского осадконакопления в относительно глубоководном бассейне. Ранняя (трансгрессивная) стадия цикла представлена туфогенно-кремнистыми отложениями нижней подсерии, поздняя (регрессивная) – песчано-глинистыми и карбонатными толщами верхней подсерии. Верхняя подсерия будет описана ниже при характеристике пермских отложений.

Веселинская серия, нижняя подсерия (C<sub>1</sub>-P<sub>1vs</sub>) согласно перекрывает отложения устьувальненской серии, от которой отличается резким сокращением количества известняков и преобладанием кремнистых пород. На территории листа подсерия состоит (снизу – вверх) из *батьковской* (200–400 м мощностью) и *прибавкинской* (150–300 м) свит, распространенных в верховьях р. р. Таскан и Урультун. Общая мощность подсерии 350–700 м.

Основной чертой нижней подсерии веселинской серии является кремнистый и туфогенно-кремнистый состав слагающих ее осадочных пород. Это слоисто-полосчатые кремнистые и известковые алевролиты, кремнистые аргиллиты, фтаниты, туффиты, туфоалевролиты. Присутствуют диамиктиты, которые благодаря своей крапчато-пятнистой окраске получили местное название «рябчики».

Палеонтологические комплексы представлены брахиоподами *Chonetes uralicus* (Maell), «*Levipustula*» ex gr. *baicalensis* (Mosl.), двустворчатыми моллюсками, фораминиферами и конодонтами. Последние позволяют определить стратиграфическое положение нижней границы веселинской серии. Она, по данным М. Х. Гагиева [1995], сопоставляется с границей конодонтовых зон *Lower* и *Upper texanus*, проходящей внутри нижневизейского подъяруса. Верхняя граница подсерии проводится по кровле прибавкинской свиты, которая в соответствии с существующими схемами стратиграфической корреляции [Решения ..., 2009], совпадает с верхней границей мунугуджакского надгоризонта, т.е. проходит внутри артинского яруса приуральского отдела перми. Нижняя подсерия веселинской серии формировалась в относительно глубоководной обстановке у подножия континентального склона. Подсерия уверенно картируется, так как имеет специфический состав: кремнистые породы, туфы, наличие «рябчиков».

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения пермской системы на площади листа установлены во всех СФО, за исключением Иньяли-Дебин-Сугойской. Зональное районирование пермских отложений в данной работе имеет существенные отличия от ранее разработанных схем районирования [Бяков, Ведерников 1990; Бяков, 2001; Решения..., 2009]. Принципиальные изменения схема структурно-фациального районирования претерпела в центральной и юго-восточной частях площади. Авторами листа здесь выделяется Бахапчино-Вилигинская СФО, в пермских отложениях которой устанавливается большое количество туфогенного и вулканомиктового материала, а также лав и оползневых брекчий. Для кластогенных пермских пород Бахапчино-Вилигинской области характерна «контрастная гранулометрия», т.е. широкое распространение алевролит-аргиллит-песчаниковых флишоидов, сочетание тонких осадков (аргиллитов и тонкозернистых алевролитов) с прослоями слабосортированных конгломератов, «плавающие гальки» и т.п. Эти особенности указывают на нестабильный характер осадконакопления, на наличие резких перепадов рельефа морского дна. Вместе с тем, общий характер осадков и биоценозов указывает на относительно глубоководный характер Бахапчино-Вилигинского палеобассейна и на его связь с Мировым океаном.

В Бахапчино-Вилигинской СФО на листе выделяются Титанская, Хурэнская и Аян-Юрхская СФЗ. Границы зон в ряде случаев имеют не северо-западное простирание, как это имеет место на существующих схемах районирования, а северо-восточное и субширотное. Такой характер границ, на наш взгляд, обусловлен общим характером сочленения Бахапчино-Вилигинского палеобассейна со структурами обрамления Сибирского палеоконтинента в пермское время. Остальные элементы районирования, предусмотренные ВКСЛ (зоны Яно-Колымской, Охотской, Южно-Верхоянской, Селеннях-Омулевской СФО) не претерпели существенных изменений, за исключением сокращения некоторых зон «потесненных» элементами Бахапчино-Вилигинской СФО. Аян-Юрхская СФЗ полностью вошла в состав Бахапчино-Вилигинской СФО из Яно-Колымской СФО.

### ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

#### *Охотская СФО (13)*

##### *Кухтуйско-Ульбейская СФЗ (13.3)*

Кухтуйская свита ( $P_1kh$ ) выделена Е. Г. Песковым и Р. Б. Умитбаевым в 1966 г. со стратотипом на соседней с запада территории, где она согласно залегает на верхнекаменноугольных отложениях. Свита слугает в основном останцы кровли меловых интрузий гранитоидов в бассейне р. Асиберган, в которых представлена преимущественно алевролитами, туфоалевролитами и углистыми аргиллитами. Нижняя граница ее здесь не известна.

В наиболее крупном выходе кухтуйской свиты в бассейне среднего течения р. Асиберган в её разрезе мощностью 620 м наблюдаются (снизу вверх):

туффиты – 200 м; туфоалевролиты – 150 м; песчаники с редкими прослоями (1–5 м) гравелитов, алевролитов, углистых аргиллитов – 80 м; алевролиты – 90 м; туфоалевролиты с прослоями (до 1,5 м) углистых аргиллитов – 80 м. Похожий состав свита имеет и в других местах. Изменяется лишь мощность пачки песчаников от 80 до 120 м. Наибольшая установленная видимая мощность кухтуйской свиты в районе 690 м [Атрашенко и др., 1985 ф].

В углистых аргиллитах и алевролитах выявлены многочисленные отпечатки флоры: *Rufloia theodorii* (Tscirk. et Zal.) S. Meyen, *Crassinervia tunguskana* Sohwed., *Paracalamites* cf. *costatus* Gorel. и др., которые, по заключению В. Г. Зиминой, определяют раннепермский (приуральский) возраст вмещающих пород [Атрашенко и др., 1985 ф]. В соответствии с [Решения ..., 2009] отложения свиты соответствует хорокытскому и эчийскому горизонтам Верхояно-Охотского субрегиона, т.е. интервалу от ассельского до нижней части кунгурского ярусов.

### **Охотская СФО (13)**

#### **Нютская СФЗ (13.4)**

Ингычанская свита ( $P_{1in}$ ) выделена Р. Б. Умитбаевым [1963 ф] там же, где и янгандинская свита, на которой залегают согласно. В её составе преобладают песчаники разной зернистости. По данным В. И. Эйхвальда [1992 ф] свита имеет трехчленное строение. Нижняя часть её (380–420 м) – песчаники средне-крупнозернистые с прослоями (до 10 м) гравелитов, редко алевролитов и диамиктитов, средняя (330–350 м) – туфопесчаники с прослоями (до 0,4 м) средне- и крупнозернистых песчаников и алевролитов, верхняя (250–300 м) – переслаивающиеся через 3–10 см алевролиты, мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники с линзами и прослоями (3–5 см) гравелитов. Мощность ингычанской свиты в районе достигает 1070 м.

В разных частях разреза свиты собраны отпечатки *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), *Cankrinella grandis* Sol., *Tomioopsis* cf. *taimyrensis* Tschern., *Paragastrioceras jossae* (Vern.) и др., определяющие приуральский возраст отложений [Клец, 2005]. В соответствии с [Решения ..., 2009] соответствует хорокытскому и эчийскому горизонтам Верхояно-Охотского субрегиона, т.е. интервалу от ассельского до нижней части кунгурского ярусов.

Нонкичанская свита ( $P_{1nn}$ ). Выделена Р. Б. Умитбаевым [1963 ф] со стратотипом в бассейне руч. Ингычан и распространена в основном на междуречье Нют–Нилгысыг, слагая крылья и ядра локальных синклинальных структур. В её составе преобладают песчаники. В стратотипическом разрезе на мелкозернистых песчаниках ингычанской свиты согласно залегают пласт мощностью 200 м крупнозернистых песчаников с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Выше следуют преимущественно мелкозернистые и алевритистые песчаники с прослоями (до 0,3 м) и редкими пластами (10–20 м) алевролитов, песчанистых аргиллитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфов кислого состава (550 м). Мощность свиты в разрезе 750 м [Атрашенко и др., 1985 ф].

Комплекс ископаемой фауны в ней в основном такой же, что и в ингычанской свите. Кроме того, встречаются *Kolymia zimkini* (Porow), *K. sp.*, *Tuma-*

*rinina* aff. *barajensis* Sol., *Neospirifer nitiensis* (Diener) и др., характерные, по заключению А. Г. Клеца, для кунгурского яруса [Клец, 2005]. В соответствии с [Решениями ..., 2009] свита отвечает всему объему джигдалинского надгоризонта, т.е. верхней части артинского, кунгурскому и уфимскому ярусам приуральской перми.

## Кунгурский ярус

### ***Бахапчинско-Вилигинская СФО (15)***

#### *Аян-Юряхская СФЗ (15.4)*

Родионовская свита ( $P_{1rd}$ ) выделена А. С. Бяковым, И. Л. Ведерниковым [1990]. Стратотип руч. Родионовский (левый приток р. Нелькоба). Свита имеет двучленное строение. Низы представлены однородной толщей углеродистых аргиллитов, алевролитов, встречаются оползневые брекчии. Верхняя часть свиты представлена флишоидным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, присутствуют прослои гравелитов и оползневых брекчий. Видимая мощность родионовской свиты в стратотипе – 850 м.

Ископаемая фауна представлена *Neouddenites* sp.?, *Polidevcia* cf. *undosa* Mur., *Neocamptocrinus rarus* (Scor.), *Uniformicrinus rudicostatus* Stuk. В соответствии с [Решения ..., 2009] свита отвечает кунгурскому ярусу приуральской перми.

## ПРИУРАЛЬСКИЙ-БИАРМИЙСКИЙ ОТДЕЛЫ

### Артинский-уржумский ярусы

#### ***Селеннях-Омулевская СФО (14)***

##### *Тасканская СФЗ (14.1)*

Весёлинская серия верхняя подсерия ( $P_{1-2}$  vs<sub>2</sub>) без видимых признаков несогласия перекрывает отложения нижней подсерии.

Нижняя часть подсерии в бассейне р. Таскан представлена *кипрейской свитой* мощностью 200–250 м. Это подразделение в ранге толщи впервые выделено О. Н. Омировым [1972 г.] с опорным разрезом на левобережье р. Таскан ниже устья руч. Рогач. Свита сложена в основном черными аргиллитами, среди которых присутствуют маломощные прослои колымиевых известняков.

Верхняя часть подсерии всюду представлена *туринской свитой*, сложенной светло-серыми колымиевыми известняками, переслаивающимися с вишнево-бурыми и голубовато-зелеными аргиллитами и алевролитами. Стратотип свиты описан Н. И. Караваевой [1994] по руч. Турин (правый приток р. Прав.Лыглыхтах к юго-востоку от листа Р-55); Мощность туринской свиты варьирует от 120 до 500 м. Общая мощность подсерии от 320 до 500 м.

Палентологические комплексы представлены брахиоподами, двустворчатыми моллюсками, фораминиферами [Караваева, 1998 ф]. Стратиграфическое

положение верхней границы подсерии (и серии в целом) в соответствии с [Решения ..., 2009] определяется довольно однозначно: туринская свита по возрасту совпадает с олонским региональным надгоризонтом, то есть совпадает по объему с казанским и уржумским ярусами. Соответственно, верхняя граница совпадает с границей биармийского и татарского отделов перми. В отличие от предыдущих стратиграфических схем [Решения ..., 1978], в настоящее время принято однозначное решение об отсутствии стратиграфического перерыва в основании кипрейской свиты [Решения ..., 2009]. Соответственно, нижняя граница подсерии совпадает с кровлей мунугуджакского надгоризонта, т.е. проводится внутри артинского яруса приуральской перми.

Литологически нижняя граница верхней веселинской подсерии устанавливается довольно уверенно по появлению над кремнистыми и туфогенными толщами нижней подсерии карбонатно-глинистых и песчаных отложений с часто встречающимися остатками призматического слоя *Kolymia* sp. Верхняя граница подсерии картируется еще более отчетливо по резкому исчезновению мощных пластов светлых колымиевых известняков, сменяемых вверх по разрезу темными неслоистыми алевролитами рогачевской свиты.

Разрез верхней веселинской подсерии отражает в целом более мелководные условия осадконакопления по сравнению с нижней подсерией (регрессивная стадия). Литологических признаков перерыва в осадконакоплении между периодами формирования подсерий не наблюдается. Максимум регрессии палеобассейна совпадает с временем формирования известняков туринской свиты, содержащей остатки крупных толстостенных раковин *Kolymia* sp.

## **Кунгурский-уржумский ярусы**

### ***Охотская СФО (15)***

#### ***Кухтуйско-Ульбейская СФЗ (15.3)***

Нюлкалинская свита ( $P_{1-2nl}$ ) распространена там же, где и кухтуйская, на которой залегает согласно, отличаясь от нее преимущественно песчаным составом. Выделена Е. Г. Песковым и Р. Б. Умитбаевым [1979г.] со стратотипом на соседней с запада территории. В районе свита слагает крылья и ядра локальных синклиналей, сохранившихся после становления меловых интрузий гранитоидов. В большинстве её выходов преобладают средне-крупнозернистые песчаники. В разрезе, изученном А. Ф. Атрашенко и др., [1985 ф] на правом берегу р. Асиберган, на туфоалевролитах кухтуйской свиты залегают: гравелиты с прослоями крупнозернистых песчаников – 80 м; алевролиты с прослоями углистых аргиллитов – 20 м; средне- и крупнозернистые песчаники – 160 м; гравелистые песчаники с прослоями туфоалевроитов – 90 м; неравномерное переслаивание мелкозернистых песчаников, туфопесчаников и алевролитов – 100 м; среднезернистые песчаники – 90 м; средне- и мелкозернистые песчаники с пачками (до 10 м) переслаивания алевролитов и аргиллитов – 80 м. Всего по разрезу 620 м. В других выходах (верховья р. Хейджан) помимо перечисленных пород отмечаются конгломе-

раты и туффиты. Мощность свиты в разных выходах колеблется от 500 до 800 м [Атрашенко и др., 1985 ф].

В породах нюлкалинской свиты выявлены отпечатки ископаемой флоры: *Paracalamites cf. costatus* Gorel., *Crassinervia cf. ivanceva* Gorel., *Rufioria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, характеризующие отложения кунгурского – казанского ярусов [Клец, 2005; Решения..., 1994]. По материалам [Решения ..., 2009] верхняя граница свиты проводится по границе деленжинского и дуллахского горизонтов, т.е соответствует верхней границе уржумского яруса.

### **Уфимский-уржумский ярусы**

#### ***Баханчино-Вилигинская СФО (15)***

##### *Аян-Юряхская СФЗ (15.4)*

Пионерская свита ( $P_{1-2pn}$ ) выделена А. С. Бяковым, И. Л. Ведерниковым [1990] со стратотипом по руч. Красивому (бассейн р. Тенька). Представлена монотонной толщей неяснослоистых темно-серых до черных углеродистых алевролитов, аргиллитов, иногда с рассеянной примесью зерен псаммитовой размерности. Встречаются прослой тонкозернистых песчаников, особенно в средней части свиты, в верхах – редкие прослой диамиктитов и примесь туфогенного материала. Общая мощность свиты 2200–2850 м.

Возраст свиты определяется сборами в различных ее частях двустворчатых моллюсков, принадлежащим различным зонам в диапазоне от *Aphanaia lima* (верхи джигдалинского надгоризонта) до *Kolybia multiformis* (верхи омонского надгоризонта) [Бяков, 2010]. Таким образом, общий стратиграфический объем свиты уфимский ярус приуральского отдела-уржумский ярус биармийской перми.

### **БИАРМИЙСКИЙ ОТДЕЛ**

#### **Казанский ярус**

#### ***Баханчино-Вилигинская СФО (15)***

##### *Хурэнская СФЗ (15.6)*

Беглинская свита ( $P_{2bg}$ ) выделена А. С. Бяковым, И. Л. Ведерниковым [1990] со стратотипом по руч. Беглый (правый приток р. Хурэн). Свита залегает в основании пермского разреза Хурэнской СФЗ. Подстилающие отложения не вскрыты. Свита представлена довольно монотонной толщей неслоистых углеродистых аргиллитов и глинистых алевролитов, изредка прослой мелкозернистых и алевритистых песчаников. В основании свиты и в ее средней части – пачки флишоидного строения, в которых присутствуют песчаники с градационной слоистостью. Для средней части также характерны известковые конкреции с сульфидной минерализацией и многочисленные фукоиды. Видимая мощность свиты – 1000 м.

Фаунистические остатки представлены гониатитами *Sverdrupites harkery* Rush и двустворчатыми моллюсками от зоны *Aphanaia dilatata* до зоны *Koly-*

*mia plicata* [Бяков, 2010], определяющие возраст свиты в объеме русско-омолонского и олыньского горизонтов, соответствующих в совокупности казанскому ярусу.

### Уржумский ярус

#### ***Баханчино-Вилигинская СФО (15)***

##### *Хурэнская СФЗ (15.6)*

Хурэнская свита ( $P_2bg$ ) впервые выделена Х. И. Калугиным (1943 г.). Опорный разрез по руч. Синева на левобережье р. Хурэн был описан Н. И. Караваевой. Перекрывает беглинскую свиту. В отличие от нее хурэнская свита имеет отчетливо пластовое строение. В нижней части свиты преобладают алевролиты, находящиеся в переслаивании с вулканомиктовыми песчаниками и туфоалевролитами. В средней части доля песчаников увеличивается, увеличивается и гранулометрический состав песчаников (преобладают среднезернистые, встречаются крупнозернистые). В верхней части доля песчаников становится еще большей, появляются прослои гравелитов, линзы диамиктитов. По всему разрезу присутствуют прослои пепловых и литокристаллокластических туфов андезитов, андезибазальтов и риодацитов [Бяков, 2001]. Мощность свиты 1200–1300 м.

По данным А. С. Бякова [2010] стратиграфический объем хурэнской свиты отвечает всего одной зоне *Kolymia multiformis*, что соответствует уржумскому ярусу биармийской перми.

### Казанский и уржумский ярусы

#### ***Баханчино-Вилигинская СФО (15)***

##### *Инская СФЗ (15.1)*

Тасская свита ( $P_2ts$ ) выделена Х. И. Калугиным [1958] со стратотипом по р. Тас. Она распространена в бассейнах рр. Хейджан и Хетас, выполненная свод относительно крупной Нижнетасской брахиантиклинали северо-западного простирания, и сложена преимущественно песчанистыми алевролитами и алевритистыми песчаниками. Подстилающие породы в районе не вскрыты. Наиболее представительный разрез её изучен на левобережье р. Нилгысыг по ручьям Хурджим и Заблудший (снизу вверх): песчаники алевритистые – 160 м; алевролиты песчанистые с текстурами взмучивания – 840 м; песчаники алевритистые – 80 м; алевролиты песчанистые с редкими прослоями (0,5–1 м) алевритистых и мелкозернистых песчаников – 320 м; песчаники мелкозернистые с пластами (10–15 м) алевролитов и туффитов – 175 м; песчаники среднезернистые с прослоями (до 7 м) гравелитов, алевролитов, туффитов – 280 м; алевролиты песчанистые с пластами (15–40 м) песчаников мелкозернистых – 250 м; песчаники мелкозернистые с прослоями (0,2–0,5 м) алевролитов – 260 м. Всего по разрезу 2365 м [Тиньков, 1998 ф].

Похожие разрезы свиты наблюдались в береговых обнажениях по рр. Хетас и Хейджан [Архангельская и др., 1998 ф; Эйхвальд и др., 1992 ф]. Общая мощность свиты варьирует 2200–2500 м

В нижней части разреза свиты обнаружены многочисленные остатки *Aphanaia popowi* (Mur. et Kuzn.) и *Atomodesma exaratum* Beyrich, характерные для тумаринского горизонта перми, в верхней – *Penzhenella micluchomaclaye* (Zavod.), *Myonia bulkurensis* Ast.-Urb., *Intomodesma pterineaeformis* (Popow) и *Kolymia aurita* Ast. [Клец,2005], определяющие омолонский надгоризонт биармийской перми (русско-омолонский, олынский бочарский горизонты), сопоставляемый с казанским и уржумским ярусами в полном объеме [Решения..., 2009].

### **Охотская СФО (13)**

#### *Нютская СФЗ (13.4)*

Эвричанская свита (P<sub>2ev</sub>) выделена Р. Б. Умитбаевым [1963 ф] в бассейне р. Эвричан. В этом районе она слагает ядра и крылья локальных синклиналей на правом берегу нижнего течения р. Нилгысыг, где согласно залегает на нонкичанской свите. Ее состав определяют разнозернистые песчаники. Граница с нонкичанской свитой проводится по подошве пласта мощностью до 100 м средне-крупнозернистых до гравелистых песчаников, выше которого следует чередование пластов и пачек переслаивания мощностью от 20 до 200 м мелко- и среднезернистых песчаников, туфопесчаников, туффигов с редкими прослоями (1–7 м) гравелитов, песчанистых алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты 1000–1200 м.

В мелкозернистых песчаниках выявлены остатки *Neospirifer russiensis* Zav., *Brachythyrida* cf. *sibirica* Tschernjak, *Licharewia stuckenbergi* (Netsch.), характеризующие биармийскую пермь [Клец,2005; Тиньков,1998 ф]. В соответствии [Решениями ..., 2009] свита по объему соответствует омолонскому надгоризонту, т.е. полным казанскому и уржумскому ярусам.

### **Баханчино-Вилигинская СФО (15)**

#### *Титанская СФЗ (15.5)*

Форельская толща (P<sub>2fr</sub>) впервые выделена в работе [Бяков и др. 1990]. Название по руч. Форель правому притоку р. Титан. Толща сложена темно-серыми тонкослоистыми алевролитами с редкими тонкими прослойками песчаников. Местами наблюдается градационная слоистость и складки оползания. В низах толщи – пачки алевролитистых аргиллитов, в верхней части – прослой диамиктитов. Видимая мощность более 1500 м.

В верхней части присутствует *Maitaia* sp. Стратиграфический объем толщи в соответствии с [Решения ..., 2009] отвечает омолонскому надгоризонту, т.е. казанскому и уржумскому ярусам биармийской перми.

## **БИАРМИЙСКИЙ-ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛЫ**

Переходные отложения биармийского-татарского отделов установлены только в крайней западной части листа в пределах небольшого фрагмента окончания Южно-Верхоянской СФО



## Южно-Верхоянская СФО (11)

### Южно-Верхоянская СФЗ (11.2)

Менкеченская свита ( $P_{2-3mn}$ ) имеет трехчленное строение, однако на территории листа Р-55 (левобережье р. Бургачан) она представлена не в полном объеме, только средней и верхней частями. Кроме того, здесь она имеет более тонкий состав, нежели чем на сопредельной с запада территории и резкое сокращение количества туфогенных примесей в своей верхней части.

В средней части (450–500 м) свита представлена преимущественно алевролитами серыми и темно-серыми с тонкими прослоями углеродистых аргиллитов. Верхняя часть (400 м) сложена серыми и темно-серыми алевролитами, аргиллитами и диамиктитами с прослоями песчаников. По сравнению с сопредельной с запада территорией в верхней части возрастает роль аргиллитов, содержащих «плавающий» гравийно-галечный материал («рябчики»). «Плавающие» угловатые и окатанные обломки размером от 1 до 10 см. представлены кислыми вулканитами, туфами кислого состава, андезитами, базальтами, песчаниками, кварцем и полевыми шпатами. Судя по литологическому составу, верхняя часть менкеченской свиты является аналогом атканской свиты низов татарской перми, повсеместно распространенной в центральной части листа Р-55.

Общая мощность менкеченской свиты на исследуемой территории – до 900 м.

В разных частях разреза свиты собраны многочисленные остатки ископаемой фауны: *Mongolosa russiensis* (Zav.), *Polidevcia lumulata* Demb., *P. bicarinata* (Keys.), *Sverdrupites hakkeru* Ruzh., *Atomodemta permica* (Newell), *A. sartangensis* (Zav.), *Myonia biconiata* Ast.-Urb. и особенно много колымий, в т.ч. *Kolymia irregularis* Lich., *K. pergamenti* Mur., *K. pterineaformis* Рорow и др. По заключениям А. Г. Клеца [2005] этот комплекс фауны определяет биармийский–татарский возраст отложений (деленжинский горизонт–низы дуглахского горизонта Верхояно-Охотского субрегиона [Решения ..., 2009]).

## ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛ

### Охотская СФО (13)

#### Кухтуйско-Ульбейская, Нютская СФЗ (13.3, 13.4)

Дусканьинская толща ( $P_3ds$ ) выделена Р. Б. Умитбаевым [1963 ф]. Распространена в Нютской СФЗ там же, где и эвричанская свита, на которой залегает согласно. В Кухтуйско-Ульбейской СФЗ взаимоотношения с подстилающими толщами не установлены. По составу свита в основном песчаниковая. Нижняя граница проводится по подошве мощной (200–300 м) пачки мелко-и среднезернистых песчаников с частыми слоями (0,5–2 см) алевролитов, залегающей на туфопесчаниках и туффитах эвричанской свиты. Выше следует чередование пластов мощностью 20–190 м мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников, среди которых отмечают единичные пласты алевро-

литов (50–100 м), туфопесчаников (до 30 м) и прослои (до 5 м) гравелитов и туффитов. Мощность толщи оценивается в 1400 м [Тиньков, 1998 ф].

В породах дусканынской толщи выявлены многочисленные отпечатки растений *Noeggerathiopsis* cf. *aequalis* (Mur. et Kuzn.), *N. ex gr. aequalis* (Goerp.) Zal. и остатки фауны *Polidevcia* sp., *Aphanaia popowi* (Mur. et Kuzn.), *Kolymia urii* Ast., *Atomodesma exaratum* Beuglich, характерные для татарской перми [Тиньков, 1998 ф].

### **Селеннях-Омулевская СФО**

Рогачевская свита (*P<sub>3rg</sub>*) распространена в бассейне р. Таскан. Стратотип – руч. Рогач, левый приток р. Таскан. Согласно перекрывает туринскую свиту верхней веселинской подсерии. Свита сложена черными и темно-серыми аргиллитами и алевролитами с обломками призматического слоя раковин *Kolymia*. Верхняя граница не установлена. В соответствии с [Решения ..., 2009] возраст свиты соответствует татарскому отделу перми в полном объеме. Мощность 300–400 м.

### **Северодвинский ярус**

#### **Бахапчино-Вилигинская СФО (15)**

Отложения северодвинского яруса Бахапчино-Вилигинской СФО представлены атканской свитой, известной в четырех СФЗ Бахапчино-Вилигинской СФО

#### *Инская, Аян-Юряхская, Титанская, Хурэнская, СФЗ (15.1, 15.4, 15.5, 15.6)*

Атканская свита (*P<sub>3at</sub>*) выделена Х. И. Калугиным со стратотипом в верховьях р. Аткан (Титанская СФЗ), где она согласно перекрывает форельскую толщу. Отличительной чертой атканской свиты, определяющей ее роль как важнейшего маркирующего горизонта перми в центральной части листа, является доминирование в составе свиты диамиктитов, за которыми прочно укоренилось местное название «рябчики». Эти породы представляют собой несортированную смесь окатанных и угловатых обломков вулканических, магматических, реже осадочных пород, погруженных в алевролитовый или глинисто-алевритовый матрикс. Размер обломков варьирует от крупных валунов до мелкого гравия и дресвы. Количество обломков также сильно варьирует от 60–70 % (конгломератоподобные породы) до 3–5 %. Состав обломков: в разной степени измененные риолиты, андезиты, изредка долериты, гранитоиды, аргиллиты, песчаники, известняки. Диамиктиты переслаиваются с лишенными обломков алевролитами и алевропесчаниками, в которых часто наблюдаются текстуры оползания (оползневые складки, «закатыши и др.).

Свита весьма изменчива по простиранию. В верховьях р. Хурэн по данным Г. Г. Маннафова, Н. И. Караваевой (1974 г.) она имеет двучленное строение: нижняя толща переслаивания диамиктитов с алевролитами (430–475 м) и верхняя толща преимущественно диамиктитового состава (330–400 м) [Бяков, Ведерников, 1990]. В Аян-Юряхской СФЗ объем диамиктитов в составе сви-

ты еще более увеличивается. В Инской СФЗ согласно залегает на тасской свите и представлена диамиктами, алевролитами, аргиллитами, песчаниками и гравелитами. Разрез её изучен в верхнем течении р. Нилгысыг [Тиньков, 1998 ф]. Здесь на песчаниках тасской свиты залегает пачка (160 м) переслаивания через 2–25 м диамиктитов, алевролитов, мелкозернистых песчаников. Выше следуют песчаники средне- и крупнозернистые с прослоями (до 5 м) гравелитов – 40 м; диамиктиты с пластами (до 25 м) алевролитов и прослоями (до 3 м) гравелитов – 100 м; песчаники от мелко- до крупнозернистых с прослоями (до 3 м) гравелитов – 40 м; диамиктиты с частыми прослоями (0,2–5 м) алевролитов, алевритуистых и мелкозернистых песчаников, редко гравелитов – 560 м. Всего по разрезу 900 м.

Общая мощность свиты в Бахапчино-Вилигинской СФО от 350 до 1100 м. Остатки фауны представлены брахиоподами *Canocrinelloides* ex. gr. *curvatus* (Tolm), *Canocrinelloides obruchewi* (Lich.), *Neospirifer* cf. *crassiconchialis* Zav. и др.; двустворками *Maitaia* ex. gr. *bella* Biak, *M. kolymiformis* Biak, *Glyptoleda* sp. В соответствии с [Решения ..., 2009] максимальный стратиграфический объем свиты по биостратиграфическим данным соответствует гижигинскому горизонту, т.е. северодвинскому ярусу, однако в Аян-Юрхской СФЗ ее объем сокращается до нижней половины гижигинского горизонта. С биостратиграфическими данными хорошо согласуются данные датирования образца туфа из средней части атканской свиты методом ID – TIMS ( $262,5 \pm 0,2$  млн лет) [Davedov et al., 2015], а также данные А. Э. Хардикова (2009 г.) датировавшего U-Pb SHRIMP методом плоский обломок лавокластитов кислого состава из конгломерато-брекчий низов атканской свиты на руч. Хугланнах (лев. приток р. Кулу) –  $265,2 \pm 2,7$  млн лет. Первая дата соответствует средней части северодвинского яруса, вторая - почти точно возрасту нижней границы северодвинского (кептенского) яруса.

### Северодвинский-вятский ярусы

Позднепермские отложения северодвинского-вятского яруса в совокупности с ранне-среднепермскими (доатканскими) свитами определяют общий характер структурно-фациальной зональности пермских отложений на юге и в центральной части листа.

### Яно-Колымская СФО (9)

#### Кулинская СФЗ (9.4)

Нерючинская свита ( $P_{3nr}$ ) выделена Х. И. Калугиным [1958]. Название по р. Нерючи. Стратотипическим районом является междуречье Тонгаяхчан-Кулу. Свита в этом районе имеет двучленное строение (основание не вскрыто). Нижняя часть (200–650 м) сложена неслоистыми алевролитами и аргиллитами с редкими слойками песчаников и известняков, линзами гравелитов. Верхняя часть (500 м) сложена более тонкозернистыми породами – неслоистыми алевритуистыми аргиллитами, иногда углеродистыми, изредка присутствуют прослои песчаников. Перекрывается кулинской свитой. Общая мощность нерючинской свиты в данном районе 800 м. Комплекс двустворок *Conocardium* sp., *Maitaia* sp., *Intomodesma* sp., *Streblopteria levis* (Luk. et Lob),

*Polydevcia* sp. позволяют сопоставлять свиту с верхами гижигинского – низами хивачского горизонтов или с переходными северодвинско-вятскими слоями [Решения ..., 2009].

### **Баханчино-Вилигинская СФО (15)**

#### *Инская СФЗ (15.1)*

Нерючинская свита (*P<sub>3nr</sub>*) в Инской СФЗ распространена на междуречьях Хуларин–Лосиха, Иня–Нилгысыг, Сирегнан–Хейджан. Отличается от стратотипического района более крупным гранулометрическим составом осадочных пород. Сложена свита здесь в основном песчанистыми алевролитами и алевролитистыми песчаниками. На атканской свите она залегает согласно, граница с которой проводится по резкой смене диамиктитов песчанистыми алевролитами. В. А. Архангельской и др. [1998 ф] описан опорный разрез свиты мощностью 420–460 м в междуречье Туджак–Калнитан. Здесь на диамиктитах атканской свиты залегают неяснополосчатые песчанистые алевролиты с многочисленными остатками *Pachymonia elata* Porow, *Nuculana magna* Porow, *Phestia darwini* (Коп.) и др. – 100 м. Выше следуют массивные и тонкослоистые алевролиты, иногда переходящие в алевролитистые песчаники. Отмечаются прослои (до 5 м) мелко- и среднезернистых песчаников, редко туфогравелитов и глинистых ракушняков с *Kolymia nebulae* (Kul.), *Maitaia porowi* (Mur.), *Phestia* sp. indet. Мощность свиты уменьшается в западном и юго-западном направлениях. На междуречьях Нилгысыг–Иня и Хуларин–Лосиха она не превышает 200 м [Архангельская и др., 1998 ф]. Комплекс фауны, выявленный в нерючинской свите, отвечает гижигинскому горизонту татарской перми.

#### *Аян-Юряхская СФЗ (15.4)*

Омчакская свита (*P<sub>3nr</sub>*) выделена А. С. Бяковым, И. Л. Ведерниковым [1990] с названием по р. Омчак. Стратотип на правом берегу верхнего течения р. Тенька. Ранее в данном районе выделялась нерючинская свита [Калугин, 1958]. Согласно залегает на диамиктитах атканской свиты. Сложена в основном алевролитами, аргиллитами, в меньшей степени песчаниками. Нередко эти основные разновидности пород залегают во флишоидном переслаивании с признаками градационной слоистости. В различных частях разреза свиты встречаются туфы кислого состава, диамиктиты, туфобрекчии, оползневые брекчии, мергели, гравелиты и конгломераты. Вслед за А. С. Бяковым, И. Л. Ведерниковым омчакскую свиту традиционно делят на три подсвиты: нижнюю – флишоидную со значительным количеством песчаников (400–700 м), среднюю – флишоидную с незначительным количеством песчаников (350–900 м) и верхнюю – существенно аргиллитовую неслоистую (300–800 м)/ Общая мощность свиты 1100–2400 м.

В нижней подсвите собраны остатки двустворчатых моллюсков *Maitaia ex gr. bella* Biak., *Glyptoleda* sp.; брахиопод *Canocrinelloides curvatus* (Tolm), позволяющие относить эту часть разреза свиты к верхам гижигинского горизонта (верхи северодвинского яруса). В верхней подсвите обнаружены двуствор-

ки *Maitaia tenkensis* Biak, *Polidevcia* cf. *magna* (Popov), относящиеся к зоне *Maitaia tenkensis* нижней половины хивачского горизонта (нижняя половина вятского яруса). Однако в самой кровле свиты встречены довольно многочисленные остатки двустворчатых моллюсков, принадлежащих зоне *Intomodesma costatum* уже верхней половины хивачского горизонта [Бяков, 2010]. С биостратиграфическими данными хорошо согласуются и данные U-Pb SHRIMP датирования образцов микродиамиктиов средней подсвиты, отобранных А. С. Бяковым на правобережье р. Тенке –  $257.1 \pm 3.0$  млн лет (конкордантный возраст по 7 точкам). Полученная дата соответствует нижней части хивачского горизонта, или нижней части вучапинского яруса по Международной стратиграфической шкале.

### **Баханчино-Вилигинская СФО (14)**

#### *Титанская СФЗ (15.5)*

Титанская свита ( $P_{3tt}$ ) выделена А. С. Бяковым, И. Л. Ведерниковым [1990] со стратотипом по руч. Титан прав. притоку р. Хурэн. Согласно залегают на атканской свите. Сложена главным образом алевролитами и аргиллитами, в меньшей степени песчаники. Изредка встречаются туффиты, прослойки диамиктитов. Строение свиты в основном флишоидное, местами с градационной слоистостью. По соотношению разновидностей горных пород и характеру напластования А. С. Бяков и И. Л. Ведерников выделяют три подсвиты: нижнюю (800 м) – песчаниково-алевролитовую (в верхах флишоидную), среднюю (350–400 м) – флишоидную и верхнюю (850 м) – алевролитово-аргиллитовую (в верхах существенно песчаниковую). Общая мощность свиты 2000 м.

В нижней подсвите обнаружены остатки брахиопод *Canocrinelloides* cf. *penzhnaensis* Zav. и зональных двустворок *Maitaia* ex gr. *bella* Biak., относящихся к верхам гижигинского горизонта (верхи северодвинского яруса). В верхней подсвите установлены двустворки *Maitaia* cf. *hurenensis* Biak., *Streblopteria levis* (Luk et Lob), относящиеся к нижней половине хивачского горизонта (нижняя половина вятского яруса). Однако в самой верхней части верхней подсвиты встречены двустворки *Polidevsia* sp., *Intomodesma* sp. и др., позволяющих относить этот интервал разреза верхней подсвиты к верхней половине хивачского горизонта.

### **Баханчино-Вилигинская СФО (15)**

#### *Хурэнская СФЗ (15.6)*

Дружбинская свита ( $P_{3dr}$ ) выделена А. С. Бяковым [2000]. Названа по руч. Дружба (прав. приток р. Бургагылкан). Стратотип там же. В составе свиты преобладают зеленовато-серые песчаники, особенно в верхней части. Так же широко распространены темно-серые алевролиты и аргиллиты. Часто имеет место флишоидное переслаивание всех перечисленных разновидностей. Кроме того в составе свиты присутствуют диамиктиты, гравелиты. Мощность свиты 500 м. Органических остатков в свите не выявлено. По своему стратиграфическому положению она примерно соответствует титан-

ской свите (верхи гижигинского-хивачский горизонты), отличаясь от последней существенно большей ролью песчаников.

### **Южно-Верхоянская СФО (11)**

#### **Южно-Верхоянская СФЗ (11.2)**

Чамбинская и имтачанская свиты объединенные ( $P_3\dot{c}t+im$ ). Отложения объединенных чамбинской и имтачанской свит обнажаются на западе территории листа и имеют существенно песчаниковый состав.

*Чамбинская свита* согласно залегает на породах менкеченской свиты и сложена алевролитами, часто туфогенными, с редкими пластами песчаников, прослоев аргиллитов и линзами гравелитов и конгломератов. В отложениях этой свиты найдены: *Waagenoconcha cf. irginae* Struck., *Canocrinella curvatua* Tolm., *Aviculopecten cf. hiemalis* Salt., *Strophalosia* sp. indet., *Kolymia* sp. indet., *Noeggerathiopsis sf. theodori* Zal. Разрез свиты изучен на левобережье руч. Пологого (снизу вверх): песчаники серые и темно-серые мелкозернистые со слабо выраженной полосчатостью –50 м; туфогенные алевролиты темно-серые до черных с включениями обломков и галек полосчатых песчаников, кварца, кварцитов и редкие прослои мелкогалечных конгломератов -.300 м; алевролиты темно-серые до черных с грифельной отдельностью -.200–250 м; песчаники серые с тонкими линзами гравелитов и конгломератов-.20 м; алевролиты темно-серые с остроугольными обломками полосчатых песчаников -.180 м [Акулов, 1985]. Мощность по разрезу – 750–800 м. Общая мощность свиты составляет 500–800 м, увеличиваясь в северно-восточном направлении.

*Имтачанская свита* имеет преимущественно песчаниковый состав, менее распространены алевролиты, гравелиты и конгломераты. Нижняя часть имтачанской свиты мощностью от 350 до 800 м сложена переслаивающимися пачками серых и темно-серых, мелко- и среднезернистых песчаников (мощность 30–200 м) и темно-серых алевролитов (мощность 15–100 м), согласно залегающих на подстилающих отложениях. Верхняя часть свиты представлена пачкой серых мелкозернистых песчаников мощностью 150–300 м. В различных ее частях встречаются прослои (мощностью до 1 м) мелкогалечных конгломератов и гравелитов, в обломках которых присутствуют кварциты, песчаники, основные эффузивы, карбонатные и кремнистые породы. Мощность отложений имтачанской свиты – от 500 до 900–1000 м, увеличиваясь в северо-восточном направлении.

В отложениях свиты найдены *Kolymia ex.gr.lenae* Kul., *Neospirifer invisus* Zav., *Noeggerathiopsis sf. concinna* Radcz. На смежной территории в подобных отложениях встречены брахиоподы *Cancrinelloides obrutschewi* (Lich.), *Canocrinella snjatkowi* Zav., *Strophalosia ex gr. sibirica* Lich., а также двустворки *Intomodesma pterinaeformis* Popow, *In. aff. costatum* Popow, *Pachymyonia bicarinata* Ast.-Urb. и др. Этот комплекс фауны отнесен к верхней части гижигинского горизонта. Учитывая, что чамбинская свита согласно залегает на менкеченской, а имтачанская согласно же перекрыта нижнетриасовыми отложе-

ниями, они принадлежат, скорее всего, татарской перми и могут быть отнесены к верхам гижигинского–хивачскому горизонтам, что соответствует верхам северодвинского и вятскому ярусам.

Общая мощность объединенного подразделения от 1000 до 1800 м

### **Вятский ярус**

Отложения вятского яруса представлены существенно песчаниковой кулинской свитой, которая выделяется в Кулинской СФЗ Яно-Колымской СФО и в трех СФЗ (Инской, Титанской и Хурэнской) Бахапчино-Вилигинской СФЗ. Такое широкое распространение кулинской свиты указывает на обмеление и на относительную стабилизацию обстановок значительной части пермского палеобассейна в вятское время. В Аян-Юряхской СФЗ отложения вятского яруса представлены старательской свитой, сложенной в основном тонкотерригенными глубоководными осадками.

### ***Яно-Колымская (9) и Бахапчино-Вилигинская (15) СФО***

*Кулинская (9.4), Инская (15.1), Титанская (15.5), Хурэнская (15.6) СФЗ*

Кулинская свита ( $P_3kl$ ) выделена Х. И. Калугиным [1958]. Стратотипическая местность – правобережье р. Кулу в среднем течении (Титанская СФЗ). Свита согласно залегает на нижележащих отложениях нерючинской, титанской свит и дружбинской толще и согласно перекрывается отложениями триаса. Кулинская свита в указанных СФЗ в основном сложена песчаниками мелко- и среднезернистыми, переслаивающихся с гравелитами, конгломератами, песчанистыми алевролитами, известковистыми песчаниками. Встречаются прослой крупнозернистых песчаников, переходящих иногда в линзы гравелитов и конгломератов [Караваева, 1998 ф]. Более всего грубообломочные отложения (гравелиты и конгломераты) присутствуют в средней и верхней частях разреза. В гравелитах и конгломератах встречается хорошо окатанные гальки вулканитов кислого и среднего состава, обломки углефицированной древесины. В отдельных частях разреза присутствуют прослой литокластических туфов среднего состава.

Свита имеет двучленное строение. Нижняя часть характеризуется слоями слабо сортированных песчаников массивного сложения. Верхняя часть характеризуется отчетливо слоистым сложением и представлена чередованием пакетов песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность кулинской свиты 500–1000 м

Отложения свиты изобилуют остатками двустворок, имеющих часто толстостенные раковины, брахиопод, гастропод и др., По двустворкам свита уверенно сопоставляется с зоной *Intomodesma costatum* верхней части хивачского горизонта, что соответствует верхней части вятского яруса [Решения..., 2009].

### *Аян-Юряхская СФЗ (15.4)*

Старательская свита ( $P_{3st}$ ) выделена А. С. Бяковым, И. Л. Ведерниковым [1990] со стратотипом на водоразделе ручьев Старатель – Горбатый (правобережье р. Тенька). Согласно лежит на омчакской свите и согласно перекрывается отложениями нижнего триаса. Авторы, выделившие и описавшие свиту отмечают однообразие ее литологического состава, отсутствие отчетливой слоистости в осадочных породах. В основном свита представлена темно-серыми песчанистыми и алевроитовыми аргиллитами, реже глинистыми песчаниками. Как характерная особенность отмечается «узловатая» и «облачная» слоистость. Свита разделяется на три подсвиты: нижнюю (300–600 м), сложенную темно-серыми до черных углеродистыми алевроитистыми аргиллитами; среднюю (250–400 м), для которой характерно тонкое переслаивание аргиллитов с алевролитами, реже песчаниками; верхнюю (200–400) сходную с нижней, но с присутствием небольших прослоев песчаников [Бяков, Ведерников, 1990]. В северной части Аян-Юряхской СФЗ (левобережье р. Улахан-Майтробыт) в старательской свите появляется большое количество мелко- до среднезернистых песчаников, что сближает старательскую свиту в этом районе с кулинской свитой. Общая мощность свиты 800–1400 м.

В различных частях разреза свиты собраны многочисленные остатки двустворок, брахиопод, гастропод. Обнаружены также кораллы и членики криноидей. По двустворкам свита уверенно сопоставляется с зоной *Intomodesma costatum* верхней части хивачского горизонта, что соответствует верхней части вятского яруса.

## **МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА**

Триасовые отложения весьма широко распространены на территории листа. Они образуют широкую почти непрерывную полосу выходов, пересекающую лист по диагонали с юго-востока на северо-запад. (Яно-Колымская СФО, Яно-Хетагчанская СФЗ Бохапчино-Вилигинской СФО). Относительно небольшие выходы среднего и верхнего триаса имеются в Тасканской СФЗ Селеннях-Омулёвской СФО на северо-востоке листа и верхнего триаса в Инской СФЗ Бохапчино-Вилигинской СФО. В Инской СФЗ верхнетриасовые образования вскрываются в «окнах» среди меловых эффузивов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Выходы нижнего и среднего триаса среди широкого поля перми известны в Аян-Юряхской СФЗ в центральной части листа.

Результаты изучения триасовых отложений территории листа отражены в Унифицированных схемах триаса Северо-Востока, принятых на трех межведомственных региональных стратиграфических совещаниях (МРСС) [Решения..., 1959; Решения..., 1978; Решения..., 2009]. Документы совещаний демонстрируют, как менялись и детализировались схемы региональной и местной стратиграфии триаса региона. Особо следует отметить принятую на II МРСС схему со значительными изменениями в положении (корреляции с МСШ) ярусных и подъярусных границ в разрезе верхнего триаса, что непо-



средственно касается объема и границ картируемых подразделений этого возраста на территории листа [Решения ..., 1978].

В создании современной схемы расчленения триасовых отложений на территории листа главная роль принадлежит Ю. М. Бычкову, которому помимо собственных тематических исследований на площади листа принадлежат все основные обобщения результатов средне- и крупномасштабного геологического картирования в районах распространения триасовых отложений [Дагис и др., 1979; Бычков, 1966 б; 1977; Бычков, Киселева, 1990; Бычков, 1994].

Находка в Восточной Якутии в слоях с *Monotis* (= *Eomonotis*) *scutiformis* средненорийского аммонита *Himavatitites* [Бычков, Полуботко, 1970] явилась причиной существенного изменения положения границы карния и нория на Северо-Востоке [Архипов, и др, 1972; Решения..., 1978]. Граница карнийского и норийского ярусов, проводившаяся до сих пор в основании зоны *Monotis ochotica*, была опущена до основания зоны *Pinacoceras verchojanicum* (=основание визуальнинского горизонта), которая вместе с вышележащими зонами *Otapiria ussuriensis* и *Monotis* (= *Eomonotis*) *scutiformis* относились к карнийскому ярусу. Теперь значительная часть верхнего карния становилась нижненорийской зоны *O. Ussuriensis* и *E. Scutiformis* – средним норием, зона *Monotis ochotica* – верхним норием, а терминальная зона *Josapecten efimovae* – рэтом. Последнее решение принято позднее [Постановления..., 1992].

Мощные (до 7–8 тыс. м) осадочные образования триаса на площади листа отличаются большим литологическим однообразием: это преимущественно тонкотерригенные отложения – глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты и пачки их переслаивания. Слои и пачки песчаников редко отмечаются в большей нижней части триасового разреза, но начинают играть заметную роль в верхах. На юго-востоке, в Яно-Хетагчанской СФЗ Бахапчино-Вилигинской СФО верхи триаса (бургагчанский и финишский горизонты) представлены песчано-алевролитовыми отложениями со значительной примесью пирокластики.

При геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 и при разработке государственной программы Госгеолкарта–50 триасовые отложения бассейна верхнего течения р. Колыма и Охотско-Колымского водораздела были расчленены более чем на 50 местных стратонов – свит и толщ [Бычков, Киселёва, 1990]. Эти подразделения вошли также в Легенду Нера-Бахапчинской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000, (издание второе) [Легенда..., 1999 ф]. Отобразить все эти подразделения на карте масштаба 1 : 1 000 000 не возможно. Авторы листа считают, что произвольное объединение свит и толщ в формальные пакеты с необходимой для отображения мощностью разрушают геосторический принцип геологической карты. В связи с этим, при составлении листа были использованы предусмотренные ВКСЛ укрупненные подразделения (серии), объединяющие мелкие стратоны по геосторическим принципам как по вертикали, так и по латерали.

При составлении легенды Верхояно-Колымской серии листов масштаба 1 : 1 000 000 триасовые свиты юго-восточного (Магаданского) сектора легенды были объединены в группы [Ян-жин-шин и др., 2002 ф], а затем в серии.

При разработке легенды масштаба 1 : 1 000 000 для листа Р–55 анализ и генерализация дробного стратиграфического расчленения триаса и юры позволили внести некоторые изменения, касающиеся уточнения и обоснования границ серий (вертикальных и латеральных), изменения отдельных названий, объёма подсерий, уточнения состава свит, образующих серии. Была проведена еще большая генерализация, исходя из того, что в триасе, вплоть до норрийского века, дифференциации на области по типам разрезов на территории листа была весьма незначительна. Однако основной план расчленения разреза триаса и юры на этой территории сохранен в соответствии с ВКСЛ [Янжин-шин и др., 2001 ф]. В латерально протяженные серии свит и толщ объединены разновозрастные, близкие по литологическому составу и мощности стратоны, характеризующие, как правило, однотипные фациальные зоны бассейна (фаии глубокого или мелкого шельфа, континентального склона или его подножья) (рис. 4, 5).

Во временном (вертикальном) срезе серии отражают последовательную смену неоднократно повторяющихся разного ранга трансгрессивно- регрессивных циклов осадконакопления с различной степенью выраженности взаимопереходов.

Границы серий приурочены к границам наиболее чётко выраженных циклов, совпадающих с заметной сменой фациальных обстановок, литологического состава осадков и как следствие – сменой типа палеобиоты (например, глубоководной на мелководную). Поэтому границы серий обычно совпадают с границами региональных горизонтов, понимаемых как региоярусы. Серии могут иметь некоторое скольжение своего вертикального диапазона (в пределах горизонта или его части).

Разрез триаса Кулу-Берелёхской и Яно-Хетагчанской СФЗ состоит из четырёх серий (снизу-вверх):

1. Колымо – охотской с двумя подсериями – нижней ( $T_1ko_1$ ) объединяющей свиты нижнего отдела триаса, и верхней ( $T_{2-3}ko_2$ ) – свиты среднего триаса и низов карнийского яруса.

2. Мандыченской ( $T_3md$ ) со свитами карния, нижнего и низов среднего нория;

3. Хиникенской ( $T_3hn$ ), включающей свиты верхов среднего, верхнего нория и рэта в границах Кулу-Берелёхской СФЗ.

4. Буркотская серия ( $T_3bk$ ) выделяется исключительно в границах Яно-Хетагчанской СФЗ Бахапчино-Вилигинской СФО, является возрастным аналогом хиникенской серии от которой отличается появлением и заметным участием в составе осадков вулканогенного материала.

Все три верхнетриасовые серии (2,3 и 4) и обе ниже-среднетриасовые подсерии (1), рассматриваемые в качестве картируемых подразделений, имеют примерно одинаковый по длительности возрастной объём, отвечающий суммарному объёму двух ярусов.\*

---

\*Поскольку норрийский ярус – самый длительный в истории фанерозоя (около 20 млн.лет, [Cohen, Finney, Gibbard, 2012]), три его подъяруса (каждый) соизмеримы по длительности с остальными ярусами триаса.

Разрезы триаса и схемы расчленения системы вблизи западной рамки территории заимствованы из легенды листа Р-54 Госгеолкарты–1000/3 [Казакова и др., 2013].

## НИЖНИЙ ОТДЕЛ

### Индский ярус (лекеерский горизонт)

#### *Охотская СФО (13)*

##### *Центрально-Охотская СФЗ (13.1)*

Олланджинская толща ( $T_{10l}$ ) обнажается в эрозионных окнах изпод меловых вулканитов на правобережье р. Олланджа и в верховьях рр. Халкан и Будыга, где согласно залегает на дусканьинской толще татарской перми. Как безымянная толща она была выделена Н. Г. Маннафовым [1983]. Название присвоено в ВКСЛ [Ян-жин-шин, 2002 ф]. Нижняя часть толщи (170–200 м) состоит из аргиллитов и их алевритистых разностей с частыми слоями (2–5 см) алевролитов и редкими прослоями (0,3–1 м) мелкозернистых песчаников, верхняя (160 м) – из мелкозернистых песчаников. Мощность толщи 330–360 м. В аргиллитах часты глинистые конкреции. В основном в аргиллитах находятся остатки *Lingula cf. borealis* Bittner, *Atomodesma* ex gr. *errabunda* Popow, датирующие возраст толщи индским веком [Маннафов, 1983].

### Индский-оленекский ярусы

#### (лекеерский и оленёкский региональные горизонты)

#### *Яно-Колымская (9) и Бахапчино–Вилигинская (15) СФО*

##### *Кулу-Берелёхская (9.3) и Яно-Хетагчанская (15.2) СФЗ*

Колымо–охотская серия впервые выделена в ВКСЛ [Ян-жин-шин и др., 2002 ф]. В серию объединены преимущественно тонкотерригенные отложения мощностью до 3,5 тыс. м от индского до низов карнийского яруса включительно. Этот интервал разреза отвечает крупному мегациклу осадконакопления, на протяжении которого постепенно, со слабо выраженной цикличностью второго и третьего порядков происходит увеличение песчаной составляющей. Цикл заканчивается заметной регрессивной фазой на рубеже ладина и карния, сопровождающейся сменой типа морской биоты. Разделена на две подсерии. К уровню инда-оленёка в пределах Кулу-Берелёхской и Яно-Хетагчанской СФЗ отнесена нижняя подсерия.

Колымо–охотская серия, нижняя подсерия ( $T_{1ko_1}$ ). Стратотипической местностью подсерии, где рассматриваемые отложения хорошо обнажены и изучены [Бычков, 1977; Бычков, Киселёва, 1990], следует считать бассейн верхнего течения рек Кулу и Хинике (Аян-Юрхской), нижнее течение р. Кеньеличи.

Лежащая в основании разреза *екчанская свита* (600–650 м), где она без видимого неогласия залегает на верхнепермских отложениях, но со страти-

графическим перерывом, отвечающим самым нижним частям инда в объёме двух нижних аммоидных зон. Свита сложена глинистыми сланцами и алевролитами. В нижней половине заметную роль играют полевошпатово-кварцевые и кварцевые песчаники (в виде прослоев), в верхней – явно преобладают глинистые сланцы. В свите содержатся остатки индских конхострак (листоногие ракообразные) и цератитов *Tomprophiceras*, характерных для верхней части нижнего инда, а выше – позднеиндских *Vavilovites kuluensis* Ju.Zakh., скопления двустворок *Promyalina schamarae* (Bittn.) и гастропод.

*Кеньеличинская свита* (900–1100 м), согласно залегающая на екчанской, представлена чередованием слоёв и пачек, сложенных глинистыми, песчано-глинистыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками. Много глинисто-карбонатных конкреций и линз с текстурой «конус в конусе». Свита охарактеризована оленёкскими комплексами аммоидей и двустворок (*Hedenstroemia hedenstroemi* (Keys.), *Peribositria mimer* (Oeberg), *Lepiskites kolymensis* (Porow) и др.).

Такое же строение и состав, с несколько повышенным содержанием песчаников при общем преобладании глинистых сланцев и алевролитов, подсерия имеет в бассейне верховий Аян-Юряха и Хинике (Аян-Юряхской) (ампирская свита).

На остальной территории Кулу-Берелёхской и Яно-Хетагчанской СФЗ в составе подсерии полностью доминируют глинистые, алевроитово-глинистые сланцы, аргиллиты (массивные или с тонкой горизонтальной слоистостью), алевролиты и глинистые алевролиты. Много конкреций –глинистых, глинисто-карбонатных, фосфатно-глинистых, реже кремнистых; обычны линзы глинисто-карбонатных пород с текстурой «конус в конусе». Входящие в подсерии свиты состоят из нерасчлененных нижнетриасовых отложений, имеющих такие же соотношения с пермью, как в стратотипической местности, и ту же самую фаунистическую характеристику. Это свиты бурэнджинская, ушельнская, ухомытская и чалбыканская.

Общая мощность подсерии 700–1900 м. Возрастной объём подсерии охватывает индский и оленекский ярусы нижнего триаса.

### ***Баханча–Вилигинская СФО (15)***

#### *Аян-Юряхская СФЗ (15.4)*

Трусская толща (Т<sub>1tr</sub>) распространена в центральной и северо-западной частях Аян-Юряхской СФЗ, в бассейнах рек Аян-Юрях, Кулу и правобережной части р. Колыма, где образует ряд небольших выходов среди обширного поля верхнепермских отложений. Стратотипической местностью является р. Таяхта в бассейне правобережной части р. Колымы [Бычков, Киселёва, 1990]. Толща согласно залегает на старательской свите (P<sub>3st</sub>) верхней перми. Сложена глинистыми сланцами, неслоистыми или тонкослоистыми – внизу и алевролитами, часто линзовиднослоистыми, перемежающимися пачками алевроитовых глинистых сланцев, сверху. Встречаются редкие пласты мелкозернистых песчаников и эллипсоидальные конкреции. Окаменелости малочисленны в нижней части (единичные находки, вероятно, индских *Ophiceras*) и более частые в верхней, откуда происходят позднеоленёкские *Boreoceras*

*demokidovi* (Popow), *Sibirites eichwaldi* (Keys.) и др. В низовьях р. Тенке были найдены раннеоленекские *Peribositria ex.gr.mimer* (Oeberg). Остатки фауны и согласное налегание на верхней перми указывают на раннетриасовый возраст толщи в объёме индского и оленёкского ярусов. Отложения толщи имеют значительно меньшую мощность (около 600м) по сравнению с соседними зонами. Особенно разительна разница в мощностях нижнетриасовой трусской толщи и одновозрастной балтинской (до 2500м) в соседней Тенькинской СФЗ.

### Тенькинская СФЗ (15.3)

Балтинская толща (Т<sub>1</sub>bl). [Бычков, Киселёва, 1990]. Стратотипическая местность – верховья р. Тенке, басс.верхнего течения р. Колымы. В составе толщи преобладают глинистые сланцы с тонкой горизонтальной слоистостью. Алевролиты и мелкозернистые песчаники играют резко подчиненную роль. Только верхняя треть толщи отличается заметным участием в её составе мелкозернистых песчаников. Количество слоев песчаников уменьшается по простиранию толщи на юго-восток. Толща согласно залегает на старательской свите верхней части верхней перми. Первая триасовая фауна в низах толщи: это цератиты поздней части раннего инда – *Tomphiceras morphoeos* (Popow), *T.pascoei* (Spath), а также двустворки *Promyalina schamarae* (Bittn.) и конхостраки. Отоцерасовые слои (две нижние зоны нижнего инда) либо выпадают из разреза, либо присутствуют, но не охарактеризованы фауной. В средней части толщи собраны позднеиндские аммоноидеи *Vavilovites turgidus* (Popow) и раннеоленёкские *Lepiskites kolymensis* (Popow), *Peribositria mimer* (Oeberg). Верхи толщи охарактеризованы позднеоленёкскими аммоноидеями *Sibirites eichwaldi* (Keys.) и *Claraia aranea* (Tozer) – двустворками с высоким корреляционным значением из приграничных слоёв нижнего и среднего отделов триаса.

Мощность балтинской толщи 2300–2500м, из них около 1500 м приходится на индский ярус, что является максимальным значением мощности инда на Северо-Востоке России. Возраст толщи отвечает полному объёму нижнего триаса, возможно, без самих низов, т.е. индскому и оленёкскому ярусам.

### Южно-Верхоянская СФО (11)

#### Кобюминская СФЗ (11.1)

Екчанская и кенъеличинская свиты объединенные (Т<sub>1</sub>ek+kl) на территории листа Р-55 распространены в бассейнах р. Юсь-Кюель, Туор-Юрях, Заячья, Буор-Юрях.

*Екчанская свита* в пределах территории листа согласно залегает на верхнепермских отложениях. Имеет в своем основании слоистую аргиллитово-алевролитовую пачку (80–120 м) темно – или зеленовато-серого цвета. Выше по разрезу (550–600 м) залегают переслаивающиеся сероцветные мелко-крупнозернистые песчаники с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов (0,03 – 0,8 м). В бассейне руч. Бесхлебный [Уткова и др., 1999] на песчаниках имтачанской свиты согласно залегают (снизу-вверх): аргиллиты темно-серые

с прослоями (0,2–2 м) зеленовато-серых алевролитов и серых мелкозернистых песчаников–120 м; песчаники серые средне- и крупнозернистые с прослоями (0,1–0,3 м) черных алевролитов и аргиллитов – 100 м; аргиллиты темно-серые с прослоями (0,2–0,3 м) зеленовато-серых мелкозернистых песчаников –.30 м; песчаники серые мелкозернисты –.90 м; аргиллиты черные с прослоями (0,1–0,2 м) зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников – .90 м; аргиллиты черные и темно-серые алевролиты с редкими пластами (0,5–2 м) серых мелкозернистых песчаников – 120 м; алевролиты зеленовато-серые а аргиллиты с пластами (10–20 м) серых среднезернистых песчаников с остатками *Lingula sp.indet.*, *Promyalina cf.schamarae* (Bittn) –.200–250 м. Мощность свиты – 600–720 м.

*Кеньеличинская свита* сложена зеленовато-серыми алевролитами, в том числе кварцитовидными, аргиллитами и полевошпат-кварцевыми песчаниками, согласно залегающими на породах ечанской свиты. В породах присутствуют многочисленные глинисто-карбонатные и кремнистые конкреции, редко прослой серых известняков с текстурами «конус в конусе» («фунтиковы» известняки). На правом берегу р. Туор-Юрях [Акулов, 1985] отложения свиты слагают (снизу-вверх): серые массивные мелкозернистые полосчатые песчаники –.20 м; темно-серые полосчатые алевролиты с редкими линзами конгломератов; встречены остатки *Anakasmirites sp.indet*, *Lingula sp.* (опред. В. Ф. Возина и А. М. Трущелева) – 50 м; серые и темно-серые полосчатые песчаники с редкими маломощными слоями (до 10 м) алевролитов; в верхах пачки встречены: *Prospiringites cf. czekanowskii* Mojs. –.240 м; темно-серые песчаные алевролиты –.45 м; серые и зеленовато-серые среднезернистые полосчатые песчаники –.15 м; серые и темно-серые мелкозернистые песчаники и песчаные алевролит – 200–230 м. Мощность свиты 550–600 м.

Общая мощность объединенного стратона – 1100–1300 м. Возраст подразделения отвечает индскому и оленёкскому ярусам

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

### Анизийский ярус (куларский региональный горизонт)

#### *Баханчино–Вилигинская СФО (15)*

#### *Тенькинская СФЗ (15.3)*

Искринская толща (Т<sub>2</sub>is) описана Ю. М. Бычковым, Л. С. Киселёвой, [1990]. Стратотипическая местность –верховья рек Тенке и Чалбыга (бассейн правобережной части р. Колымы в верховьях). Толща согласно залегает на верхнеоленькских слоях балтинской толщи, но не содержит фаунстических остатков в своей нижней части, сложенной чередующимися пачками мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников (они преобладают в низах толщи), алевролитов и аргиллитов. В остальной части преобладают глинистые и алевроитово-глинистые сланцы. Изредка встречаются тонкие пласты мелкозернистых песчаников и линзы глинисто-кремнистых пород с текстурой «конус в конусе», в отдельных слоях многочисленны мелкие шаровидные глинисто-карбонатные конкреции. В средней части толщи собраны

остатки среднеанизийских аммоноидей (*Arctohungarites triformis* (Mojs.), *Boreiohungarites kharaulakhensis* (Popov), *Parapopanoceras paniculatum* Popov и др.) В конкрециях верхней части заключены позднеанизийские *Parapopanoceras dzeginense* (Voin.), *Gymnotoceras ex.gr.olenekense* Dagys et Konst. и др. Общая мощность искринской толщи –1100 м. Возраст толщи соответствует полному объему анизийского яруса среднего триаса или куларского регионального горизонта.

**Анизийский-ладинский ярусы  
(куларский – верхнезырянский горизонты нерасчлененные)**

***Селенях–Омулевская СФО (14)***

***Тасканская СФЗ (14.1)***

Незнайкинская толща (T<sub>2</sub>nz) в виде изолированных выходов вскрывается в верховьях р. Омулёвка (нижняя часть толщи), а также в басс.р.Мылга, где имеются выходы верхней части толщи [Бычков, Киселёва, 1990; Мерзляков, 1971]. Вскрытые нижние части толщи представлены глинистыми сланцами и алевролитами с глинисто-кремнистыми и фосфатно-глинистыми конкрециями с остатками позднеанизийских цератитов *Parapopanoceras dzeginense* (Voin.). Видимая мощность 200м. Взаимоотношения с ниже- и вышележащими отложениями не известны. В басс. р. Сеймчан вскрыты тонколистоватые глинистые сланцы с ладинскими *Daonella* видимой мощностью 200м. Общая видимая мощность незнайкинской толщи около 400 м. Возраст толщи среднетриасовый, анизийско-ладинский, но о полноте объёма толщи в рамках среднего триаса судить по имеющимся данным трудно.

**СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ**

**Анизийский, ладинский ярусы и нижняя часть карнийского яруса  
(куларский, някучанский, верхнезырянский и жильнинский горизонты)**

***Яно-Колымская (9) и Бахапчино–Вилигинская (15) СФО***

***Кулу-Берелёхская (9.3) и Яно-Хетагчанская (15.2) СФЗ***

Верхняя подсерия колымо–охотской серии (T<sub>2-3</sub>ko<sub>2</sub>). Стратотипической местностью является бассейн верхнего речения р. Детрин, верховья р. Вторая Сентябрьская и нижнее течение р. Левая Вторая Сентябрьская. Здесь расположены стратотипы анманнанджинской толщи и жаканской свиты, слагающих подсерию [Бычков, 1977; Бычков, Киселёва, 1990; Константинов, Соболев, 1999].

Залегающая в основании серии *анманнанджинская толща* (1000 м) согласно перекрывает алевритистые аргиллиты ущельнинской свиты нижней колымо-охотской подсерии с остатками позднеоленёкских аммоноидей близ кровли. Сложена толща глинистыми алевролитами, алевритистыми аргиллитами, иногда с тонкой линзовидной слоистостью – в нижней части и массив-

ными алевритовыми аргиллитами – в верхней. В многочисленных фосфатных и глинисто-карбонатных конкрециях заключены остатки раннеанизийских (редко), среднеанизийских (*Czekanowskites decipiens* (Mojs.), *Arctohungarites triformis* (Mojs.), *Parapopanoceras paniculatum* (Popow), *Boreiohungarites kharaulakhensis* (Popow) и др.) и позднеанезийских (*Gymnotoceras blakei* (Gabb), *Parapopanoceras dzeginense* (Voin.), *Arctogymnites sonini* (Popow), *Frechites* sp.) аммоноидей и двустворок *Daonella dubia* (Gabb)

Вышележащая *жаканская свита* (1100 м)\* внизу представлена аргиллитами с тонкой горизонтальной слоистостью и остатками двустворок и аммоноидей някучанского горизонта (*Magnolobia prima* (Kipar.), *Eonathorstites oleshkoi* (Archip.), *Arctogymnites* sp.), примерно сопоставляемого с нижнеладинским подъярусом; выше – ритмичное чередование массивных и слоистых глинистых песчаников и песчаных алевролитов с фауной верхозырянского горизонта (*Daonella densisulcata* Yabe et Schim., *Nathorstites macconnelli* (Whit.), *N.lindstroemi* Boehm) и первых *Stolleyites tenuis* (Stoll.). Верхняя часть свиты сложена песчаными и алевритовыми аргиллитами со слоями (0,1–0,4 м) мелкозернистых глинистых песчаников с остатками фауны жильнинского горизонта (*Stolleyites tenuis* (Stoll.), *Boreotrachyceras* (= "*Protrachyceras*") *omkutchanikum* (Bytschk.), *Arctophyllites taimyrensis* (Popow), *Zittelihalobia* (Z.) *zitteli* (Lindstr.), *Primahalobia zhilnensis* (Polub.), наутилоидей *Cenoceras boreale* Dagys et Sobolev и крупных брахиопод *Pennospiriferina popovi* Dagys и *Dentospiriferina pepeliaevi* Dagys). Строение и тип разреза верхней подсерии колымо-охотской серии практически не меняются в пределах Яно-Хетагчанской зоны.

В низовьях р. Берелёх и левобережье р. Колымы интервалу подсерии отвечает *хастахская толща* (200–500 м), на правобережье нижнего течения р. Детрин – *хилгычанская толща* (1500–1700 м). В толщах преобладают алевролиты и глинистые алевролиты, часто с тонкой линзовидной и горизонтальной слоистостью. В верхней половине толщ присутствуют слои песчаников.

В Кулу-Берелёхской зоне, особенно в западной ее части в составе подсерии больше песчаников, притом не только в верхнеладинско-нижнекарнийской части, но и в анизийской. В бассейне р. Хинике (Аян-Юряхская) в составе подсерии присутствует *эликская толща* (1200–1400 м), сложенная песчанстыми алевролитами, мелкозернистыми алевритовыми песчаниками, алевролитово-глинистыми сланцами и глинистыми алевролитами. Песчаниковая пачка (250–350 м) из самой верхней части разреза с раннекарнийской фауной жильнинского горизонта отнесена здесь к вышележащей слоновской свите, в основании которой проведена верхняя граница подсерии.

---

\* Примерно в средней части свиты, в слоях с *Nathorstites macconnelli* (Whit.) верхней части верхозырянского горизонта традиционно относящегося на Северо-Востоке к ладинскому ярусу, проходит корреляционная граница карнийского яруса МСШ, т.е. граница среднего и верхнего отделов триаса, согласно с установленной точкой глобального стратотипа границы (GSSP) в Доломитовых Альпах Италии [Константинов, и др., 2013]. Разрез на р. Вторая Сентябрьская в бассейне р. Яна (Охотская) является лучшим разрезом на Северо-Востоке, где можно наметить эту корреляционную границу.



В верховьях р. Кеньеличи подсерия состоит из двух подразделений: *эрычинской свиты* (1200–1450 м), сложенной мелкозернистыми глинистыми песчаниками с аммоноидеями раннего, среднего и верхнего анизия, и *аллюрской толщи* (1000–1400 м) ладинско-раннекарнийского возраста в объеме някучанского, верхозырянского и жильнинского горизонтов. В аллюрской толще (междуречье Кеньеличи-Худжах) преобладают мелкозернистые песчаники со слоями и пачками алевролитов-глинистых и песчано-глинистых сланцев, местами с линзами гравелитов и конгломератов.

В северной части Кулу-Берелёхской зоны, в бассейнах рек Таклаун и Тобычан, к подсерии отнесены свиты: *мекчергинская* (800–1000 м) (чередование, в низах более тонкое, пачек алевролитов песчаных и песчаников мелкозернистых с остатками аммоноидей нижнего, среднего и верхнего анизия) и *ала-чубукская* (900–1100 м) – алевролиты в нижней половине и чередование пакетов алевролитов, песчаников, алевропесчаников с примесью туфогенного материала – в верхней половине; аммоноидеи и двустворки някучанского и верхозырянского горизонтов.

Общая мощность верхней колымо-охотской подсерии – 1500–2900 м. Её возрастной диапазон охватывает анизийский, ладинский ярусы (весь средний триас) и низы карнийского яруса верхнего триаса.

### ***Баханча–Вилигинская СФО (15)***

#### *Аян-Юряхская СФЗ (15.4)*

Охотничья толща ( $T_{2-3oh}$ ) [Бычков, Киселёва, 1990] имеет ограниченное распространение в центральной части Аян-Юряхской зоны. Стратотипическая местность расположена в бассейне р. Таяхта (правобережье верховой р. Колыма). На руч. Охотник охотничья толща согласно перекрывает трусскую толщу. В составе толщи резко преобладают песчаные и глинистые алевролиты с тонкой горизонтальной или линзовидной слоистостью, ими сложена вся нижняя половина. В верхней части толщи эти породы переслаиваются с алевритистыми слюдистыми песчаниками, часто тоже тонкослоистыми. Отдельные пачки содержат много конкреций. Ископаемые остатки редки в нижней половине, откуда известны ранне- и среднеанизийские аммоноидеи (*Karangatites evolutus* Popow и др.), и более многочисленны в средней части (это позднеанизийские *Parapopanoceras dzeginense* (Voin.), *Arctogymnites sonini* Popow, *Frechites nevadanus* (Mojsisovics) и др.). Из верхов толщи известны ладинские *Daonella*, *Nathorstites* и раннекарнийские *Stolleyites tenuis* (Stoll.). Общий возрастной диапазон толщи отвечает полному объёму анизийского и ладинского ярусов среднего триаса и нижней части карнийского яруса в объеме жильнинского горизонта.

Мощность толщи не превышает 800 м, что является наименьшим значением по сравнению с мощностями разновозрастных свит верхней подсерии колымо-охотской серии в Кулу-Берелёхской и Яно-Хетагчанской зонах.

## Южно-Верхоянская СФО (11)

### Кобюминская СФЗ (11.1)

Хараапинская и хапчагайская свиты объединенные ( $T_{2-ha+hp}$ ) на площади листа распространены в бассейнах рр. Туора-Юрях, и Юсь-Кюель.

*Хараапинская свита* согласно сменяет нижнетриасовые слои (кенъеличинская свита) и сложена преимущественно разнозернистыми сероцветными кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками (1–20 м), чередующимися с редкими пластами алевролитов, песчаных алевролитов (0,5–10 м), изредка черных аргиллитов. Для отложений свиты характерны: в нижней части – *Stenoporanoceras* sp., в верхней части – *Arctochungarites triformis* (Mojs.). Наиболее полный разрез свиты описан в разрозненных обнажениях коренных пород на правом берегу р. Буор-Юрях [Уткова и др., 1999] (снизу-вверх): песчаники серые и светло-серые буроватые мелко-, средне- и крупнозернистые с пластами (3–5 м) алевролитов и аргиллитов – 170 м; алевролиты темно-серые, с пластами (1–2,5 м) светло-серых мелкозернистых песчаников со среднеазиатскими *Arctochungarites* ex.gr. *triformis* (Mojs) в верхней части – 90 м; алевролиты с пластами (2–10 м) аргиллитов, алевритистых песчаников – 150 м; песчаники серые мелкозернистые – 50 м; алевролиты темно-серые с редкими шаровидными известково-глинистыми конкрециями с позднеазиатскими *Parafrechites sublaequeatus* (Bytsch.) -150 м; песчаники серые мелкозернистые с пластами (2–5 м) темно-серых алевролитов – 90 м; алевролиты темно-серые песчаные с пластами (1–3 м) серых мелкозернистых песчаников и редкими прослоями (0,1–0,2 м) черных аргиллитов – 100 м. Мощность свиты колеблется от 400 до 800 м.

*Хапчагайская свита* согласно залегает на хараапинской и характеризуется ритмичным переслаиванием сероцветных кварц-полевошпатовых песчаников и подчиненного количества алевролитов и песчаных алевролитов, изредка черных аргиллитов. В верхней части разреза присутствуют линзовидные прослои и линзы (до 2 м) конгломератов с обломками (1–6 см) кварца, песчаников, алевролитов, кремней, фельзитов. В породах наблюдаются характерные пятнистые текстуры, обусловленные линзовидными и червеобразными включениями аргиллитов, углисто-глинистого материала. На правом берегу р. Буор-Юрях описан [Уткова и др., 1999] общий разрез свиты, составленной из частных (снизу-вверх): песчаники серые алевритистые с редкими прослоями (0,3–0,7 м) алевролитов и светло-серых среднезернистых песчаников – 90 м; песчаники крупно- и мелкозернистые светло-серые с пластами (3–5 м) черных алевролитов – 120 м; алевролиты с редкими прослоями (0,1–0,4 м) серых мелко- и среднезернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов -100 м; песчаники серые мелкозернистые с пластами (0,5–1,0 м) черных алевролитов с *Nuculoma* sp.indet., *Trigonodus* sp.indet. -90 м; песчаники серые мелкозернистые с пластами (15–25 м) черных алевролитов – 100 м; песчаники серые мелкозернистые с прослоями (1,0–1,5 м) песчаников светло-серых среднезернистых и алевролитов темно-серых – 180 м. Породы свиты содержат остатки позднеазиатских и ладинских *Gymnotoceras rotelliforme* Meex, *Paraporanoceras dzezinense* (Voin.), *Daonella dubia* (Gabb), *Magnolobia prima*

(Kipar.), *Tsvetkovites neraensis* (Popow), *Nathorstites lindstroemi* (Boehm). Мощность свиты 800–870 м.

Общая мощность хараапинской и хапчагайской свит 1100–1500 м. Объединенный стратон охватывает интервал разреза от низов анизийского яруса до низов карнийского яруса включительно.

### Ладинский-карнийский ярусы (някучанский – жильнинский горизонты)

#### **Бахапча–Вилигинская СФО (15)**

##### *Тенькинская СФЗ (15.3)*

Обратнинская свита ( $T_{2-3ob}$ ) описана Ю. М. Бычковым, Л. С. Киселёвой [1990]. Стратотип – левобережье р. Тенке близ устья руч. Обратный. Свита согласно перекрывает искринскую толщу с остатками позднеанизийских аммоноидей в верхней части. Нижняя часть свиты сложена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами со слоями и двумя мощными (до 100 м) пачками глинистых и алевроново-глинистых сланцев. Средняя часть представлена чередованием пачек алевролитов, песчаников, глинистых сланцев с тонкой горизонтальной слоистостью и переходных разновидностей этих пород. В верхней части свита становится существенно более песчанистой. Низы свиты охарактеризованы двустворками (крупные *Magnolobia bytschkovi* (Kur.et Trusch.), *M. prima* (Kipar.) и аммоноидеями верхов някучанского – низов верхозырянского горизонтов, средняя часть – ладинско-карнийскими натгорстититами, верхняя – раннекарнийскими *Stolleyites tenuis* (Stoll.), *Arctophylites taimyrensis* (Popow) и брахиоподами *Planirhynchia*, *Costispiriferina*, образующими ракушняковые линзы.

Мощность обратнинской свиты 2300–2500 м. Свита завершает разрез триаса в Тенькинской зоне. Возраст её – ладинский и ранняя часть карнийского.

В целом разрез нижнего и среднего триаса Тенькинской зоны (балтинская, искринская и обратнинская свиты) сопоставим по объёму с полным разрезом колымо-охотской серии, но отличается значительно большей мощностью, представляя особый тип разреза триаса на территории листа.

### ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнетриасовые отложения присутствуют во всех СФО и СФЗ за исключением Тенькинской и Аян-Юряхской. Наиболее мощные и полные разрезы находятся в Кулу-Берелёхской СФЗ Яно-Колымской СФО. В Яно-Хетагчанской, Инской СФЗ Бахапчино-Вилигинской СФО и Тасканской СФЗ Селеннях-Омулёвской СФО разрез верхнего триаса менее мощный, более разнообразен по лито- фациальному составу и местами прерывистый. Верхний триас Кулу-Берелёхской и Яно-Хетагчанской СФЗ подразделен на три серии: нижнюю – мандыченскую, карнийско-нижне-средненорийскую, общую для обеих зон, и две верхние, средне-верхненорийско-рэтские – хиниенскую для Кулу –Берелёхской СФЗ и буркотскую для Яно-Хетагчанской.

## Яно–Колымская (9) и Бахапча–Вилигинская (15) СФО

### Кулу-Берелёхская (9.3) и Яно-Хетагчанская (15.2) СФЗ

Мандыченская серия (*T<sub>3</sub>md*) выделяется впервые. В Легенде Верхояно-Колымской серии Госгеолкарты–1000/3, [Ян-жин-шин и др., 2002 ф] этому подразделению отвечают аян-юряхская группа (серия), предложенная на территории Яно-Колымской СФО, и хулгуньинская группа (серия) в Вилигинской СФО. Однако свиты и толщи, входящие в состав этих групп (худжахская, слоновская, контрандъинская, сентябрьская, асанская), имеют близкий состав и мощности и могут рассматриваться в составе единой серии карнийско-ранне-средненорийского возраста.

За стратотипический разрез серии принимается стратотип *сентябрьской свиты* (800м), расположенный в верхнем течении р. Вторая Сентябрьская, басс.р. Яна (Охотская) [Бычков, Киселёва, 1990; Бычков, 1977; Константинов, Соболев, 1999]. Свита согласно залегает на жаканской свите с фауной жильнинского горизонта (нижний карний) в верхней части. Нижняя часть сентябрьской свиты сложена аргиллитами, постепенно переходящими в алевроитистые и алевроитовые аргиллиты. Много глинисто-карбонатных и фосфатных конкреций. Фауна представлена полным зональным набором аммоноидей, начиная с зоны *Seimkanites aculeatus*, и галобииид (*Zittelihalobia* и *Indigirohalobia*) кедонского горизонта (карнийский ярус). Верхняя часть свиты образована алевролитами и песчанистыми аргиллитами с многочисленными конкрециями и остатками аммоноидей (*Pinacoceras regiforme Diener*, *Omolonosirenites kinasovi* (Bytschk.), *Wangoceras*, *Norosirenites spp.* и др.) визуальнинского и килганинского горизонтов (нижний – низы среднего нория). Свита заканчивается поверхностью размыва, разделяющего здесь мандыченскую и буркотскую серии. Такой же перерыв на границе верхнетриасовых серий имеет место в бассейне Бахапчи, в кровле асанской толщи.

В бассейнах рек Ухомыт и Аркагала вероятно стратиграфический перерыв в нижней части серии: здесь нижненорийские слои *контрандъинской толщи* перекрывают ладинско-карнийские слои хастакской толщи (1500–1800м); по видимому, выпадает часть карнийского яруса, из-за чего мощность серии в этом районе местами сокращена до 200–500м.

Разрез мандыченской серии состоит из двух трансгрессивно-регрессивных циклов: в основании залегают аргиллиты и алевролиты кедонского горизонта (верхи нижнего-верхний карний), слагающие трансгрессивную фазу осадконакопления, которая постепенно сменяется регрессивной. Последней отвечает визуальнинский горизонт, коррелирующийся примерно со средней частью нижненорийского подъяруса ОСШ. В разрезе это время характеризуется появлением песчаников, алевропесчаников и мелководных ранненорийских двустворок (*Tosapecten*, *Oxytoma*, *Lima* и др. вместе с продолжающими свое развитие эврифаціальными галобиидами). В верхней части серии (килганинский и ненкальский горизонты среднего нория) вновь преобладают тонкообломочные фации – аргиллиты, глинистые сланцы, а затем – ракушечники ненкальского горизонта с *Eomonotis scutiformis*, завершающие второй трансгрессивно-регрессивный цикл. Верхняя граница серии проводится в подошве, внутри или в кровле слоёв с *E.scutiformis* (ненкальского горизонта, отвечаю-

шего верхней части среднего нория), а в случае перерыва в осадконакоплении – в основании слоёв с *Monotis ochotica*, т.е. бургагчанского горизонта.

В бассейне верхнего и среднего течения р. Кеньеличи серия состоит из нерасчлененных карнийско-нижне-средненорийских отложений, объединенных в разных районах в одну свиту или толщу (худжахская, слоновская, контрандьянская, асанская толщи и сентябрьская свита). Эти толщи и свита\* выделены в основном, на площадях съёмки 60–70-х годов, когда нижненорийские и по большей части средненорийские отложения рассматривались в составе карнийского яруса и выделялись вместе с собственно карнийскими в качестве единых карнийских свит. В бассейнах рек Таклаун и Тобычан в составе серии выделено по 2–3 стратона: это турахская толща (1000 м) и таклаунская свита (800–1000 м) объединенные, эгеляхская (840–960 м), маршальская (300–500 м) и тонорская (600–850 м) свиты объединенные. Общая мощность серии в Яно-Хетагчанской зоне составляет от 300–500 м до 1300 м, в Кулу-Берелёхской от 900 до 2300 м.

Общий стратиграфический (и возрастной) диапазон мандыченской серии: карнийский ярус (без самых низов) – нижненорийский подъярус и нижняя часть средненорийского подъяруса (кедонский, визуальнинский и килганинский горизонты). Средненорийский – ненкальский горизонт (зона *Eomonotis scutiformis*) попадает в переходную зону между сериями (мандыченской и двумя вышележащими), поскольку граница между свитами этого уровня (в вертикальном срезе) в различных районах проводится в основании, середине или кровле этой зоны.

### **Южно-Верхоянская СФО (11)**

#### *Кобюминская СФЗ (11.1)*

Тый-юряхская и тирехтях-салинская свиты объединенные ( $T_{3tj+ts}$ ). Обнажаются узкой полосой в бассейне рр. Индигирка и Кобюме.

*Тый-юряхская свита* согласно залегает на анизийско-ладинской хапчагайской свите. Представлена преимущественно черными и темно-серыми алевролитами, иногда параллельно-слоистыми, чередующимися с пластами мелко-среднезернистых полевошпат-кварцевых песчаников и пачками тонкого переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Вверху разреза появляются мощные пласты (20–25 м) массивных полевошпат-кварцевых, граувакково-полевошпат-кварцевых песчаников и кварцевых песчаников. В алевролитах иногда наблюдаются глинисто-карбонатные конкреции (2–8 см). Мощность отложений свиты составляет 1300–1400 м. Фаунистические остатки представлены: в основании – *Primahalobia ex.gr.zhilnensis* (Polub.), в средней части – *Neoprotrachyceras aff. seimkanense* (Bytschk.), *Nesosirenites irregularis* (Kipar.), вверху – *Norosirenites? obrucheви* (Bajar.), *Ha-*

---

\*В листах Госгеолкарты -200 первого поколения верхнетриасовые отложения были расчленены на ярусы согласно корреляционной схеме, принятой на I МРСС [Решения..., 1959], в которой отложения ниже основания зоны *Monotis ochotica* относились к карнийскому ярусу.

*lobia aotii* Kob.et Ich., *Tosapecten susukii* (Kob.). Возраст свиты – карнийско-ранненорийский [Решения ..., 2009].

*Турехтях-салинская свита* сложена, в основном, светло-серыми, буровато-серыми, зеленоватыми разнозернистыми песчаниками полевошпат-кварцевого состава, массивными и косослоистыми, с пачками грубого переслаивания алевролитов и тонкоплитчатых песчаников мощностью 0,5–6 м, пластами и линзами крупнозернистых известковистых песчаников и линзами мелкогалечных конгломератов. В гальках конгломератов у кремни, аплиты, гранитоиды, микропегматиты. В составе свиты широко распространены, наряду с морскими фаунистическими остатками, многочисленные растительные остатки, прослой углистого материала мощностью до 0,5 см. Эти отложения отнесены к норийскому ярусу. Мощность свиты составляет 1200–1800 м. В песчаниках нижней части свиты отмечаются *Otapiria ussuriensis* (Vor.), верхней – *Eomonotis scutiformis* (Tell.), *Monotis ochotica* (Keys.) [Решения..., 2009].

Общая мощность объединенных свит 2500–3000 м. Возраст подразделения подразделения охватывает карний и норий.

### **Яно-Колымская СФО (9)**

#### *Яно-Адычанская СФЗ (9.2), Эльгинский СР (9.2.1)*

Верхнетриасовые отложения Яно-Адычанской СФЗ распространены на территории листа на очень маленьком участке у западной рамки в Эльгинском СР, продолжаясь на запад. На территории листа Р-54 отложения представлены (снизу-вверх) быйтахской и черняйской свитами [Казакова и др., 2013].

Быйтахская свита ( $T_3bt$ ) сложена чередованием песчаников и алевролитов с линзами гравелитов и конгломератов и прослоями ракушнякав. Нижняя ее граница в пределах изученной территории не обнажена. В строении свиты отмечается слабовыраженная трансгрессивная направленность. В нижней части свита сложена серыми и темно-серыми песчаниками мелко-, реже среднезернистыми, алевритистыми песчаниками, иногда в чередовании друг с другом. В этой части известны *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Halobia aotii* Kob.et Ich., *Tosapecten* cf. *mirabilis* Trusch. В строении верхней части свиты наблюдается чередование пакетов (10–60 м) разнозернистых полосчатых алевролитов и пачек (10–50 м) мелко- и среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников с линзами гравелитов и конгломератов и прослоями ракушнякав. Из верхов свиты собраны органические остатки *Otapiria nodosa* Trusch., *Tosapecten* sp., *Ochotochlamys gizhigensis* Polub. и др. Возраст свиты – ранняя часть среднего нория. Мощность на территории листа Р-55 – до 900 м., к западу за рамкой листа увеличивается до 2200 м [Решения ..., 2009].

Черняйская свита ( $T_3c\check{r}$ ) сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими линзами гравелитов, конгломератов и ракушнякав. На территории листа Р-55 обнажается нижняя часть свиты, предсталенная пакетами (30–100 м) мелко-, реже среднезернистых песчаников чередующимися с пакетами (20–70 м) разнозернистых алевролитов. В породах отмечаются линзы гравелитов, конгломератов, небольшие прослой

ракушняков. Мощности пластов песчаников и их зернистость уменьшаются вверх по разрезу. Мощность отложений свиты на в месте ее выхода на листе Р-55 не более 400 м. Породы свиты на соседней территории листа Р-54 содержат органические остатки: *Eomonotis scutiformis* (Tell.), *Monotis setakanensis* (Kipar.), *Tosapecten hiemalis* (Tell.), *Monotis jakutica* (Tell.), *M. ochotica* (Keys.) и др., что позволяет сопоставлять свиту с ненкальским и бургагчанским горизонтами, т.е. датировать вмещающие отложения средним- поздним норием.

### **Селеннях–Омулёвская СФО (14)**

#### *Тасканская СФЗ (14.1)*

Сердитинская толща (Т<sub>3sr</sub>) распространена в басс. рек Мылга и Таскан, продолжаясь на юго-восток в бас. р. Сеймчан, а на северо-запад – в верховья р. Омулёвка. Толща, по-видимому, согласно залегает на среднетриасовой незнайкинской, но контакт этих толщ не наблюдался. На левобережье р. Мылга в междуречье Таскан-Тирехтях сердитинская толща со стратиграфическим несогласием перекрыта отложениями средней юры. В нижней части (130–200м) толща сложена сланцеватыми аргиллитами и песчанистыми аргиллитами с прослоями алевролитов и отдельными пластами мелкозернистых кварц-палеовшпатовых известковистых песчаников; присутствуют конкреции карбонатного и известково-глинистого состава. Фауной охарактеризована только верхняя половина этой части разреза, в которой заключены позднекарнийские (?) *Indigirohalobia asperella* (Polub.)(?) и ранненорийские *Halobia(Perihalobia) ex.gr.aotii Kob.et Ich.* Верхняя часть толщи (до 300 м) образована песчанистыми аргиллитами, массивными и слоистыми известковистыми алевролитами и прослоями известковистых песчаников. Породы включают обильные линзы монотисовых ракушечников. Самые верхние слои – не содержат окаменелостей. Общая мощность толщи около 500 м. Возраст толщи, скорее всего, ранний норий – рэт.

### **Охотская СФО (13)**

#### *Центрально-Охотская СФЗ (13.1)*

Гусинская серия (Т<sub>3gs</sub>) объединяет юланскую, налдынскую толщи, хавакчанскую и усмунчанскую свиты, выделенные в едином разрезе на соседней с запада территории в процессе геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (ГС–50) [Емельяненко и др., 1985 ф.; Ян-жин-шин и др., 2002 ф]. В рассматриваемом районе она слагает разновеликие (0,2–10 км<sup>2</sup>) останцы кровли меловых гранитоидных интрузий, в которых, вероятно, обнажены разные уровни её разреза [Атращенко, 1985 ф].

*Юланская толща* с разрывом, но без признаков структурного несогласия залегает на пермских образованиях. В выходах на правобережье р. Асиберган она сложена полимиктовыми песчаниками с маломощными (до 3 м) прослоями алевролитов и гравелитов. Органические остатки представлены *Cardiniaindigirkaensis* Kipar., *C. borealis* Kipar., *Tosapecten susukii* (Kob.), *Oxytoma cf. koniensis* Tuchk., *Halobia ex gr. aotii* Kob. et Jch., характерными, по заключе-

нию Е. П. Брудницкой, для нижнего нория. Мощность толщи в разных выходах колеблется от 200 до 600 м [Атрашенко, 1985ф.].

*Налдынская толща* и *хавакчанская свита* по составу в основном алевролитовые, граница между ними литологически не выражена и в процессе ГС–50 они были объединены в одно картографируемое подразделение (толщу без названия) мощностью 520–620 м [Атрашенко и др., 1985ф.]. Прослои песчаников мощностью менее 5 м в разрезе редки и приурочены в основном к его верхней части, вероятно, на уровне хавакчанской свиты. На правом берегу р. Асиберган в средней и верхней частях разреза налдынской толщи выявлено два горизонта ракушняка мощностью соответственно 15 и 40 м с *Monotis ochotica* (Keys.), *M. jakutica* (Tell.), *M. scutiformis* (Tell.), *O. korkodonensis* Polub., *Halobia omolonensis* Efim., *Zittelihalobia* Kipar. и др., определяющих возраст объединенного подразделения как средний–поздний норий [Атрашенко, 1985ф.].

*Усмунчанская свита* сложена преимущественно мелкозернистыми аркозовыми песчаниками с прослойками (0,5–4 см) алевролитов и редкими пачками (20–40 м) тонкого (через 2–3 см) переслаивания песчаников и алевролитов. Её мощность оценивается в 580 м. Остатков ископаемой фауны в породах свиты в районе не обнаружено. Они выявлены на соседней с запада территории и определяют возраст свиты как поздний норий–рэт [Емельяненко, 1985ф.].

Мощность гусинской серии на площади листа – 1100–1200 м, возраст – ранний норий – рэт.

### ***Бахапчино-Вилигинская СФО (15)***

#### *Инская СФЗ (15.1)*

Челомджинская свита (Т<sub>3</sub>ĉl) распространена в бассейне левобережной части р. Иня, бассейне верхнего течения р. Челомджа и истоках р. Кава. Лектостратотип расположен на левобережье руч. Майманджа [Бычков, Киселёва, 1990]. В нижней части нижней подсвиты (75–100 м) преобладают алевролиты, сменяющиеся кверху глинистыми сланцами (около 100 м). Из последних происходят *Otapiria* cf. *mukaihatensis* Hase, *Monotis scutiformis* (Tell.) и первые *Monotis ochotica* (Keys.), относящиеся к среднему и началу позднего нория. Верхняя подсвита (430–450 м) начинается пачкой (130–150 м) туфоалевролитов с пластами туфопесчаников и линзами монотисовых ракушечников. Выше этой пачки монотисы не проходят, их последние находки трассируют границу бургагчанского и финишского горизонтов. Последний сложен пачками переслаивающихся туфоалевролитов и туфопесчаников (100 м). Самые верхние 200 м разреза свиты представлены известковистыми алевролитами с прослоями полимиктовых песчаников, которые уже не содержат примеси пирокластиков. Эти породы согласно перекрыты нижнеюрскими отложениями. Нижняя алевролитовая часть свиты (75–100 м) фауной не охарактеризована. По положению в разрезе она может быть сопоставлена с нижненорийскими слоями основания гусинской серии, распространенной на соседнем листе Р–54, в бассейне р. Ульбея, где с большим стратиграфическим перерывом перекрывает верхнюю пермь. Общая мощность челомджин-



ской свиты 600–650 м. Возрастной объем – ранний–средний–поздний норий и рэт. В целом она сопоставима с полным объемом гусинской серии, выделяемой в западной части Центрально-Охотской СФЗ.

### **Яно-Колымская СФО (9)**

#### **Кулу-Берелёхская СФЗ (9.3)**

Хиникенская серия (Т<sub>3</sub>**hn**) выделяется для серии толщ, венчающих разрез триаса в Кулу-Берелёхской СФЗ (омчикская, икарская, булунгинская, знатнинская). Стратотипической местностью выбран район распространения булунгинской толщи [Бычков, Кисилёва, 1990] на междуречьях верховий р. Аян-Юрях, р. Хинике (Аян-Юряхской) и истоков р. Индигирки (р.Буор-Юрях). Здесь булунгинская толща постепенно сменяет в разрезе слоновскую толщу, заключающую в верхней части ранне-средненорийские двустворки – *Halobia (Perihalobia) ex.gr. aotii* Kob.et Ich., *Otapiria ussuriensis* (Vor.) и *Eomonotis scutiformis* (Tell.). Граница слоновской и булунгинской толщ проводится внутри слоёв с *E.scutiformis* (ненкальского горизонта), поскольку в нижней части булунгинской толщи встречены обильные остатки этого же вида.

*Булунгинская толща* сложена глинистыми и алевролитово-глинистыми сланцами, чередующимися с алевролитами. Встречаются отдельные слои глинистых ракушечников и фосфатно-глинистые конкреции. В средней части толщи ракушняковые прослои состоят из остатков раковин позднеорийских *Monotis ochotica* (Keys.), *M.jakutica* (Tell.) и *M.(Baikalomonotis) ex.gr. zabaikalica* (Kipar.). Верхняя часть толщи, условно сопоставляемая с рэтским ярусом (финишский горизонт), фаунистическими остатками не охарактеризована. Мощность толщи 400–600 м.

В бассейне р. Кеньеличи серия в разрезе состоит из двух толщ: *омчикской* (650–700 м), глинисто-сланцевой с крупными глинисто-фосфатными конкрециями, и перекрывающей её *икарской* (400–600 м) [Решения..., 2009], сложенной песчаниками и алевролитами без фаунистических остатков.

В бассейне р. Аркагала *знатнинская толща* (400–600 м), завершающая разрез триаса, сложена тонкослоистыми алевролитами с прослоями глинистых сланцев. В нижней и средней частях имеются остатки *E.scutiformis* (в самом низу) и *Monotis ochotica*. Верхняя часть фауной не охарактеризована, перекрыта геттанг-синемюрскими отложениями.

Во всех трёх районах Кулу-Берелёхской зоны хиникенская серия сложена алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами с подчиненными слоями песчаников в верхней части (икарская толща). Пирокластический материал в охарактеризованных выше толщах отсутствует. Для нижней половины серии характерны линзы и прослои ракушечников: из створок *E.scutiformis* – в самом низу и остатков *M.ochotica* и др. – выше. В верхней половине, условно относимой к финишскому горизонту, фаунистические остатки, как правило, не встречаются. Общая мощность серии в пределах Кулу-Берелёхской зоны 400–1200 м. Возраст серии принимается как верхняя часть среднего нория – верхний норий – рэт (ненкальский, бургагчанский, финишский горизонты).

## Бахапча–Вилигинская СФО (15)

### Яно-Хетагчанская СФЗ (15.2)

Буркотская серия ( $T_3br$ ) выделена из состава андезитской группы [Ян-жин-шин и др., 2002], предложенной для норийско-рэтских вулканогенно-осадочных отложений Вилигинской СФО. Территория листа Р-55 охватывает самые западные районы распространения андезитской группы, в которых роль вулканогенной составляющей в породах значительно снижена по сравнению с Вилигинской и Олыньской зонами на востоке. Для свит именно этих более западных районов позже предложено название буркотская серия [Ян-жин-шин и др., 2002 ф]. В Яно-Хетагчанской СФЗ в состав серии включены низкогорнинская, большевикская и бахапчинская свиты.

В качестве стратотипического принимается разрез низкогорнинской свиты на левобережье верхнего течения р. Сеймкан [Бычков, Киселёва, 1990 г; Бычков, 1995] и на р. Вторая Сентябрьская [Бычков, 1977]. Свита залегает здесь со стратиграфическим перерывом и маломощным (3–5 см) слоем конгломерата на сентябрьской свите с аммоноидеями и двустворками килганинского горизонта (нижняя часть среднего нория): выпадают слои с *Eomonotis scutiformis*, т.е. ненкальский горизонт верхов среднего нория. В других местах бассейна р. Яна (Охотской) этот перерыв отсутствует, но мощность слоёв с *E.scutiformis* не превышает первые метры.

Состав *низкогорнинской свиты* довольно пёстрый и контрастный. Свита начинается монолитным пластом монотисовых ракушечников (8–11 м), в котором имеется примесь глинистого и пирокластического материала. На руч. Низкогорный слои ракушечников переслаиваются с пластами туффитов андезитов и туфопесчаников. Общая мощность верхненорийской части разреза (бургагчанского горизонта) не превышает 20 м. Выше лежит пачка (30–40 м) флишоидного переслаивания тефроидов андезитов, туфопесчаников и глинистых сланцев с тонкими прослоями пепловых туфов андезитов, линзами известняков, иногда криноидных, редкими фосфоритовыми конкрециями и обломками древесины. Ископаемые остатки представлены аммоноидеями и двустворками финишского горизонта. Верхняя половина разреза состоит из алевролитов с пластами мелкозернистых песчаников и алевролитовых аргиллитов. К северо-западу и северо-востоку от р. Вторая Сентябрьская в составе отложений возрастает роль песчаников, появляются слои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Пирокластический материал в верхней части разреза свиты отсутствует. Общая мощность низкогорнинской свиты 820–870 м, из них только 20 м, приходится на верхний норий (бургагчанский горизонт) и 800–850 м – на финишский горизонт, сопоставляемый условно с рэтским ярусом.

*Бахапчинская свита* (300–1000 м) в низовьях р. Детрин и бассейне Колымы также залегает на асанской толще со стратиграфическим несогласием, выпадением ненкальского горизонта и маломощными конгломератами в основании. Слагающие свиту алевролиты и алевролитовые глинистые сланцы содержат примесь пирокластического материала.

*Большевикская свита* (800–950 м) со стратотипом на левобережье р. Чай-Юрюе напротив пос. Большевик имеет близкий низкогорнинской свите со-

став: в ней наряду с алевролитами и песчаниками в верхах присутствуют туффиты среднего состава, слои пепловых алевритовых туфов андезитов и туфогенные сланцы (паратуффиты) с отдельными лапилли до 3–5 см в длину. Нижняя часть свиты содержит обильные остатки *Eomonotis ex.gr. scutiformis* (Tell.) и средненорийских галобиид (ненкальский горизонт), средняя часть – остатки *Monotis ochotica* (Keys.). В верхней части свиты окаменелости не обнаружены. Выше согласно залегают отложения нижнеюрской кадыкчанской свиты.

Формирование буркотской серии отвечает трансгрессивному этапу осадконакопления, начавшемуся в одних районах в конце среднего нория (ненкальский горизонт), в других – в начале позднего нория (бургагчанский горизонт), сопровождавшемуся размывами, расширением площади бассейна. Возрастной объем серии включает позднюю часть среднего нория, поздний норий и рэт (ненкальский, бургагчанский и финишский горизонты). Общая мощность серии меняется в пределах от 300 до 1000 м.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Основной областью распространения юры на территории листа является Иньяли-Дебин-Сугойская СФО, пересекающая лист в его северо-восточной части. Юрские породы области являются вмещающими для интрузивных образований Главного Колымского плутонического и золотоносного поясов. Здесь установлены все три отдела юры, причем верхняя юра известна только на севере и юго-востоке области. В северо-восточном углу территории присутствуют только терригенные отложения среднего отдела и терригенно-вулканогенные – верхнего. В связи с этим, на месте Тасканской СФЗ Селенях-Омулёвской СФО для юрских отложений выделяется Дарпирская СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО. Сходный разрез терригенных отложений в средней юре и вулканогенно-терригенных в верхней наблюдается в северо-западном углу территории, для которой также выделена отдельная «островная» Мус-Тарынская СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО. Нижняя юра в этой части территории наращивает разрез верхнего триаса Яно-Колымской СФО и отнесена к Тарынской СФЗ этой области. Четвертым районом относительно широкого, но не сплошного распространения юрских отложений является Яно-Хетагчанская СФЗ Армано-Вилигинской СФО. Юра представлена в ней нижним и средним (на юго-востоке) отделами и, вероятно, захватывает низы оксфорда. На крайнем юго-западе, в Охотской области, нижней юрой сложены мелкие приразломные выходы по рекам Иня, Нилгысыг, Асиберган. Вдоль южной рамки листа, к востоку от Охотской области, выделены верхнеюрские и верхнеюрско-нижнемеловые субконтинентальные вулканогенно-терригенные отложения. Небольшой выход континентальной угленосной верхней юры, тесно связанной с нижнемеловыми вулканогенно-терригенными отложениями, известен на юго-западе Яно-Хетагчанской СФЗ, на междуречье Иня-Хурэн, у границы с Охотской СФО.

Первая стратиграфическая схема юры для рассматриваемой территории была принята в 1957 г. Магаданским стратиграфическим совещанием [Реше-

ния ..., 1959]. В дальнейшем стратиграфических схем юры территории разрабатывались Ю. М. Бычковым [Бычков, 1961, 1963, 1966 а,б;]. В 1990-е годы расчленение юры северо-восточной части территории выполнил В. Г. Ермоленко [1991, 1997]. В основу стратиграфического расчленения нижне-среднеюрских отложений на листе положены схемы Ю. Б. Быčkoва и В. Г. Ермоленко. Стратиграфическое расчленение средне-верхнеюрских отложений Уяндино-Ясачненской СФО выполнено на основе исследований Б. И. Малькова [1976], В. М. Мерзлякова [1971], О. Н. Омирова [1980], К. В. и Г. И. Паракецовых [Паракецов, Паракецова, 1989], В. И. Шпикермана и др. [1981 ф] и др. Результаты исследований стратиграфии юрских отложений были отражены в Унифицированных схемах юры, принятых на I, II и III межведомственных, региональных стратиграфических совещаниях [Решения..., 1959; Решения, 1978, Решения..., 2009].

Для Арmano-Вилигинской СФО, в том числе для её крайнего северо-западного отрезка (Яно-Хетагчанской СФЗ) первая схема стратиграфии юрских отложений была разработана И. И. Тучковым [Тучков, 1962]. В основу расчленения юрских образований в этой части территории листа использованы материалы П. Н. Анорова, С. Д. Вознесенского, В. В. Закандырина [1963], Е. А. и Л. П. Штоколовых [1980] и других авторы листов Госгеолкарты–200/1 Для центральной и западной частей Охотской СФО использованы результаты исследований Р. Б. Умитбаева [Умитбаев, 1978, 1986], Ф. Ф. Вельдяксова, Е. Г. Пескова, В. А. Иванова, А. В. Рябова. [Вельдяков, и др., 1970].

Ряд общих положений по стратиграфии и фауне юры Северо-Востока (зональные схемы по аммонитам и двустворкам, в том числе по ретроцерамидам, имеющим важное значение для расчленения и корреляции средней юры, структурно-фациальное районирование, выделение региональных горизонтов, схемы корреляции) юрских отложений) приведены в сводке по юре Северо-Востока [Репин, Полуботко, 1996], в Решениях совещаний [Решения..., 2009] и работах по зональной стратиграфии [Зональная..., 1991; Зональная..., 2006].

Юрские отложения территории листа подразделены, как и триасовые, на ряд серий, объединяющих свиты со специфическими чертами их литологического и фаунистического содержания, сформировавшиеся в определенные этапы осадконакопления (рис. 6, 7).

В разрезе юры Иньяли-Дебин-Сугойской СФО выделено три серии: нижнеюрская бурустахская серия ( $J_1br$ ), кремнисто-глинисто-алевролитовая с примесью пирокластиков; поздний тоар-байосская артыкская серия с двумя подсериями ( $J_{1-2ar_1}$  и  $J_{2ar_2}$ ), флишевая; батоксфордская хара-юряхская ( $J_{2-3hj}$ ), преимущественно глинисто-алевролитовая, флишеидная. В Яно-Хетагчанской зоне глинисто-песчаниковая нижняя юра (геттанг-плинсбах и, возможно, самые низы тоара) объединена в антаганджинскую серию ( $J_1an$ ). Для Уяндино-Ясачненской СФО выделена кимеридж-средневожская улаханчистайская группа вулканических комплексов ( $J_3uc$ ), в составе которой присутствуют свиты, содержащие морские терригенные осадки.

Отдельные свиты, из-за их изолированного положения или незначительного площадного распространения, рассматриваются в качестве самостоятельных картируемых подразделений: молиджакская ( $J_3ml$ ), тасканская ( $J_2ts$ ), татынгычанская ( $J_2tt$ ), иганджинская ( $J_{2-3ig}$ ), куранах-салинская ( $J_{2-3ks}$ ), мус-тарынская ( $J_2ms$ ), хаяалахская ( $J_1hl$ ), кобюминская ( $J_1kb$ ), витачанская ( $J_1vt$ ) (рис. 6,7).

Необходимо отметить, что в схему стратиграфического расчленения юры Иньяли-Дебин-Сугойской области, предложенную в 60–70-х годах Ю. М. Бычковым, внесены уточнения, касающиеся в основном возрастного объема свит. Это вызвано произошедшими после работ Ю. М. Бычкова изменениями в стратиграфии бореальной юры, пересмотром положения ярусных границ и возраста определяющих эти границы аммонитов. Изменения эти следующие:

1. Келловейский ярус стал рассматриваться в составе средней юры [Постановления..., 1991].

2. Граница байоса и бата в бореальной средней юре на основе сопоставления последовательности сибирских аммонитов с мировыми аммонитовыми стандартами понижена [Сей, Калачева, 1987]. Зона *Arctoccephalites arcticus*, считавшаяся верхнебатской, теперь определяет основание бата, а род *Cranoccephalites* завершает байос. Граница байоса и бата проводится между слоями с *Cranoccephalites* внизу и *Arctoccephalites* вверх. Оба рода встречены в нескольких районах Иньяли-Дебин-Сугойской области, маркируя границу байоса и бата. В схеме Ю. М. Бычкова оба уровня считались батскими.

3. След за шкалой по аммонитам претерпела изменения шкала по ретроцерамидам. Выделены ретроцерамовые горизонты [Решения..., 1978; Полуботко, 1992], хорошо опознающиеся и в средней юре Иньяли-Дебин-Сугоской СФО.

4. Выделены комплексы бореальных белемнитов [Сакс, Нальняева, 1970, 1975; Нальняева, 1986] с уточненной возрастной датировкой. Пересмотр на этой основе возраста белемнитов из аренской свиты Иньяли-Дебин-Сугойской СФО, определявшихся ранее по сопоставлению с отдельными западно-европейскими родами и видами как тоарские, привел к заключению о наиболее вероятном ааленском возрасте свиты и как следствие – о наличии скрытого стратиграфического несогласия на границе нижней и средней юры и особом типе некомпенсированного осадконакопления в условиях режима воздымания дна бассейна и активного подводного размыва в тоарском веке, особенно во второй его половине.

## НИЖНИЙ ОТДЕЛ

### *Иньяли-Дебин-Сугойская СФО (10)*

Бурустахская серия ( $J_1br$ ) выделяется впервые. Она объединяет все нижнеюрские отложения Иньяли-Дебин-Сугойской СФО и отвечает полному объему кадыкчанской свиты. Серия распространена на западе Нера-Берелёхской СФЗ, а также в центральной и северо-восточной частях Дебин-Сумунской СФЗ. В юго-восточной части этих зон (система рр.Дебин и Колы-

ма) кадыкчанская свита замещается нижней и средней подсвитами бюченнахской свиты. За восточной рамкой листа этим подсвитами отвечают соответственно нетченская и увальнинская толщи. Объем и возраст бюченнахской свиты на листе принят в трактовке легенды Нера-Бахапчинской серии Госгеолкарты–200/2 [Легенда..., 1999 ф], отличной от авторов, выделивших свиту [Литвинов, Мальков, 1972].

За стратотипический разрез серии принят стратотип кадыкчанской свиты на левобережье р. Аркагала, по ручьям Кадыкчан и Знатный [Бычков, 1966а; Петухов и др, 1999а]. Бурустахская серия согласно перекрывает позднеюрско-рэтскую хиникенскую серию в Аркагалинском районе Нера-Берелёхской зоны и одновозрастную буркотскую серию в Ухомытском районе той же зоны. Согласно налегание бурустахской серии на подстилающие отложения буркотской наблюдалось на юго-востоке области, в бассейне верховий р. Сусуман и на левобережье р. Берелёх [Шишкин и др, 2000]. В большинстве районов области контакты триасовых и юрской серий тектонические.

Для бурустахской серии в целом характерно преобладание аргиллитов и кремнистых аргиллитов, часто туфогенных, с прослоями измененных пепловых туфов (туфосилицитов). Меньшую роль в составе играют песчаники, гравелиты и туфогравелиты [Бычков, 1966а, Петухов и др., 1999а].

Нижняя часть серии (500–600 м) в бассейне правобережной части р. Берелёх и левых притоков верховий р. Нера сложена переслаивающимися аргиллитами, массивными кремнистыми аргиллитами, туфогенными «крапчатые»\* аргиллитами. Характерно присутствие по всему разрезу прослоев (0,5–2 см) светло-серых туфосилицитов или отдельных пакетов из тонкого переслаивания их с темносерыми аргиллитами. В чередовании пород участвуют редкие маломощные пласты разнотернистых несортированных туфопесчаников, туфогравелитов и известняков, иногда криноидных. В этой части разреза серии собраны довольно многочисленные двустворки – *Otapiria* cf. *originalis* (Kipar.) (в интервале 350–400 м от подошвы), выше – *O. ex. gr. limaeformis* Zakh., *Arctomytiloides* sp. indet, *Seiocrinus* sp., в целом датирующие геттанг-синемюрский возраст.

На юго-востоке Нера-Берелёхской и Дебин-Сумунской СФЗ, в бассейне левобережной части Берелёха и бассейне Дебина, в нижней части серии (нижнебюченнахская подсвита) становится больше волнистослоистых алевролитов, песчаников, линз гравелитов и конгломератов. Состав ископаемой фауны здесь также, более разнообразный: двустворки *Otapiria* cf. *originalis* (Kipar.), *O. limaeformis* Zakh., *Arctomytiloides rassochoensis* (Polub.); аммониты – *Waehneroceras* sp. (поздний геттанг), *Coroniceras* cf. *siverti* (Tuchk.) (нижний синемюр) принадлежат кальянскому горизонту, отвечающему геттангу – раннему синемюру.

Средняя часть серии сходна с ее низами по составу и гранулометрии: аргиллиты, мелкокрапчатые аргиллиты с примесью туфогенного материала,

---

\*Крапчатый рисунок связан с включениями угловатых обломков вулканогенного материала светло-серого и серого цвета.

редкие тонкие прослои туфосилицитов. В этой части разреза наряду с многочисленными отпечатками члеников. *Serocrinus* sp. встречаются фрагменты радиально-ребристых двустворок – *Meleagrinnella*, *Lima*, *Chlamys*, *Kolymonectes*, брахиопод *Rhynchonellidae* gen. indet и очень редко фрагменты аммонитов – *Coroniceras* vel *Polymorphites*? и *Amaltheus*? sp. indet. В коррелятивах этих слоев – в средней бюченнахской подсвите междуречья Берелёх-Дебин-Колыма собраны остатки аммонитов: *Coroniceras* cf. *siverti* (Tuchk.) (поздняя часть раннего синемюра – ранняя часть позднего), *Angulaticeras ochoticum* Repin (поздний синемюр), *Amaltheus Nordamaltheus* ex. gr. *viligaensis* (Tuchk.) (поздняя часть позднего плинсбаха). Последний аммонит рода *Amaltheus*, вначале определенный как *A. aff. depressus* Simps., происходит из аналогов среднебюченнахской подсвиты на правом берегу р. Среднекан [Панычев, 1972] на соседней территории листа Р-56. В целом возрастной интервал средней части серии по аммонитам определяется как поздняя часть раннего синемюра-поздний плинсбах.

Верхнюю часть бурустахской серии (около 100м) образуют песчаники мелко- и среднезернистые в переслаивании с алевролитами и аргиллитами, прослоями и линзами гравелитов со значительной примесью туфогенного материала во всех породах. Встречаются остатки *Seiocrinus* sp. indet.

Общая мощность серии 500–1000 м – в Нера-Берелёхской СФЗ, 1000–1200 м – в Дебинско-Сумунской [Легенда ..., 1999 ф].

Возраст серии – от геттанга до позднего плинсбаха включительно (при этом следует отметить, что верхняя преимущественно песчаниковая часть серии (около 100 м) не содержит фаунистических остатков кроме *Seiocrinus* sp. indet широкого возрастного диапазона, поэтому её отнесение к верхнему плинсбаху остается довольно условным).

## **Армано-Вилигинская СФО (12)**

### **Яно-Хетагчанская СФЗ (12.1)**

Антаганджинская серия (**Jan**) объединяет всю нижнюю юру Яно-Хетагчанской СФЗ, расположенной на северо-западном фланге Армано-Вилигинской области. Серия под таким названием выделяется впервые. В схеме ВКСЛ свиты, слагающие серию, попали в состав двух серий, сменяющих одна другую в непрерывном разрезе, – мэнэчанскую и килганинскую, с общим возрастным объемом – геттанг-тоар. В связи с установлением регионального стратиграфического перерыва в тоаре, возникла необходимость внесения изменений в ВКСЛ. Предлагаемая новая серия укладывается в объеме геттанга-плинсбаха, разрез её неравномерно-прерывист благодаря локальному предпозднеплинсбахскому стратиграфическому несогласию и размыву, по-разному проявленными в различных районах зоны.

В состав серии входят толщи: казакская, распространенная в левобережной части верховой р. Хинике (Аян-Юряхская) и на междуречье Хинике – Буор-Юрях; тас-эльбехская – в бассейне рр.Тас-Эльбех, Аулия, правых притоков р. Кулу; оджендыканская на междуречье Тас – Бургагылкан, бассейн р. Иня; буралкитская на междуречье Детрин-Левая Яна. Нижнеюрские отложения широко распространены также в бассейне рр. Сеймкан и Вторая Сен-

тябрьская, левых притоков р. Яна, в верховьях рр. Детрин и Левая Яна. На этих участках описаны разрезы нижней юры, но свиты не выделялись. [Закандырин, 1963; Юдин, Фефелов, 1980; Штоколова, Штоколов, 1980].

Антаганджинская серия согласно перекрывает на северо-западе Яно-Хетагчанской СФЗ верхненорийско-рэтскую хиникенскую серию (икарскую свиту), в центральной части и на юго-востоке зоны – буркотскую серию (низкогорнинскую свиту).

Граница между сериями, отвечающая границе триасовой и юрской систем, обычно проходит внутри литологически однородной толщи и проводится по смене фаунистических комплексов или по исчезновению из пород триасовых элементов фауны.

Только в бассейне р. Сеймкан и на междуречье Детрин-Нараули в основании серии вблизи контакта с буркотской серией отмечались гравелиты, грубозернистые песчаники и брекчии, которые могут указывать на смену режима осадконакопления на этой границе и, возможно, наличие небольшого перерыва.

По литологическому составу и строению антаганджинская серия четко подразделяется на две части. Нижняя, геттанг-синемюрская часть сложена алевролитами, алевритовыми и алевритистыми аргиллитами с редкими и маломощными прослоями мелкозернистых песчаников и песчаных алевролитов, редко – туффитов и туфогенных глинистых сланцев, линзами криноидных известняков.

Фаунистические остатки представлены двустворками *Otapiria originalis* (Kipar.), *O. ex.gr. limaeformis* Zakh., *Lima* sp. indet, *Veteranella* (*Glyptoleda*) *ex.gr. subvexillata* (Polub.), *Kolymonectes* sp., криноидеями, единичными находками аммонитов *Arietites* sp. indet. Мощность геттанг-синемюрской части серии весьма изменчива: от 70–200 м в истоках Яны и Детрина до 700–850 м в наиболее полном разрезе нижней юры в бассейне р. Тас-Эльбех.

В верхней части серии преобладают песчаники от мелко- до грубозернистых, нередко туфогенных, с прослоями песчано-глинистых сланцев, алевролитов, гравелитов, туфогравелитов и конгломератов. Фаунистические остатки встречаются относительно редко, но они довольно равномерно распространены по разрезу и представлены почти исключительно брахиоподами – *Rudirhynchia nojahaensis* (Moiss.) *Orlovirhynchia viligaensis* (Moiss.), *Rimirhynchia maltanensis* Dagys, *Viligothyris* sp., реже двустворками – *Myophoria lingonensis* (Dum.), *Harpax ex.gr. spinosus* Orb., датирующими возраст верхней части серии поздним плинсбахом.

Мощность плинсбахской части серии в северо-западной части СФЗ 1200–1700 м; на юго-востоке видимая мощность плинсбахских песчаников 100–200 м, что может быть связано с расположением разрезов в зоне крупных разломов или с особой историей развития отдельных блоков этой структуры.

В юго-восточной части СФЗ, в бассейне р. Мэнэнджа, плинсбахские песчаники антаганджинской серии со стратиграфическим несогласием перекрываются татынгчанской свитой средней юры [Закандырин, 1963, с.16]. На северо-западе СФЗ плинсбахскими отложениями верхов антаганджинской серии заканчивается разрез юры, ограниченный современным денудационным срезом. Только в бассейне р. Оджендыкан (система р. Иня) [Тафинцев,



1983, с.23] разрез наращивается толщей (600–700 м) туфогенных и полимиктовых песчаников с линзами гравелитов и остатком белемнита *Mesoteuthis* sp. ind. (сборы Х. И. Калугина, 1943 г.). Возрастной диапазон рода в Сибири и на Дальнем Востоке – ранний тоар-байос [Сакс, Нальняева, 1975]. Толща имеет тектонический контакт с плинсбахскими отложениями оджендыканской толщи.

Вопрос о возрасте слоев с белемнитом имеет два предположительных ответа:

1) либо они согласно наращивают разрез оджендыканской толщи и имеют раннетоарский возраст (подобно плинсбах-тоарским слоям с микрофауной в верховьях р. Сусуман;

2) либо слои с белемнитом принадлежат неопределенной части татынгычанской свиты средней юры, что остается пока не подтвержденным. Толща (около 300 м) туфогенных песчаников условно отнесена к верхам нижнеюрской антаганджинской серии.

Общая мощность серии в разных районах варьирует от 100 до 2500 м. Принятый возраст – геттанг-плинсбах.

### **Яно-Колымская СФО (9)**

#### *Тарынская СФЗ (9.1)*

Хаялахская свита ( $J_1hl$ ) в виде полосы субмеридионального простирания выходит на поверхность в правобережной части верховий Индигирки, на междуречье Улахан-Тарын-Юрях, Барыэллах, Мус-Тарын, Ейемю. Этот район можно считать стратотипической местностью свиты. Здесь она согласно залегает на рэтских отложениях хиникенской серии. Сложена черными аргиллитами, темно-серыми алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами глинистых известняков. В верхней части местами встречаются невыдержанные по простиранию пласты темно-зеленых базальтов и силлы долеритов мощностью 2–3 м и более, протяженностью первые сотни метров [Попов, Кузнецов, 1987; Рудич, 1957; 1959]. Мощность свиты изменяется от 340 м в южной части Тарынского района до 500 м в северной.

В нижней половине свиты собраны двустворки – *Otapiria originalis* (Kipar.), *Arctomytiloides* sp. indet и аммониты – *Waehneroceras* sp., *Schlotheimia* ex.gr. *angulata* (Schloth.), указывающие на геттангский возраст, выше – раннесинемюрские *Otapiria* cf. *omolonica* Polub.; в верхней части – брахиоподы *Peregrinelloidea malkovi* Dagys, свойственные (скорее раннему) плинсбаху. Эти фаунистические остатки позволяют относить свиту к геттангу-плинсбаху.

### **Охотская СФО (13)**

#### *Центрально-Охотская СФЗ (13.1)*

Витачанская свита ( $J_1vt$ ) вскрывается в ряде небольших выходов в бассейне нижнего течения р. Иня, по рр. Асиберган и Нилгысыг, вблизи южной рамки листа, в приразломной зоне.

Стратотипической местностью свиты является бассейн среднего течения р. Ульбея (лист Р–54). В этом районе свита сложена разнозернистыми, чаще

мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями алевролитов, кремнистых аргиллитов, гравелитов, туфопесчаников с обилием обуглившегося растительного детрита. В нижней половине свиты встречены геттанг-синемюрские *Otapiria limaeformis* Zakh., *Arctomytiloides* sp., в верхней – позднплинсбахские *Veteranella (Glyptolela) formosa* Polub., *Meleagrinnella ex.gr. tiungensis* (Petr.) [Решения..., 2009].

На территории листа (правобережье р. Асиберган) нижнеюрская толща общей мощностью около 300 м, которую можно отнести к витачанской свите, представлена почти исключительно песчаниками от мелко-до крупнозернистых, часто косослоистыми, с пластами (до 2 м) туфопесчаников, реже алевролитов (0,01–3 м) и кремнистых аргиллитов. Свита согласно залегает на норийско-рэтской алевролитопесчаниковой толще (верхи гусинской серии) и охарактеризована только плинсбахскими двустворками. Поэтому вопрос о присутствии в составе свиты геттанг-синемюрских отложений и стратиграфически согласном контакте с верхами триаса остается пока открытым. Возможно, разрез юры в этой части Охотской области начинается только с позднего плинсбаха. На правобережье р. Асиберган отложения витачанской свиты согласно, с гравелитами и конгломератами перекрываются верхнеюрской огонёрской свитой. [Умитбаев, 1986].

### **Южно-Верхоянская СФО (11)**

#### *Кобюминская СФЗ (11.1)*

Кобюминская свита ( $J_1kt$ ) выделена на небольшом участке правобережья р. Индигирка вблизи западной рамки листа (ручьи Перевальный и Кара-Хая). Предполагается её согласное залегание на верхнем триасе [Акулов, 1985]. Стратотипической местностью является соседний с запада район (лист Р–54) в бассейне рек Кобюме, Сунтар, Кюенте.

Нижняя часть свиты (300–350 м) сложена тонкополосчатыми алевролитами и карбонатно-кремнисто-слюдистыми сланцами с остатками *Arctomytiloides* sp. indet, обычными для геттанг-синемюрских отложений бассейнов Колымы и Индигирки.

Средняя и верхняя части свиты (150–200 м) представлены туфами андезитового состава с пластами андезитовых лав, часто миндалекаменных, с отдельными прослоями алевролитов (2–3 м); мощности алевролитовых пачек увеличиваются вверх по разрезу, до 40–50 м. Общая мощность свиты в пределах листа 450–550 м. В единственном небольшом выходе на территории листа она представлена не в полном объеме, а только нижней (геттанг-синемюрской(?) частью). В стратотипической местности вулканогенно-осадочная кобюминская свита имеет мощность 1600 м, а её верхняя часть относится к плинсбаху [Решения..., 2009]. Возраст свиты в целом принимается геттанг-плинсбахским.

## НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

### *Иньяли-Дебин-Сугойская СФО (10)*

#### *Нера-Берелёхская (10.1), Дебин-Сумунская (10.2) СФЗ*

*Артыкская серия* выделяется впервые. В нее объединены отложения, образующие крупный мегацикл флишевого осадконакопления: внизу это тонкопереслаивающиеся, в основном, глинисто-алевролитовые породы со значительной примесью туфового материала. Средняя часть – трехкомпонентный песчано-алевролитоглинистый флиш; верхняя часть – грубое переслаивание этих же пород с преобладанием песчаников. Песчаники образуют мощные (2–20 м и более) пачки, разделенные тонкими прослоями глинистых, песчано-глинистых сланцев и алевролитов, чередующиеся с пакетами ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с преобладанием песчаников.

Нижняя и средняя части мегацикла объединены в нижнюю подсерии артыкской серии ( $J_{1-2}ar_1$ ). Верхняя часть с маркирующими пачками песчаников – в верхнюю подсерии ( $J_2ar_2$ ). Общее строение подсерий Нера-Берелёхской и Дебин-Сумунской СФЗ сохраняется на всей территории листа, а остатки белемнитов в низах серии, ретроцерамид и редких аммонитов в средней и верхней частях позволяют чётко скоррелировать входящие в состав серии свиты. Состав свит в серии и их соотношения показаны рис. 7.

Нижняя подсерия артыкской серии ( $J_{1-2}ar_1$ ) является самой распространенной частью разреза юры в Нера-Берелёхской СФЗ, где слагает ограниченные разломами структуры большой протяженности. Несколько меньше её участие в строении разреза юго-западной части Дебин-Сумунской СФЗ, здесь подсерия имеет преимущественно нормальные (не тектонические) стратиграфические контакты с подстилающими отложениями нижеюрской бурустахской серии. Значительные площади занимает подсерия и в северо-восточной части Дебин-Сумунской СФЗ. Здесь на левобережье р. Мылга в пограничной зоне с Уяндино-Ясачненской СФЗ нижняя подсерия трансгрессивно перекрывает верхнетриасовые отложения сердитинской толщи.

В Нера-Берелёхской СФЗ основание подсерии слагает аренская свита. В бассейне р. Дебин Дебин-Сумунской СФЗ в основании подсерии – верхняя подсвита бюченнахской свиты, одновозрастная и литологически близкая аренской [Литвинов, Мальков, 1972; Легенда ..., 1999]. В северо-восточной части той же зоны (верховья рр. Берелёх, Омулёвка, Делянкир) аренской свите соответствует нижняя часть дарпир–сиенской толщи.

Большая верхняя часть подсерии в Нера-Берелёхской СФЗ представлена нижней и средней подсвитами мередуйской свиты, которые в юго-западной части зоны замещаются мяунджинской свитой. В бассейне р. Дебин и в левобережном бассейне нижнего течения р. Берелёх последней по возрасту соответствует моржовская свита, а на северо-востоке СФЗ (верховья рр. Берелёх, Омулёвка, Делянкир) – верхняя часть дарпир–сиенской и ульбутаканская толщи.

Стратотипический разрез артыкской серии представляют стратотипы аренской и мередуйской свит, находящиеся на р. Артык, правом притоке р. Неры, на соседней площади листа Q-55-XXXIII [Бычков, 1961, 1963, 1966а, 1966а,б].

В бассейне р. Артык нижняя подсерия артыкской серии имеет тектонический контакт с нижележащими отложениями. В низах видимой части её разреза встречен пласт редкогалечной брекчии 0,6–1,5 м мощности. Брекчия состоит из мелких угловатых обломков глинистых сланцев, реже – галек и плоских валунов глинистых сланцев и алевролитов, а также порфиристов и карбонатизированных эффузивов до 10–20 см в диаметре. В обильно ожелезненном серицитово-глинистом цементе этой породы в нижней части пласта встречаются многочисленные обломки ростров белемнитов [Бычков, 1963]. Появление остатков белемнитов в разрезе юры Иньяли-Дебин-Сугойской СФЗ маркирует подошву артыкской серии на всем пространстве её распространения.

Разрез подсерии на территории листа в пределах Нера-Берелёхской СФЗ, изученный в бассейне р. Аркагала [Бычков, 1966а, Петухов и др., 1999а], близок к стратотипическому.

Нижняя часть подсерии (400–500 м) представлена чередованием пачек (от 3–10 до 50 м) песчаных аргиллитов, часто туффогенных, с гальками глинистых пород, пакетов переслаивания алевролитов, «тонкокрапчатых» аргиллитов и редких пакетов тонкого переслаивания кремнистых аргиллитов и туфосилитов. Отмечаются линзовидные прослои гравелитов. В отдельных пластах наблюдается переслаивание аргиллитов, алевролитов (0,2–0,5 м) и мелкозернистых песчаников (до 1,2 м), что особенно характерно для бассейна р. Контрандя. Толща приобретает ритмичный флишеидный характер. В низах артыкской серии флиш, в основном, двухкомпонентный – чередуются алевролиты и аргиллиты с подчиненным участием песчаников.

Средняя часть (250–300 м) подсерии почти не содержит пирокластического материала и представлена чередованием мощных пакетов (до 50 м) переслаивания аргиллитов и алевролитов. Реже в них присутствуют мелкозернистые полимиктовые песчаники, иногда известковистые. Породы массивные, реже тонкогоризонтальнослоистые или косослоистые.

Верхняя часть подсерии, представленная в Нера-Берелёхской СФЗ *мяунджинской свитой* (700–800 м), сложена флишевым чередованием пакетов переслаивания песчаников и алевролитов, в меньшей степени аргиллитов. Вверх по разрезу возрастает роль песчаников [Петухов и др. 1999б; Бычков, 1963; Попов, 1963]. В линзах гравелитов – многочисленные обломки призматического слоя среднеюрских ретроцерамов. В Дебин-Сумунской СФЗ состав флишевой толщи становится более глинистым (моржовская свита, верхняя часть дарпир-сиенской и ульбутаканская толщи).

Возраст подсерии и характер её взаимоотношений с подстилающей бурустахской серией относятся к категории проблемных и дискуссионных вопросов, сводящихся к вопросу о взаимоотношении нижней и средней юры в Иньяли-Дебин-Сугойской области и на Северо-Востоке в целом [Полуботко, Репин, 1978а, б].

В схемах Ю. М. Бычкова аренская свита, залегающая в основании артыкской серии, отнесена к верхнему лейасу, т.е. тоарскому ярусу. Основанием для этого были определения белемнитов из аренской свиты, сопоставленных с белемнитами в разрезах юры Западной Европы. После изучения белемнитов из сибирских разрезов и бассейна р. Омолон [Сакс, Нальняева, 1970, 1975; Нальняева, 1986] заключение специалистов-палеонтологов о возрасте многих белемнитовых комплексов с территории Северо-Востока России изменилось в сторону омоложения. Почти все таксоны видового уровня получили статус новых местных видов, их возраст подтвержден корреляцией с местной бореально-арктической аммонитовой шкалой.

С учетом переопределений отдельных родов и большинства видов, а также видовых определений, сделанных в более поздние годы, общий состав комплекса белемнитов из низов артыкской серии (или аренской свиты) можно представить в следующем виде: *Hastites motortschunensis* Naln. (верх.тоар-аален; *H.clavatiformis* Naln.? (нижн.аален-нижн.байос); *Rhabdobelus* ex. gr. *exilis* (Orb.), sp.nov. (нижн.аален); *Pseudodicoelites bidgievi* (Sachs) (верхн.тоар-нижн.аален); *Brachybelus (Arcobelus) curvatus* Sachs (верхн.тоар-нижн.аален); *Dactiloteuthis* ex.gr. *similis* Seeb (верхн.тоар-нижн.аален); *Holcobelus kinasovi* Sachs (верхн.тоар-аален-нижн.байос); *Mesoteuthis* ex.gr. *striolata* Phill. (вид *striolata* – нижн.тоар Сев.Сибири. Род *Mesoteuthis* – тоар-байос); *Passaloteuthis* sp. ind. (тоар).

Наиболее распространенным и часто встречающимся в низах артыкской серии является род *Hastites*. В морские бассейны Северо-Востока род проникает только в позднем тоаре (бассейн р. Омолон), а основная часть видов по-является в раннем аалене. Род *Rhabdobelus*, известен только в раннем аалене. Следующие пять перечисленных выше таксонов входят в состав общего позднетоарско-раннеааленского комплекса. Присутствие в нем ааленского рода *Rhabdobelus* заставляет склоняться к ааленскому возрасту комплекса в целом. Однако две последние формы списка (первая из бассейна р. Аркагала, вторая – из бассейна р. Дебин) могут быть тоарскими. Вид *M. striolata* распространен в нижнем тоаре Сибири и Северо-Востока, род *Mesoteuthis* известен от тоара до байоса. Тоарский род *Passaloteuthis* доживает до конца тоара, а наиболее распространенный вид *P. tolli* (Pavl.) характерен для нижнего тоара.

Присутствие единичных тоарских (скорее, раннетоарских) видов белемнитов в пограничных слоях артыкской и бурустахской серий может указывать на местами сохранившиеся от предааленского размыва нижнетоарские слои, которые следует относить к верхам бурустахской серии. Не исключено также аллохтонное происхождение (перемыв и переотложение) этих остатков.

На левобережье верхнего течения р. Сусуман из разреза пограничных отложений нижней и средней юры, т.е. бурустахской и артыкской серий В. И. Шпикерманом в 2012 г. были отобраны пробы на микрофауну. В черных алевролитах из низов разреза М. А. Алексеев выделил и определил комплекс фораминифер, предположительно отнесенный к нижней части нижнего подъяруса тоара. Комплекс содержит *Jacutella ? jacutica* Run. (плинсбах), *Hiperamma* sp., *Glomospira* aff. *gerkei* Kiss. et Run., характерные для плинсбаха, но встречающиеся и выше; *Saccamina inanis* Gerke et Sossip., *Para-*

*gandryina* sp. (плинсбах – самая ранняя часть тоара); *Kutsevelia* ex.gr. *indistincta* A.Sok., *Orientalia* aff. *pudica* (Schleif.), *Mooreinella* sp. (типичные для тоара формы). В 120 м выше по разрезу проба из алевролита в подошве маркирующего пласта песчаника содержит ааленский комплекс фораминифер: *Recurvoides* ex.gr. *apertus* A.Sok. и узких *Orientalia*, сходных с представителями этого рода из верхов нижнего – низов верхнего аалена.

Отобранная из маркирующего пласта песчаника проба на определение U-Pb SHRIMP возраста показала на конкордии обильную группу цирконов с возрастом  $184 \pm 4,9$  млн лет (плинсбах), что указывает на происходивший во время формирования в бассейне маркирующего пласта песчаника размыв, перенос и переотложение обломков эффузивных пород кислого состава, послуживших материнской породой для цирконов данной пробы. Интересно отметить, что выходы вулканогенно-осадочной толщи позднесинемюрско-плинсбахского возраста известны в юго-восточной части соседнего листа Р–56 (истоки р. Тахтояма). В составе толщи присутствуют покровы лав кислого состава (риолиты, дациты), в песчаниках низов верхнего плинсбаха отмечались мусковит и циркон [Полуботко, Репин, 1973 ф]. Основание ааленской толщи в этом районе, также имеющей вулканогенно-осадочный состав, залегает на слоях с *Velata viligaensis* низов верхнего плинсбаха. Отложения тоара и верхов плинсбаха в верховьях р. Тахтояма из разреза выпадают.

Распространение фораминифер в приграничной ниже-среднеюрской части разреза в одном из районов Иньяли-Дебин-Сугойской СФО указывает на присутствие в разрезе, в самых верхах бурустахской серии, маломощных нижнетоарских слоев. Серия перекрывается со скрытым стратиграфическим несогласием литологически близкими отложениями артыкской серии ааленского возраста (точнее, самой поздней части тоара – аалена [Решения ..., 2009, с.227, Особые мнения], коррелируемые с основанием регионального ясчанского горизонта, залегающего с размывом и стратиграфическим несогласием на разных горизонтах нижней юры, реже триаса, во многих районах Северо-Востока [Полуботко, Репин, 1978а,б].

В средней части нижней подсерии артыкской серии (*нижняя мередульская подсвета* и *низы мяунджинской свиты*) в линзах и прослоях гравелитов появляются обломки призматического слоя ретроцерамид, что отвечает вспышке развития и видообразования этого семейства в конце аалена – начале байоса (верхи ясчанского – низы меренгинского горизонтов). Остатки раковин встречаются редко, это *Retroceramus* ex.gr. *jurensis* (Kosch.), *R. ex.gr. menneri* (Kosch.), а в бассейне р. Дебин – остатки позднеааленских аммонитов *Tugurites whiteavesi* (Whit.) [Легенда ..., 1999 ф].

Верхняя часть подсерии (среднемередульская подсвета, верхняя часть мяунджинской свиты, моржовская свита и ульбутаганская толща) охарактеризованы легко узнаваемыми остатками *Retroceramus* ex.gr. *lucifer* (Echw.), *R. clinatus* Kochs. и белемнитов *Paramegateuthis nescia* Naln., отвечающими примерно раннему байосу (меренгинский горизонт).

Общая мощность нижней подсерии 900–2600 м, максимальные значения известны на северо-западе области, в бассейне р. Нера, минимальные – на юго-востоке, в бассейне р. Дебин.

Нижняя подсерия артыкской серии начала формироваться, видимо, в самом конце тоарского века (в объеме не более одной – двух верхних аммонитовых зон верхнего тоара). Период её формирования охватывает весь аален и ранний байос (ясчанский и меренгинский горизонты).

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В средней юре начинается дифференциация юрского бассейна. После движений в конце ранней юры в северо-западной и в северо-восточной частях территории (соответственно Мус-Тарынская и Дарпирская СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО) заложилась локальные прогибы, в которых началось формирование терригенных молассоидных отложений. Последние представлены соответственно куранах-салинской свитой в Мус-Тарынской СФЗ и тасканской свитой в Дарпирской СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО. В Иньяли-Дебин-Сугойской СФО продолжалось формирование глубоководных морских осадков. В Армано-Вилигинской СФО накапливались более мелководные осадки. И в той, и другой областях осадки содержат существенную примесь туфогенного материала.

### *Иньяли-Дебин-Сугойская СФО (10)*

#### *Нера-Берелёхская (10.1), Дебин-Сумунская СФЗ (10.2)*

Верхняя подсерия артыкской серии ( $J_2ar_2$ ) согласно перекрывает нижнюю подсерия, распространена в тех же районах, но занимает значительно меньшие площади. В стратотипическом районе междуречья Артык-Бурустах (лист Q-55) ей отвечает *верхнемередуйская подсвита* мощностью 500 м; в бассейнах р. Аркагала, и р. Нексикан Нера-Берелёхской СФЗ, соответственно – *жуковская и нексиканская свиты*; на юго-востоке Дебин-Сумунской СФЗ – *нижняя и средняя подсвиты дебинской свиты*, а на севере зоны, в верховьях р. Омулёвки – *момантайская свита*.

В Нера-Берелёхской СФЗ подсерия сложена мощными пластами серых мелкозернистых массивных песчаников (2–20 м), разделенных тонкими прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев и алевролитов [Бычков, 1966а]. В бассейне р. Аркагала [Петухов и др., 1999а] в средней и верхней частях подсерии возрастают мощности (до 1 м) алевролитово-аргиллитовых прослоев, общая доля которых достигает 30 %. Встречаются разнозернистые песчаники с линзами гравелитов, аргиллиты и песчаные аргиллиты часто содержат гальки глинистых пород, в песчаниках отмечается косая и горизонтальная слоистость.

В бассейне р. Мяунджа и низовьях р. Берелёх распространены отложения переходного типа от жуковской свиты (800 м) массивных песчаников к нижним частям дебинской свиты) ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (мощность нижней части свиты 800 м) [Ермоленко, 1991].

На юго-востоке Дебин-Сумунской СФЗ происходит выклинивание значительной части песчаных слоев [Бычков, 1966а; Литвинов, Мальков, 1972], состав подсерии становится существенно более глинисто-алевролитовым.

В северо-восточной части Дебин-Сумунской зоны, в верховьях р. Омулёвка, подсерию слагает момантайская свита (700–1300 м) песчаниковая в нижней половине и алевролитовая в верхней [Ермоленко, 1997]. В нижней части свиты (и подсерии) здесь залегает пачка (до 70 м) известковистых алевролитов с обильной галькой и валунами осадочных, изверженных и метаморфических пород и следами подводно-оползневых процессов.

От основания подсерии до её верхних частей отложения содержат остатки специфического позднебайоского комплекса ретроцерамов: *Retroceramus kystatymensis* Kosch., *R. tongusensis* (Lah.), *R. ex.gr. porrectus* (Eichw.), *R. cf. marinus* Kosch., отличающихся крупными, до гигантских, размерами раковин с грубой концентрически-складчатой ребристостью.

В верхней части подсерии проходит важнейший по своему корреляционному значению фаунистический горизонт с аммонитами: слои с *Cranocephalites*, определяющие позднюю часть байоса на Северо-Востоке Азии, и непосредственно сменяющие их в разрезе слои с *Arctocephalites*, (*A. arcticus*, *A. elegans*), которые, по современным представлениям, отвечают раннему бату [Сей, Калачева, 1987; Решения..., 2009]. С этой же корреляционной границей байоса и бата сопоставлена граница артыкской и вышележащей харяюрхской серий.

В итоге, стратиграфическое положение верхней подсерии артыкской серии отвечает верхнему байосу или татынгычанскому региональному горизонту.

Общая мощность верхней подсерии в пределах листа 700–1300 м, с минимальными значениями на северо-западе, в бассейне р. Неры, и максимальными на северо-востоке, в Дебин-Сумунской СФЗ (в верховьях р. Омулёвка).

### **Армано-Вилигинская СФО (12)**

#### **Яно-Хетагчанская СФЗ (12.1)**

Татынгычанская свита ( $J_2tt$ ) распространена в основном на юго-востоке зоны – в бассейне рек Вторая Сентябрьская, Сеймкан, Хольчак, Кусанган, Мэнэнджа, в бассейне рек верхнего течения р. Детрин, среднего течения р. Левая Яна, на междуречье Омчик-Бурэнджа. Небольшой выход закартирован на междуречье Контас-Унга в системе р. Хинике (Кулинская) и несколько более крупных на междуречье Тас-Бургагылкан [Маннафов и др., 1999]. В бассейне р. Мэнэнджа свита согласно, но со стратиграфическим перерывом, отвечающим тоарскому ярусу, залегает на песчаниках с плинсбахскими брахиоподами, слагающими здесь верхи антаганджинской серии [Закадырин, 1963, с.16].

Закартированная на территории листа татынгычанская свита принята в объеме всей средней юры, как её понимал И. И. Тучков, выделивший свиту в 1956 г. [Эльянов, 1959, с.120]. Стратотип свиты находится на руч. Татынгычан, правом притоке р. Ола, на соседней территории листа Р–56. В стратотипе обнажены только отложения меренгинского и татынгычанского горизонтов.

Нижняя часть татынгычанской свиты (250 м), отвечающая ячанскому горизонту, вскрыта на правом берегу р. Левая Хета, выше пос.Черное Озеро. С этой частью разреза (р. Левая Хета) обнаруживает большое сходство разрез



нижней части свиты на правобережье р. Детрин и левобережье руч. Буралкит [Штоколова, Штоколов, 1980]. Сложена нижняя часть свиты песчанистыми алевролитами, линзовидно- и горизонтальнослоистыми, с углисто-глинистыми и известково-глинистыми конкрециями, пластами гравелитов (до 2 м), среднезернистых песчаников (до 3 м), с обилием растительного детрита и характерной для ясчанского горизонта фауной двустворок – *Oxytoma jacksoni* (Pomp.), *Propeamussium* ? vel *Camptonectes* sp. indet., гастропод *Amberleya* ex.gr. *densinodosa* Hudl., белемнитов, аммонитов – *Pseudolioceras* aff. *maclintocki* (Haugh.), «*Leioceras unicum*» Buckm. – переходного типа от тоарских к ааленским.

В средней части свиты (220 м) преобладают песчаники от мелко- до крупнозернистых, с прослоями конгломератов, сменяющиеся выше алевролитами с прослоями конгломератов и песчаников. В этой части содержатся остатки ретроцерамов (местами обильных) меренгинского горизонта: *Retroceramus jurensis* Kosch., *R.lungershauseni* Kosch., *R. ex.gr. menneri* Kosch., *R. ex.gr. lucifer* (Eichw.).

Верхняя часть (470 м) состоит из мелко-, средне- и крупнозернистых полимиктовых песчаников, массивных и слоистых, с мелкими звездчатыми карбонатными конкрециями, примесью туфогенного материала, грубыми древесными остатками. Комплекс ретроцерамов включает *R. retrorsus* (Keys.), *R. ex.gr. porrectus* (Eichw.), *R. cf. kystatymensis*, *R. ex.gr. tongusensis* (Lah.), выше – *R. cf. vogt* Kosch., указывающие на принадлежность к татынгычанскому и москальскому горизонтам (верхний байос-бат).

Обычная мощность свиты 800–950 м (для района в истоках руч. Смородиновый и верховий р. Кусаган указывается мощность 1500–2000 м) [Закандырин, 1963].

Возраст свиты в целом отвечает средней юре в объеме аалена-бата.

## **Яно-Колымская СФО (9)**

### *Тарынская СФЗ (9.1)*

Мус-тарынская свита (*J<sub>2ms</sub>*) распространена в Тарынской СФЗ Южно-Верхоянской СФО на междуречье правых притоков р Индигирка в её верховьях и рек системы Темтея и Нера, текущих на восток. Здесь же расположена стратотипическая местность свиты. Залегаёт свита со стратиграфическим перерывом (выпадает тоар) на хаялахской свите геттанг-плинсбахского возраста. Свита сложена алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников, глинистых и алевритистых известняков. В нижней части отмечаются покровы базальтов (до 2 м) [Попов, Кузнецов, 1987]. В нижней половине свиты найдены остатки *Retroceramus lucifer* (Eichw.), *R. jurensis* Kosch., *R. ex.gr. elegans* Kosch., указывающие на поздний аален-ранний байос. Возраст принимается как аален-байосский (ясчанский-меренгинский и условно татынгычанский горизонты). Мощность свиты 700 м.

## СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

### *Иньяли-Дебин-Сугойская СФО (10)*

#### *Нера-Берелёхская (10.1) и Дебин-Сумунская СФЗ (10.2)*

Хара-юряхская серия ( $J_{2-3}hj$ ) завершает терригенный разрез юры в большей части Иньяли-Дебин-Сугойской СФО. Только на ограниченных площадях в верховьях рр. Берелёх и Омулёвка в качестве самостоятельного картируемого подразделения над хара-юряхской серией выделяется верхнеюрская молиджакская свита, венчающая юрский терригенный разрез.

Отложения серии выполняют ряд относительно небольших синклинальных структур на северо-западе Нера-Берелёхской СФЗ, в бассейне правобережной части р. Худжах. Значительно большие площади отложения серии занимают на северо-востоке и в южной части зоны, в правобережной части р. Берелёх и в бассейне р. Аркагала. В северной и юго-восточной частях Дебин-Сумунской СФЗ (верховья Омулёвки и левобережье р. Дебин), серия распространена наиболее широко. Кроме того, закартирован небольшой выход отложений этого возраста в истоках р. Сусуман.

Серия в приводимом ниже свитном составе и возрастном объеме в интервале нижний бат-оксфорд (см. рис. 7), предлагается впервые. В ВКСЛ ей примерно соответствует кунтукская серия ( $J_{2-3}kn$ ) с двумя подсериями, имеющая более широкий возрастной объем, чем хара-юряхская, и весьма нечёткую границу между подсериями, проходящую условно между батом и келловеем. В связи с изменением объема и состава серии было изменено и название.

В качестве стратотипической местности для серии выбран бассейн р. Хара-Юрях (лист Q-55) с расположенным несколько южнее стратотипом костёрской свиты (2000 м) на р. Артык, правом притоке р. Неры [Бычков, 1963].

Кроме костёрской свиты серию образуют следующие близкие по литологическому составу и типу чередования пород свиты и толщи: лещёвская толща (500 м) в бассейне р. Аркагала Нера-Берелёхской СФЗ, отвечающая нижней подсвите костёрской свиты; светлинская свита (800–1000 м) в бассейнах рек Мяунджа и Нексикан, той же зоны; верхняя и средняя подсвиты дебинской свиты (1550 м) в южной части Дебин-Сумунской СФЗ и сиетаньинская свита (1400–1500 м) северной части той же зоны. Последняя свита – самая полная по объему – от низов бата до оксфорда включительно, что определяет верхнюю возрастную границу серии. Костёрская свита лишь немного ей уступает, заканчиваясь, видимо, верхами келловея. Верхняя граница лещёвской толщи, светлинской и дебинской свит обусловлена современным эрозийным срезом.

Хара-юряхская серия в целом представляет новый крупный трансгрессивный цикл осадконакопления, в котором преобладающую роль в составе ритмично переслаивающихся пород играют тонкозернистые глинисто-алевролитовые породы. Серия согласно залегает на песчаниках маркирующей верхнеартыкской подсерии и связана с ней постепенными переходами.

Нижняя часть серии (400–600 м) на севере Нера-Берелёхской СФЗ, в бассейне верхнего течения р. Берелёх, как и в стратотипическом районе, состоит

из тонко- и ритмично переслаивающихся полимиктовых и кварц-полево-шпатовых песчаников, алевролитов, песчано-глинистых и глинистых сланцев, но все же при некотором преобладании песчаников. Последние обычно включают пиритовые и звездчатые антраконитовые конкреции, местами – довольно многочисленные аргиллитовые гальки.

Верхняя часть серии (500–550 м) представлена алевролитами со стяжениями пирита и углефицированным растительным детритом, чередующимися с прослоями (до 1 м) аргиллитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников. Иногда аргиллиты туфогенные [Бычков, 1963; Паракецов, Паракецова, 1989]. Встречаются линзы конгломератов, состоящие из галек и валунов глинистых пород.

К юго-востоку разрез серии изменяется в сторону увеличения (до явного преобладания) аргиллитов и алевролитов. В бассейне р. Аркгала нижняя часть серии (лещёвская толща) представлена существенно глинистыми породами с гальками и переотложенными конкрециями, включающими остатки поздне триасовых двустворок.

В Дебин-Сумунской СФЗ, на левобережье р. Берелёх, по рекам Бол. и Мал. Мальдяк, Буркандья, Малык-Сиен, а также в верховьях р. Омулёвка серия сложена ритмично чередующимися косослоистыми разнозернистыми полимиктовыми, реже лититовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами (сиетаньинская свита). Отмечаются редкие прослои и линзы туфогенных песчаников и конгломератов [Паракецов, Паракецова, 1989].

Отложения серии бедны фаунистическими остатками. В нижних приграничных с верхней подсерией артыкской серии слоях это редкие находки *Arctocephalites elegans* Spath, определяющих нижнюю зону *A. arcticus* бореально-южного бата. [Полуботко, 1992]<sup>1</sup>

Небольшой комплекс ретроцерамов (*Retroceramus polaris* Kosch., *R. bulunensis* Kosch.), собранных вместе с *A. elegans* на междуречье Берелёх-Мяунджа в верхней половине светлинской свиты [Ермоленко, 1991], подтверждает батский возраст нижней части серии. Кроме того, в нижней части серии, примерно в объеме нижней костёрской подсвиты (500 м), во всех районах её распространения присутствуют обломки призматического слоя раковин ретроцерамов. Уровень исчезновения «призматик» из юрских пород, отвечающий времени исчезновения (вымирания или, скорее, миграции) ретроцерамов, проходит в нижней части верхнего бата, в кровле региональной аммонитовой зоны *Arcticoceras* (?) *cranocephaloide* [Полуботко, 1992].

Проходящая несколько выше по разрезу граница бата и келловя однозначно не выражена фаунистически нигде на территории Иньяли-Дебин-Сугуйской СФО, как и на Северо-Востоке России в целом. Примерно с низов бата до оксфорда включительно, т.е. через весь разрез серии, проходит комплекс двустворок широкого возрастного диапазона: *Nuculoma*, *Taimyrodon*, *Dacryomya aff. medusae* (Boriss.), *Astarte* sp., реже *Meleagrinnella* cf. *ovalis*

---

<sup>1</sup>Имеется точка зрения о позднебайосском возрасте этого аммонитового уровня [Митта и др., 2012].

(Phill.). Последний вид распространен от верхнего бата до оксфорда на севере Сибири и Северо-Востоке Азии [Паракецов, Паракецова, 1989].

В верхней части хара-юряхской серии, в костёрской и сietаньинской свитах, отмечаются находки аммонитов рода «*Quenstedtoceras*», требующие уточнения родового определения и уточнения возраста. Из верхов дебинской свиты, в среднем течении р. Дебин известна находка бат(?)–раннекелловейского *Cadoceras* cf. *anabarensis* Bodyl. К верхам сietаньинской свиты приурочены также находки *Praebuchia reticulata* (Lundgr.) и *Buchia* aff. *concentrica* (Sow.), указывающие на оксфордский возраст вмещающих пород [Паракецовы, 1989].

Из всех перечисленных данных о возрасте хара-юряхской серии можно сделать вывод, что возрастной объем серии охватывает бат (от приграничных слоев с байосом) – келловей-оксфорд (москальский+ненканский региональные горизонты). Кимериджский возраст согласно перекрывающей серию молдджакской свиты подтверждает это заключение.

Мощность серии 500–2000 м, в пределах листа 500–1500 м.

### **Армано-Вилигинская СФО (12)**

#### *Яно-Хетагчанская СФЗ (12.1)*

Иганджинская свита ( $J_2$ -*zig*) выделяется только на юго-востоке территории листа: на междуречье Нараули и Вторая Сентябрьская, в районе слияния Второй Сентябрьской и р. Сеймкан и на левобережье р. Сеймкан в верховье. Свита согласно залегает на песчаниках татынгычанской свиты.

Стратотип свиты расположен на соседней территории (лист Р-56-XXXI), в бассейне верхнего течения р. Арманы, на рр.Иганджа и Дондычан [Тучков, 1962; Паракецов, Паракецова, 1989; Вознесенский, 1963 ф], где свита имеет четкое трехчленное строение. Нижняя подсвита (400–500 м) сложена в основном алевролитами и песчанистыми алевролитами, выше – аргиллитами, алевролитистыми аргиллитами и глинистыми алевролитами. Средняя подсвита (540–600 м) отличается контрастным литологическим строением: чередуются пласты и пачки аргиллитов, алевролитов и песчаников, от тонко- до грубозернистых. На небольших интервалах разреза наблюдается ритмичность, невыдержанная по простиранию. Верхняя подсвита (470–520 м) характеризуется монотонным разрезом, в общих чертах глинисто-алевролитовым в нижней части и более песчанистым – в верхней. Мощность свиты в стратотипической местности составляет 1400–1600 м.

Общее строение свиты выдерживается и на рассматриваемой территории. В бассейне Сеймкана и Второй Сентябрьской в разрезе присутствуют, вероятно, только нижняя подсвита и часть средней, представленные здесь алевролитами, глинистыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками, а выше – крупнообломочными туфами смешанного состава, контрастно переслаиваемыми с мелко- и среднезернистыми песчаниками, глинистыми сланцами и пластами сингенетической брекчии. В отложениях встречены остатки двустворок *Maclearnia* ex.gr. *cinctus* (Sow.), *Thracia* cf. *scytica* (Eichw.), *Astarte opalina* Quest., *Modiolus* sp., *Lima* ex.gr. *incrassata* Eichw., *Meleagrinnella* cf. *ovalis* (Phill.), редких белемнитов. На левобережье Нараули в составе свиты

присутствуют глинистые сланцы с остатками позднеюрско-раннемеловой флоры: *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *C.denticulata* (Brongn.) Font., *Desmiophyllum* sp., *Ginkgo polaris* Nath.

Согласное залегание иганджинской свиты на отложениях москальского горизонта с ретроцерамами батского возраста (*R.vagt*, *R.cf.bulunensis*) на междуречье Нараули-Вторая Сентябрьская и согласное перекрытие свиты в верховьях р. Армань отложениями дондычанской свиты с остатками средне-позднеоксфордских *Buchia concentrica* (Sow.) позволяют ограничить возраст иганджинской свиты келловеем–ранним оксфордом [Паракецов, Паракецова, 1989].

Мощность свиты на рассматриваемой территории составляет 700–800 м.

#### **Уяндино-Ясачненская СФО (4)**

##### *Мус-Тарынская СФЗ (4.1)*

Куранах-салинская свита ( $J_{2-3}$  ks). Лучшие разрезы и стратотипическая местность свиты находятся в верховьях р. Ейемю, левого притока р. Тымтей (бассейн р. Неры), по руч. Флора того же бассейна [Попов, Кузнецов, 1987], а также по руч. Барыэллах, правому притоку Индигирки, на соседней с запада территории листа Р–54-VI. Небольшой выход свиты закартирован (лист Р–55-VII) на правом берегу Индигирки вблизи западной рамки листа.

Свита имеет двучленное строение. Нижнюю часть (140–200 м), вскрывающуюся в верховьях руч. Барыэллах, слагают песчаники и туфопесчаники, перемежающиеся с покровами риолитов. Из этой части разреза происходят остатки двустворок – *Meleagrinnella ovalis* (Phill.), *Mactromya laevigata* Lah., *Astarte minima* Phill., *Gresslya ex.gr. concentrica* Agass., принадлежащие комплексу из интервала юрского разреза между слоями с последними ретроцерамами внизу (верхний бат) и первыми бухиями (средний-верхний оксфорд) вверху. Возраст комплекса, по современным представлениям, – поздний бат-оксфорд.

Верхняя часть свиты (500–600 м) представлена риолитами, фельзитами, дацитовыми порфирами, крупнообломочными туфами риолитов, реже туфопесчаниками, туфо-алевролитами, черными аргиллитами с прослоями серых мелкозернистых песчаников. В глинистых и песчано-глинистых прослоях собраны остатки флоры, в составе которой преобладают папоротники – *Coniopteris arctica* (Heer) Samyl., *C. burejensis* (Zaless.) Sew., *C. setacea* (Pryn.) Vachr., *Cladophlebis williamsoni* Brongn., *C. cf. orientalis* Pryn.; вместе с ними *Pityophyllum ex.gr. nordenskioldi* (Heer) Nath., *Phoenicopsis cf. angustifolia* Heer. Определивший флору В. А. Вахрамеев пришел к заключению о неокомском возрасте флоры, сопоставив её с ожогинской стратофлорой [Попов, Кузнецов, 1987]. До этого возраст комплекса считался сначала позднемеловым, позже – позднеюрским, как и возраст вулканитов куранах-салинской свиты [Рудич, 1957; 1959].

Определение возраста цирконов U-Pb SHRIMP методом из риолитов куранах-салинской свиты, выполненный в июне 2013 г. ЦИИ ВСЕГЕИ (колл. А. Л. Горловой, 2012 г.) показало конкордантное значение 154 млн лет, что отвечает кимериджу. В пользу верхнеюрского возраста вулканитов и вмещающих

пород куранах-салинской свиты свидетельствует также согласный и постепенный переход между нижней келловой-оксфордской и верхней вулканогенной частями куранах-салинской свиты, а также тот факт, что формы из позднеюрского-раннемелового флористического комплекса куранахсалинской свиты встречаются и в комплексах флоры заведомо верхнеюрских континентально-морских свит Охотского побережья (огонёрская свита), Омолонского массива (намындыканская толща) и других районов. По заключению А.И. Киричковой (письменное сообщение, 2016 г.), приведенный в статье [Попов, Кузнецов, 1987] комплекс растений не позволяет уверенно датировать соответствующие отложения, в большей степени он соответствует нижней части раннего мела, но может быть встречен и в верхах поздней юры.

На правобережье Индигирка (руч. Кёппёх), к куранах-салинской свите можно отнести (по сходству литологического состава) толщу риолитов, фельзориолитов и их туфов мощностью 135–170 м, без фаунистических или флористических остатков [Акулов, 1985]. Общая мощность свиты 500–550 м.

#### *Дарпирская СФЗ (4.2)*

Тасканская свита ( $J_{2-3ts}$ ) распространена в бассейнах рек Таскан, Урультун, Тирехтях, Мылга. Лектостратотип свиты выбран Б. И. Мальковым и О. Н. Омировым [1970 ф] на левобережье р. Таскан ниже устья р. Мылга, в истоках руч. Непролазный (лист Р–56), где она имеет отчетливое двучленное строение. Нижняя подсвита (350 м) в этом разрезе трансгрессивно, с перерывом и базальными конгломератами (10 м) в основании, залегает на норийских глинистых сланцах. Базальные конгломераты сложены уплощенными гальками (до 10 см) глинистых сланцев, алевролитов и ракушечников с остатками средне- и позднеюрских монотисов, в цементе встречены остатки юрских двустворок, белемнита *Paramegateuthis* sp. indet (байос-нижний келловой) и обломки призматического слоя раковин ретроцерамов. Выше в разрезе нижней подсвиты идет переслаивание известковых песчаников, песчанистых алевролитов, иногда тонкогоризонтальнослоистых, алевролитоглинистых сланцев с рассеянной галькой известняков, алевролитов, кремнистых и кварцитовидных пород и остатками байосских *Paramegateuthis* ex.gr. *nescia* Naln. и батских *Retroceramus* ex.gr. *vogt* Kosch., *R.* ex.gr. *bulunensis* Kosch., *R.* cf. *retrorsus* (Keys.). Пачкой (30 м) туффитов с прослоями гравелитов эта часть разреза отделена от верхней подсвиты (около 700 м), представленной толщей глинисто-алевролитовых сланцев с редкими прослоями песчаников, в нижней части которой перестают встречаться обломки призматического слоя и появляется комплекс двустворок, свойственных позднему бату-келловою вплоть до оксфорда, и единичные бат-келловейские *Cadoceras* sp. indet. Общая мощность свиты в лектостратотипе 1050 м. В этом же районе левобережья Таскана свита со стратиграфическим несогласием и разрывом перекрывается осадочно-вулканогенной веринской свитой кимериджского возраста. Угловое несогласие между веринской и тасканской свитами выявлено при колонковом бурении в долине р. Лыглыхтах выше руч. Туфовый [Паракецов, Паракецова, 1989].

В северном и северо-западном направлении от лектостратотипа, на лево- и правобережье верховий р. Таскан, базальные слои свиты занимают уже более высокое стратиграфическое положение (омолаживаются), возрастает количество песчаников и грубообломочных пород, уменьшается мощность свиты в целом (до 200 м).

Тасканская свита на территории листа, в бассейне верховий Таскана и р. Сухой с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает более древние палеозойские образования [Омиров, 1980]. Разрез свиты здесь также имеет двучленное строение. Нижняя часть представлена конгломератово-песчаниковой пачкой мощностью около 120 м. Верхняя часть свиты мощностью 200–250 м сложена глинистыми алевролитами, чередующимися с алевроито-глинистыми сланцами. В нижней части встречаются остатки толстораковинных прибрежно-морских двустворок – *Corbicella* ex.gr. *laevis* (Sow), *Tancredia* cf. *donaciformis* Лус., *T. subtilis* Lah., *Mactromya* sp. (ошибочно определенных в ранее Ю. П. Поповым как ладинско-карнийские) *Trigonodus*, *Cardinia*, *Cardiniodes* [Мерзляков, 1965; Мерзляков, 1971, с.74–75; Омиров., 1980]) вместе с *Meleagrinnella* ex.gr. *ovalis* (Phill.), характерной для келловей-раннеоксфордского возрастного интервала (или ненканского регионального горизонта). В верхней алевролито-сланцевой пачке, несколько западнее, уже на территории листа P–55-V, были найдены *Buchia* sp. indet, появляющиеся в среднем-верхнем оксфорде.

Общая мощность тасканской свиты колеблется от 200 м на междуречье Таскан-Урультун до 1100 м в низовьях Таскана и Судара.

В составе фаунистических остатков, собранных в разных местонахождениях, приводятся *Retroceramus lucifer* (Eichw.), *R.* cf. *orbitalis* Polub., *R. elongatus* Kosch., *Paramegateuthis* ex.gr. *nescia* Naln., указывающие на ранний байос; *R.* ex.gr. *vogt* Kosch., *R.* ex.gr. *bulunensis* Kosch., *R. retrorsus* (Keys.), свойственные бату. Верхняя часть свиты содержит остатки *Nuculoma* cf. *calliope* (Orb.), *N.* cf. *ceacilia* (Orb.), *Meleagrinnella* ex.gr. *ovalis* (Phill.), *Astarte* cf. *gibba* Geras., *Cadoceras* (?) sp. indet, характерные для интервала – поздний бат-келловей-ранний оксфорд. Наиболее высокие слои свиты заключают остатки *Buchia* sp.indet (*B.* ex.gr. *concentrica* (Sow.)), по-видимому, средне-позднеоксфордского возраста.

Таким образом, возрастной объем тасканской свиты, по приведенным данным, охватывает интервал от середины байоса до оксфорда включительно, что отвечает меренгинскому, татынгычанскому, москальскому и ненкальскому региональным горизонтам.

В результате, можно сделать вывод, что тасканская свита в бассейне р. Таскан и её аналоги в близлежащих блоках, сложенных палеозойскими отложениями, представляет собой прибрежно-морскую фацию средней юры Иньяли-Дебин-Сугойской СФЗ. Свита имеет сложное строение, меняющееся по латерали и, по-видимому, разновозрастное трансгрессивное основание.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеюрские преимущественно терригенно-вулканогенные отложения распространены в северо-восточной и северо-западной частях территории листа. На северо-востоке листа в пределах Дарпирской СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО они представлены комплексом пород, сформированных в морских и субаэральных условиях и выполняющих наложенные прогибы. В северо-западной части листа в пределах «островной» Мус-Тарынской СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО верхнеюрские образования представлены покровами наземных вулканитов кислого состава и крупным Тарыным субвулканическим массивом. В Иньяли-Дебин-Сугойской СФО верхнеюрские терригенные отложения венчают юрский разрез зоны. На юге территории в пределах Яно-Эвенской СФЗ Охотско-Чукотской СФО верхнеюрские отложения образуют единую верхнеюрско-нижнемеловую момолтыкичскую свиту.

### **Оксфордский и кимериджский ярусы**

Оксфорд-кимериджские отложения распространены в северо-восточной (Дарпирская СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО) и северо-западной (Тарынская СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО) частях территории. Кимериджскими терригенными отложениями венчается разрез юры в Иньяли-Дебин-Сугойской СФО

### ***Иньяли-Дебин-Сугойская СФО (10)***

#### *Дебин-Сумунская СФЗ (10.2)*

Молиджакская свита (*J<sub>3</sub>ml*) имеет компактное распространение в верховьях рр. Берелёх и Омулёвка и бассейне верхнего течения р. Делянكير на северо-западе Дебин-Сумунской зоны. Свита согласно залегает на отложениях хара-юряхской серии (сиетаньинской свите). Представлена, главным образом, аргиллитами и алевролитами с подчиненными прослоями мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников, массивных, местами косослоистых или с грубой горизонтальной слоистостью. Некоторые прослои алевролитов содержат примесь песчаного материала и гальки песчаников и алевролитов. Часто встречаются пиритовые стяжения, звездчатые антраконитовые конкреции и углефицированный растительный детрит. Мощность свиты 700–900 м. В свите встречаются остатки палеотаксодонт (*Nuculoma*) и аммонитов (*Cardioceratidae*), а также остатки бухий бухиазоны *B. rugosa*, *B. paradoxa* (Ермоленко, устное сообщение). Все это позволяет отнести молиджакскую свиту, учитывая её согласное налегание на оксфордские слои сиетаньинской свиты, к кимериджу [Паракецов, Паракецова, 1989].

### ***Уяндино-Ясачненская СФО (4)***

#### *Мус-Тарынская (4.1), Дарпирская СФЗ (4.2)*

**Улахан-чистайская группа вулканических комплексов.** Позднеюрские вулканические комплексы Дарпирской СФЗ Уяндино-Ясачненского вулкано-



генного пояса первоначально были выделены в качестве улахан-чистайской вулканической серии [Шпикерман, 2000]. В ВКСЛ подразделение принято в ранге группы. Стратифицированные осадочно-вулканогенные образования группы на территории листа отнесены к двум подсвитам веринской свиты, а распространенные там же субвулканические и экструзивные образования закартированы как тела единой улахан-чистайской группы вулканических комплексов. Кроме того, нерасчлененные стратифицированные образования улахан-чистайской группы выделяются в краевой юго-западной части Дарпирской СФЗ.

Веринская свита нижняя подсвита ( $J_3vr_1$ ) распространена в борту вулканогенного прогиба вблизи восточной рамки листа в верховьях рек Инанья и Таскнчик. С резким структурным несогласием перекрывает отложения ордовика, силура и девона. Соответствует тарзанской толще, выделенной здесь В. И. Шпикерманом и др. [1981 ф]. Представлена андезитами, андезибазальтами, андезидацитами, базальтами туфами андезитов, переслаивающихся с морскими осадками: туфоалевролитами, алевролитами и песчаниками. Палеонтологические комплексы в осадочных породах нижней веринской подсвиты в основном представлены бухиями, руководящее значение среди которых имеет *Buchia concentrica* (Sow), что свидетельствует о соответствии большей части объема нижней веринской подсвиты верхам оксфордского и кимериджскому ярусам [Паракецов, Паракецова, 1988]. Мощность подсвиты на рассматриваемой территории 400–600 м.

Веринская свита верхняя подсвита ( $J_3vr_2$ ) распространена там же, где и нижняя подсвита, согласно с постепенным переходом перекрывающая отложения последней, либо с резким структурным несогласием отложения силура. Соответствует неттовской толще, выделенной здесь В. И. Шпикерманом и др. [1981 ф], состоящей преимущественно из риолитов, риодацитов и туфов кислого состава. Изредка встречаются покровы базальтов. Наряду с вулканическими породами в ней присутствуют морские осадочные отложения: алевролиты и туфопесчаники. Палеонтологические комплексы в осадочных породах нижней веринской подсвиты в основном представлены бухиями из группы *Buchia mosquensis*, однако наличие в низах разреза подсвиты *Buchia concentrica* (Sow) свидетельствует о соответствии большей части объема верхней веринской свиты верхам кимериджского, низам титонского ярусов [Паракецов, Паракецова, 1988]. Мощность 500–600 м.

Улахан-чистайская группа вулканических комплексов нерасчлененная ( $J_3u\check{c}$ ) выделяется в локальных наземных вулканогенных прогибах и вулканоструктурах юго-западной части Дарпирской СФЗ в верховьях рек Таскан и Урультун. Ранее здесь были выделены сумунская и серганьинская свиты мощностью соответственно 140–850 м и 1000–1100 м [Паракецов, Паракецова, 1989]. Отмечается, что сумунская свита, представленная в основном кислыми вулканиками (риолитами и их туфами), перекрывается андезидацитами и дацитами серганьинской свиты [Мерзляков, 1971]. Однако достоверной документации соотношений этих свит не приводится. По данным В. И. Шпикермана [Сотников, Шпикерман, 1983 ф], проводившего в этом районе крупномасштабную геологическую съемку, вулканики сумунской и серганьинской свит часто неразличимы. Комплексы бухий, со-

бренные из осадочных пород, определяют положение названных свит на уровне верхов кимериджа – низов титона. Общая мощность нерасчленённых стратифицированных образований группы на территории листа составляет 1000–1200 м.

Субвулканические и экструзивные образования улахан-чистайской группы вулканических комплексов ( $J_3u\check{c}$ ) распространены значительно шире, чем стратифицированные образования. Они встречаются практически повсеместно на всей северной половине территории листа. Самое крупное субвулканическое тело улахан-чистайской группы находится в северо-западном углу листа (Тарынский субвулкан). По данным [Шпикерман и др. 1981 ф] субвулканические образования в восточной части рассматриваемой территории формировались в определенной возрастной последовательности. Самыми древними здесь являются субвулканические штоки диоритов и диорит-порфириров, экструзивные купола андезитового состава ( $\alpha J_3u\check{c}$ ). Из-за небольших размеров штоки диоритов и диорит-порфириров на карте не отражены. Диориты и диорит-порфириры прорываются штоками и дайками умеренно кислых гранит-порфириров ( $\gamma J_3u\check{c}$ ) и риолитов ( $\lambda J_3u\check{c}$ ). К этому же поколению, скорее всего, относятся и субвулканические дациты ( $\zeta J_3u\check{c}$ ), включая Тарынский субвулкан на северо-западе территории. Позднеюрский возраст Тарынского субвулкана установлен на основании U-Pb SHRIMP датирования дацитов ( $149,8 \pm 0,81$ ;  $150 \pm 1$  млн лет), в связи с этим из легенды был исключен раннемеловой тарынский вулканический комплекс.

### **Охотско-Чукотская СФО (6)**

#### *Центрально-Охотская СФЗ (6.3)*

Верхнеюрские отложения в пределах Центрально-Охотской СФЗ представлены единственной толщей.

Огонерская толща ( $J_3og$ ) выделена [Умитбаев, 1978; Ян-жиншин и др., 2002 ф] в основании покровов нижнемеловых вулканитов на междуречье Ландыш–Нивака, в верховье р. Асиберган, в приустьевой части р. Нилгысыг, в бассейне р. Нюриченья. Подстилающие верхнетриасовые и не выражающиеся в масштабе карты нижнеюрские отложения вскрыты только на правом берегу р. Асиберган. На них толща залегает с размывом без видимых признаков структурного несогласия. Сложена в основном туфогенно-осадочными породами – крупнозернистыми туфопесчаниками, туфогравелитами, мелкогалечными туфоконгломератами, туффитами кислого состава. Преобладают туфопесчаники и туфогравелиты. Туфоконгломераты, туфоалевролиты, туфоаргиллиты образуют в них прослой мощностью 0,2–2,5 м. В береговых обнажениях по р. Иня близ устья р. Нилгысыг помимо перечисленных пород в разрезе толщи отмечаются единичные пласты мощностью до 20 м углистых аргиллитов с многочисленными отпечатками ископаемой флоры широкого возрастного диапазона (юра–мел): *Cladophlebis* cf. *denticulata* (Brongn.) Font., *C.* cf. *kamerkensis* Thom., *Pityophyllum nordehskoldii* (Heer) Nath., *Podozamites angustifolium* (Eichw.) Heer, *Licopodites tenorrimus* Heer и др. В небольших выходах огонерской толщи в бассейне р. Нивака на

соседней с запада территории собраны остатки флоры, уверенно датирующие её поздней юрой [Емельяненко, 1985ф.]. Мощность толщи не превышает 230 м.

## **ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ – НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ.**

### ***Охотско-Чукотская СФО (6)***

#### ***Яно-Эвенская СФЗ (6.4)***

Момолтыкчская свита ( $J_3-K_1mt$ ) распространена на крайнем юге листа. Подстилающие отложения на рассматриваемой территории не вскрываются. Восточнее свита с угловым несогласием залегает на среднеюрских и более древних толщах. Перекрывается с несогласием в основном кислыми вулканитами хольчанской свиты верхнего мела, а на западе СФЗ хейджанской тощей нижнего мела. Нижняя и верхняя части разреза свиты сложены амфиболовыми и клинопироксеновыми андезитами, андезибазальтами, базальтами, разнообломочными туфами. В средней части свиты преобладают туффиты и туфы среднего и умеренно-кислого состава, содержащие иногда мощные пачки терригенно-угленосных пород с промышленными линзами углей, которые раньше рассматривались в качестве «хасынской» свиты. Многочисленные остатки ископаемых растений (в т.ч. *Nilssonia acuminata* Presb.(?), *Cladophlebis* aff. *aldanensis* Vachr., *C. serrulata* Samyl., *Rafaebia diamensis* Sew и др.) свидетельствуют о позднеюрско-неокомовом возрасте вмещающих отложений. Этот возраст подтверждается и данными геохронометрических определений. [Русакова, 2011]. Мощность свиты меняется от 100 до 1000 м.

## **МЕЛОВАЯ СИСТЕМА**

### **НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

#### **Берриасский-аптский ярусы**

### ***Охотско-Чукотская СФО (6)***

#### ***Яно-Эвенская СФЗ (6.4)***

Баранджинская толща ( $K_1br$ ) слагает серию континентальных меловых прогибов вдоль западной границы Яно-Эвенской СФЗ. На породах перми и верхней юры залегает с угловым несогласием. Толща сложена мелко- и среднегалечными конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Средняя часть разреза насыщена угольными пластами. В отложениях свиты выявлены отпечатки нижнемеловой ископаемой флоры [Тафинцев, 1983]. Общая мощность достигает 1000 м.

### Центрально-Охотская СФЗ (6.3)

**Ульбериканский андезитовый вулканический комплекс** распространен в Центрально-Охотской СФЗ, и представлен покровной и субвулканической фациями.

Ульбериканская свита ( $K_{1ub}$ ) прослежена с соседней с юга территории в бассейны нижних течений рр. Асиберган, Нилгысыг, Иня, где слагает отрицательные вулкано-тектонические структуры. Она согласно залегает на верхнеюрской огонерской толще и с угловым несогласием на терригенных отложениях перми и верхнего триаса чехла Охотского блока. По составу свита существенно андезитовая. Характерный разрез её изучен на правом берегу р. Асиберган близ южной границы территории [Атрашенко, 1985 ф] (снизу вверх): андезиты с единичными пластами (до 20 м) туфов андезитов, дацитов и туффигов – 500 м; чередование через 15–30 м пластов туфов дацитов и потоков андезитов – 115 м; андезиты с редкими прослоями (0,3–4 м) туфопесчаников, туфоалевролитов, пепловых и псаммо-псефитовых туфов дацитов – 135 м. Всего по разрезу 750 м.

В выходах по рр. Нилгысыг и Иня ульбериканская свита почти нацело сложена лавами андезитов, а на междуречье Ангач–Кали – только их туфами. Местами (р. Нилгысыг) среди туфов отмечаются прослои (до 10 м) туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, а на междуречье Иня–Нилгысыг – редкие потоки (до 30 м) миндалекаменных андезибазальтов.

По химическому составу андезиты ульбериканской свиты принадлежат калиево-натриевой серии пород с суммой щелочей 4,20–4,85 %. Растительными остатками ульбериканская свита в районе бедна. Известны находки в туфогенно-осадочных породах верхней части её разреза на левобережье р. Нилгысыг *Pityophyllum longifolium* Nath., *Cladophlebis* sp., *Ctenis* sp. Более представительные сборы остатков флоры получены на соседней с юга территории. Они определяют возраст ульбериканской свиты как берриас-валанжинский [Мухомор, Волохин, 1960 ф]. Полезных ископаемых в связи с ульбериканскими вулканидами в районе не известно. Общая мощность свиты – 350–800 м.

Субвулканические образования ( $K_{1ub}$ ) представлены в основном внемасштабными дайками, силлами и штокообразными телами с площадью выхода на дневную поверхность до 1,5 км<sup>2</sup> андезитов ( $\alpha$ ), прорывающими триасовые терригенные, верхнеюрские туфогенно-осадочные отложения и покровные вулканиды ульбериканской свиты. Крупный (около 18 км<sup>2</sup>) интрузив андезитов закартирован в верховье р. Мана. Он представляет собой лакколлит с боковыми субгоризонтальными апофизами во вмещающие верхнеюрские туфогенно-осадочные породы.

Хейджанский риолит-дацитовый вулканический комплекс распространен там же, где и ульбериканский.

Хейджанская толща ( $K_{1hd}$ ) выделена А. Ф. Атрашенко [1985 ф] в бассейнах рр. Хейджан и Асиберган. Она сложена в основном туфами и игнимбритами дацитов, риодацитов, риолитов и в меньшей мере их лавами. На ульбериканской свите и огонерской толще залегает согласно, на породах перми – с угловым несогласием. В пограничной зоне с Яно-Эвенской СФЗ с

несогласием перекрывается нараулийской свитой альба. Ею выполнены верхние части мультимасштабных вулканоструктур на юго-западе территории.. Не выражающиеся в масштабе карты останцы кровли, сложенные дацитами, риолитами и их туфами, часто встречаются в гранитоидных интрузивах охотинского комплекса в бассейнах рр. Нюриченья, Расава, Мана Иняйская, на междуречье Хейджан–Асиберган. В опорном разрезе мощностью 640 м на левобережье р. Асиберган наблюдается чередование через 5–50 м пластов туфов дацитов, риодацитов, риолитов и потоков их лав [Атрашенко, 1985 ф]. В таком же соотношении туфы и лавы находятся в разрезе толщи мощностью 780 м на междуречье Нют–Ландыш. Здесь же отмечаются единичные пласты туфопесчаников (20 м), туфоконгломератов (50 м), потоки игнимбритов риолитов и риодацитов (до 5 м) [Тиньков, 1998 ф]. В верховье р. Мана Иняйская в разрезах хейджанской толщи мощностью до 580 м при преобладании туфов, лав и лавобрекчий риолитов значительная доля (около 35 %) приходится на игнимбриты риолитов и риодацитов, слагающих потоки мощностью 10–75 м. На междуречье Бувтыкан–Мана толща, имеющая в разных выходах мощность от 200 до 480 м, сложена игнимбритами дацитов и риодацитов, реже риолитов [Архангельская, 2001].

Субвулканические образования ( $K_1hd$ ) представлены полого-залегающими трещинными и субпластовыми телами, лакколитами, силлами и разноориентированными дайками риолитов ( $\lambda K_1hd$ ), риодацитов ( $\lambda\zeta K_1hd$ ), дацитов ( $\zeta K_1hd$ ), прорывающими терригенные отложения перми, туфогенно-осадочные – верхней юры, покровные вулканиты ульбериканской свиты и хейджанской толщи. Наиболее крупные интрузивы риолитов с площадью выходов на дневную поверхность 3,5–40 км<sup>2</sup> находятся на междуречье Нилгысыг–Иня, риодацитов (9–16 км<sup>2</sup>) – в верховье р. Мана и на междуречье Нюриченья–Расава. Их контакты как относительно полого (30–40°), так и круто (60–70°) падают в сторону от вмещающих пород.

*Жерловые образования.* В бассейнах нижних течений рр. Тунманон и Асиберган выявлено по два некка овальной в плане формы площадью до 0,5 км<sup>2</sup>. Их контакты крутизной 60–70° падают как от вмещающих покровных дацитов и риодацитов, так и по направлению к этим покровам. В бассейне р. Асиберган некки имеют концентрически-зональное строение: краевые части их сложены дацитами и лавобрекчиями дацитов, центральные – туфами дацитов, прорванными дугowymi дайками андезитов и дацитов. В бассейне р. Тунманон некки полностью выполнены агломератовыми туфами дацитов [Атрашенко, 1985 ф].

По данным химического анализа, вулканиты хейджанского комплекса относятся к породам калиево-натриевой серии нормального ряда с суммой щелочей 6,50–7,90 % при содержании Na<sub>2</sub>O 3,90–4,10 % [Атрашенко, 1985 ф]. Полезных ископаемых, связанных с хейджанскими вулканитами, в районе не известно.

Раннемеловой возраст комплекса определяется согласным залеганием хейджанской толщи на ульбериканской свите и прорыванием её на междуречье Нюриченья–Расава интрузиями гранодиоритов раннемелового охотинского комплекса [Раузер, 1983 ф.].

## Уяндино-Ясачненская СФО (4)

### Дарпирская СФЗ (4.2)

Нижнемеловые стратифицированные образования Дарпирской СФЗ расположены на соседней к востоку территории, на листе Р-56. На листе Р-55 к этому комплексу относятся лишь субвулканические дайки.

Вулканическая серия Немичанской гряды, субвулканические образования ( $K_{1ng}$ ) представлены штоками, силлами и дайками базальтов и долеритов ( $\beta$ ) и андезибазальтов ( $\alpha\beta$ ). Породы среднего состава представлены непоказанными на карте мелкими телами и дайками андезитов и дациандезитов. Субвулканические тела серии по данным химического анализа относятся к нормальному ряду со щелочностью калиево-натриевого типа для основных-средних пород [Кузнецов и др., 2008]. Возраст пологопадающей субвулканической дайки долеритов серии на левобережье р. Таскан (руч. Ожидание), определенный U-Pb SHRIMP методом –  $123\pm 4$  млн лет, что близко к рубежу апта и неокома.

### Альбский ярус

## Охотско-Чукотская СФО (6)

### Яно-Эвенская СФЗ (6.4)

Нанкалинская свита ( $K_{1nn}$ ) к востоку от листа Р-55 без видимого несогласия залегает на кирикской толще или несогласно перекрывает верхнеюрскую-нижнемеловую момолтыкическую свиту [Кузнецов и др., 2008]. На территории листа свита распространена вблизи западной границы Яно-Эвенской СФЗ. Образована плагиоклазовыми и пироксеновыми андезитами, андезибазальтами, андезидацитами и их туфами, сменяющимися в верхней части разреза игнимбритами и туфами риолитов и дацитов с горизонтами песчаников и конгломератов. Для свиты принимается альбский (средний альб?) возраст на основании стратиграфического положения между ранне-среднеальбской кирикской толщей и верхнеальбской арманской свитой, перекрывающей толщу согласно или с местным размывом. По химизму вулканыты свиты отвечают известково-щелочной серии. Мощность достигает 1200 м.

Арманская свита ( $K_{1ar}$ ) на территории листа распространена на небольшом участке на правобережье р. Сеймкан. Основание не вскрыто, перекрывается вулканиками верхнемеловой хольчанской свиты. Свита сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, андезитами, туфами андезитов и дациандезитов. Юго-западнее территории листа в составе свиты преобладают андезиты и андезибазальты, содержащие пласты и пачки терригенных и вулканогенно-терригенных пород различной мощности. Возраст свиты определяется присутствием в ее составе специфического комплекса палеофлоры (арманская стратифлора). Стратиграфическая позиция свиты и входящей в ее состав палеофлоры Решениями ... [2009] определены как самые верхи альба. Мощность на территории листа не более 1500 м.

### **Нараулийский андезитовый вулканический комплекс.**

Нараулийская свита ( $K_{nr}$ ) с несогласием перекрывает породы хейджанской толщи соседней Центрально-Охотской СФЗ. Повсеместно перекрывается позднемеловой хольчанской свитой и более молодыми образованиями. Сложена порфиоровыми, миндалекаменными пироксен-плагиоклазовыми андезитами, андезибазальтами, базальтами с прослоями туфов и игнибригов дацитов, риодацитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов. Собранные в отложениях свиты остатки флоры не позволяют сделать определенные заключения о ее возрасте. На основании стратиграфической позиции и в соответствии с [Решения, 2009] возраст свиты принимается как позднеальбский. Мощность 430–450 м.

Субвулканические образования нараулийского комплекса представлены штоками андезитов ( $\alpha$ ).

### *Куйдусунская (6.1) и Нерючинско-Детринская (6.2) СФЗ*

**Авлинский андезитовый вулканический комплекс** представлен в основном покровной фацией.

Авлинская свита ( $K_{av}$ ) выделена О. П. Разгоновым [1961ф.] со стратотипом в верховье р. Авлия на соседней с запада территории, откуда она в небольших прерывистых выходах прослеживается в верховья рр. Нют и Нилгысыг, слагая основание Куйдусунского вулканического прогиба и с угловым несогласием залегая на пермских и триасовых отложениях Охотской и Яно-Колымской СФО. Свита состоит из андезитов и их туфов. Н. Г. Маннафовым [1983] приводится её разрез по р. Сирегнан: андезиты с прослоями (0,2–2 м) их туфов – 100–120 м; туфы андезитов с прослоями (до 0,3 м) туффитов, содержащих обрывки растений и линзы (до 0,1 м) каменного угля – 50–60 м, андезиты – 170–190 м. Всего по разрезу 320–370 м. Сходный разрез мощностью 360 м наблюдается в нижнем течении р. Сирегнан, но здесь меньше прослоев туфов, отсутствуют туффиты и каменные угли. Альбский возраст свиты обоснован остатками флоры в её стратотипе в верховье р. Авлия [Григорьев, Маркович, 2001].\* Общая мощность свиты принята по максимальному сечению – до 380 м.

*Субвулканические образования авлинского комплекса* представлены андезитами ( $\alpha K_{av}$ ) единственного субвулканического тела, отраженного на карте в центре изолированной вулканоструктуры на правобережье р. Хенике в ее среднем течении.

---

\*В Решениях... [2009] возраст авлинской свиты указан как альб-сеноманский. При этом не были учтены не известные к тому времени данные В. Б. Григорьева о сборах остатков флоры в её стратотипе.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

### Сеноманский ярус

#### Охотско-Чукотская СФЗ (6)

##### Куйдусунская (6.1) и Нерючинско-Детринская (6.2) СФЗ

Дюстачанский риолит-дацитовый вулканический комплекс широко распространен в Центрально-Охотской СФЗ, где представлен в основном покровной фацией. В Нерючинско-Детринской СФЗ наоборот, крупный субвулкан выделяется в истоках р. Нерючи, а покровные фации там имеют подчиненное значение.

Дюстачанская свита ( $K_2ds$ ) выделена О. П. Разгоновым [1961 ф] со стратотипом по руч. Дюстачан, правому притоку р. Юдома. Она представлена сероцветными туфами, игнимбритами, лавами дацитов, риодацитов, риолитов, туффитами и вулканогенно-осадочными породами, согласно залегающими на авлинской свите и с угловым несогласием на складчатых образованиях перми. Свита слагает относительно крупные отрицательные вулканотектонические структуры с центриклинальным залеганием покровов под углами  $5-30^\circ$  в бассейнах верхних течений рр. Нялоп, Халкан, Кеньеличи. Нижняя часть её (700–730 м) обнажена в истоках р. Нют, где низы свиты представлены игнимбритами риолитов и дацитов с единичными потоками (до 10 м) их лав – 250–270 м; туфами дацитов с прослоями (0,1–1 м) туффитов, туфопесчаников и редкими пластами (до 40 м) туфогравелитов и туфоконгломератов, слоями (до 4 м) туфоалевролитов и туфов с многочисленными остатками растений – 340 м; туфами дацитов и риолитов с прослоями (до 15 м) туфопесчаников – 110–120 м. В верховьях руч. Хиринях (левого притока р. Нонна) основание свиты сложено дацитами и риолитами, образующими покров мощностью 200–250 м. Верхняя часть свиты здесь (до 800 м) сложена в основном риолитами, риодацитами, дацитами, их туфами и игнимбритами при заметном преобладании лав, потоки которых чередуются через 5–40 м [Маннафов, 1978]. Лавовые потоки обычно выклиниваются на коротких расстояниях. В истоках р. Нют в туфопесчаниках, туфоалевролитах и туфах дюстачанской свиты выявлены отпечатки *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Hollick, *C. heterophylla* Hollick, *Sequoia* cf. *minuta* Sveshn., *S. cf. obovata* Knowlt, *S. cf. ambigua* Heer, *Nilssonia serotina* Heer, *N. cf. alaskana* Hollick, *Podozamites lancecolatus* (L. et H.) Braun и др. [Маннафов, 1978]. Учитывая стратиграфическую позицию дюстачанской свиты (между верхнеальбской авлинской и верхнесеноманской улынской свитами), возраст свиты принимается как сеноманский. Общая мощность дюстачанской свиты в Центрально-Охотской СФЗ – 900–1400 м.

Субвулканические образования – дациты ( $\zeta K_2ds$ ), риодациты ( $\lambda \zeta K_2ds$ ) и риолиты слагают в основном дайки, силлы и малые штокообразные тела с площадью выхода  $0,03-2$  км<sup>2</sup>, прорывающие покровные образования дюстачанской свиты, от которых отличаются условиями залегания, однородным составом, флюидалной текстурой в эндоконтактах субвулканических тел. Иногда они содержат обломки туфов и терригенных пород домелового фун-



дамента. Относительно крупные лакколитообразные интрузии дацитов находятся на междуречье Худжах–Халкан (16–20 км<sup>2</sup>), риодацитов – в верховье р. Майма (12 км<sup>2</sup>). От этих интрузий во вмещающие породы отходят пластообразные апофизы мощностью до 18 м, иногда имеющие близгоризонтальное залегание. Самое крупное субвулканическое тело риодацитов (около 250 км<sup>2</sup>) вскрыто в кольцевой вулканоструктуре в истоках р. Нерючи.

В эндо- и экзоконтактах субвулканических интрузий проявлено золото-серебряное оруденение, приуроченное к зонам метасоматического окварцевания и маломощным кварцевым жилам. По химическому составу риодациты и дациты комплекса относятся к натриевой серии пород при сумме щелочей 6,85–7,20 % [Маннафов, 1978].

### *Центрально-Охотская СФЗ (6.3)*

**Кунанский трахириолитовый вулканический комплекс.** Покровные и субвулканические образования комплекса слагают вулканоструктуры, расположенные на междуречье Хетас–Нилгысыг и в бассейне р. Ландыш.

Кунанская толща (K<sub>2</sub>kn) выделена А. П. Ивановым [1977 ф] в бассейне р. Охота. На территории листа Р-55 она представлена трахириолитами, риолитами, игнимбритами и туфами риолитов, трахидацитами и их кластолавами. В немасштабных выходах в бассейне р. Амбарчан наблюдалось налегание её на вулканы ульбериканского и хейджанского комплексов без признаков структурного несогласия, на терригенные отложения перми – с угловым несогласием [Эйхвальд, 1992 ф]. В бассейне р. Амбарчан, левого притока р. Нилгысыг, изучен наиболее полный разрез толщи [Тиньков, 1998 ф] (снизу вверх): риолиты с редкими пластами (до 20 м) их туфов – 200 м; трахириолиты – 135 м; кластолавы трахириолитов – 60 м; трахириолиты – 70 м; риолиты – 30 м. Всего по разрезу 495 м. В бассейне р. Ландыш в составе кунанской толщи преобладают игнимбиты трахириолитов, слагающие покров мощностью около 600 м (максимальной в районе), в котором отмечаются единичные потоки трахидацитов и их кластолав мощностью 8–12 м. В целом мощность свиты достигает 600 м.

*Субвулканические образования* – трахириолиты (τλK<sub>2</sub>kn) и трахидациты (τζK<sub>2</sub>kn) слагают в бассейне среднего течения р. Ландыш и верхнего – р. Нивака немногочисленные крутопадающие (60–90°) дайки мощностью 0,2–6 м и протяженностью 0,2–3 км. Простирание их преимущественно северо-западное и близмеридиональное. Они прорывают в основном покровные вулканы ульбериканского, хейджанского и кунанского комплексов, реже терригенные породы перми. Встречаются малые (первые десятки и сотни метров в поперечнике) лакколитообразные тела. Два крупных субвулканических интрузива закартированы на междуречьях Хетас–Икэлкан и Икэлкан–Нилгысыг. Первый из них (16x1–5 км), сложенный трахириолитами, вытянут в северо-западном направлении от верховья р. Икэлкан до верховья р. Амбарчан. Он имеет форму лакколита, контактовые поверхности которого под углами 30–70 ° падают под него. Трахидациты слагают более крупный (104 км<sup>2</sup>) и сложный интрузив. Кроме трахидацитов в нем отмечаются трахириолиты, риолиты и дациты, взаимоотношения между которыми не выясне-

ны. Контактные поверхности интрузива крутизной 40–60° падают как от, так и под него, но в целом он имеет близкую к лакколиту форму.

Риолиты, трахириолиты и трахидациты имеют стандартный для этого типа пород состав. По химическому составу вулканиты кунанского комплекса относятся к группе пород калиевой серии. В риолитах содержание щелочей составляет 7,47–7,86 %, в трахириолитах и трахидацитах – 8,25–8,60 % [Гиньков, 1998 ф]. С субвулканическими интрузиями трахириолитов связаны проявления урана и пункты минерализации молибдена, свинца, цинка и олова.

Позднемеловой возраст кунанского комплекса обоснован в его петротипической местности в бассейне р. Куна, где туфы кунанской толщи содержат остатки сеноманской листовой флоры [Иванов, 1977 ф].

### *Яно-Эвенская СФЗ (6.4)*

**Хольчанский комплекс риолит-дацитовый** весьма широко распространен в пределах Яно-Эвенской СФЗ.

Хольчанская свита ( $K_2hl$ ) залегает со стратиграфическим несогласием на нараулийской, сложена кристаллокластическими и порфирокластическими игнимбритами риодацитов, риолитов, дацитов с прослоями туфов риолитов, туфов дацитов, алевролитов, туфопесчаников, туфоконгломератов. Мощность изменяется от 300 до 1500 м. В алевролитах и туфопесчаниках свиты собраны растительные остатки на основании которых предполагается сеноманский возраст. Сеноманский возраст свиты предусмотрен и Решениями ... [2009].

*Экструзивные, жерловые и субвулканические тела* хольчанского комплекса среди и вблизи покровов свиты представлены экструзивными куполами, некками, трещинными телами, иногда крупными (до 200 км<sup>2</sup>) лакколитами, штоками и дайками риолитов и игнимбритов *риолитов* ( $\lambda K_2hl$ ), *дацитов* ( $\zeta K_2hl$ ). Тела прорывают покровы хольчанской свиты, а сами рассекаются дайками андезитов улынского комплекса, перекрываются игнимбритами риолитов ольской свиты.

### *Куйдусунская (6.1) и Яно-Эвенская (6.4) СФЗ*

**Улынский андезитовый вулканический комплекс** до последнего времени выделялся только в пределах Яно-Эвенской СФЗ. Однако отдельные покровы улынской свиты установлены на крайнем западе территории листа Р-55 и на листе Р-54 в пределах Центрально-Охотской СФЗ. В целом комплекс представлен как покровной, так и субвулканической фациями.

Улынская свита ( $K_{2ul}$ ) залегает со стратиграфическим несогласием и перерывом разной продолжительности на меловых вулканитах и чаще на подстилающих хольчанской (Яно-Эвенская СФЗ) и дюстачанской (Куйдусунская СФЗ) свитах. Перекрывается на территории Яно-Эвенской СФЗ ольской свитой. Повсеместно её разрез представляют чередующиеся через 10–60 м потоки двупироксеновых и роговообманково-пироксеновых андезитов разного цвета – от темно- до зеленовато- и коричневатого-серого. Изредка встречаются туфы андезитов, мощность пластов которых достигает 30 м, а в основа-

нии свиты – андезибазальты такой же мощности. Присутствуют прослои туфо-песчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов.

В породах свиты найдены ископаемые растительные остатки, среди которых присутствуют туронские виды, с учетом стратиграфического положения возраст свиты принимается сеноман-туронским.

*Экструзивные, жерловые и субвулканические образования улынского андезит-базальтового комплекса* представлены экструзивными куполами, неками, а также более крупными силлами, лакколитами и штоками андезитов ( $\alpha K_2ul$ ). Эти тела прорывают отложения хольчанской и дюстачанской свит. Наиболее крупное тело андезитов установлено в кольцевой вулканоструктуре в верховьях р. Кутана. Крупное (18 км<sup>2</sup>) интрузивное тело андезитов закартировано также в верховьях руч. Лев. Эффузивный. Оно представляет собой многокорневой лакколит, контактовые поверхности которого полого (10–20°) погружаются под вмещающие дациты и туфы дюстачанской свиты. Встречаются также невыраженные в масштабе карты трещинные тела и дайки андезитов, андезибазальтов, базальтов, лавобрекчий андезитов и дациандезитов. По химическому составу андезиты и андезибазальты относятся к породам нормального петрохимического ряда с содержанием SiO<sub>2</sub> – 54,2–62,6 %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – 3,79–4,96 % [Маннафов, 1978; 1983].

## **Туронский-кампанский ярусы**

### ***Охотско-Чукотская СФО (6)***

#### ***Куйдусунская СФЗ (6.1)***

#### **Нитканский риолитовый вулканический комплекс.**

Нитканская свита ( $K_2nt$ ) выделена О. П. Разгоновым [1961 ф] на соседней с запада территории. Она представлена в основном игнимбритами риолитов, в меньшей мере их туфами, слагающими обширные покровы на междуречьях Халкан–Олланджа, Худжах–Кеньеличи, в верховьях рр. Нют, Нялоп, руч. Медвежий и не выражающиеся в масштабе карты – на отдельных вершинах гор в пределах Куйдусунского прогиба. На улынской свите залегает согласно, на дюстачанской – без признаков структурного несогласия, но, вероятно, со стратиграфическим перерывом. В разрезах свиты на левобережьях рр. Эльген и Будыга порфиристо- и кристаллокластические игнимбиты риолитов образуют чередующиеся через 20–60 м потоки, отличающиеся разным цветом пород – от желтого, темно-зеленого, красно-коричневого до зеленовато-, коричневатого и светло-серого. Собственно «пестроцветность» пород является характерным отличительным признаком нитканской свиты. На междуречье Халкан–Олланджа в толще игнимбитов встречаются пласты мощностью до 50 м туфов риодацитов и дацитов [Маннафов, 1978]. Остатков ископаемой флоры в вулканиках нитканской свиты в районе не обнаружено. На соседней с северо-запада территории в них выявлен комплекс флоры, определяющий возраст свиты как турон–коньякский [Григорьев и др., 2001 ф]. Мощность свиты 800–900 м.

*Субвулканические образования* – риолиты ( $\lambda K_2nt$ ), риодациты ( $\lambda \zeta K_2nt$ ). Риолиты образуют относительно крупное (около 40 км<sup>2</sup>) тело слож-

ного строения в верховьях р. Худжах. Восточная часть его имеет форму лополита с падением контактов в сторону от вмещающих пород под углами 40–60°. К западу оно расщепляется на ряд сближенных апофиз субгоризонтального залегания. На водоразделе рр. Эльга–Друза риолиты на площади 130 км<sup>2</sup> слагают многочисленные дайки и лентообразные в плане тела. Первые из них имеют мощность 2–30 м, протяженность 0,4–5 км, простирание северо-западное. Мощность лентообразных тел 40–500 м, протяженность 1,2–4,5 км, простирание разнообразное, но преимущественно северо-западное. Участки наибольшего сгущения даек и лентообразных тел показаны на геологической карте как изометричные в плане интрузивы риолитов.

Пояс даек риолитов шириной 3–7 км и протяженностью 40 км прослеживается в северо-восточном направлении от западной границы района через верховье р. Халкан до верховья руч. Эффузивного и далее за пределы территории. Плотность даек здесь 40–60 шт. на ширину пояса, мощность их 5–20 м, протяженность до 6 км [Маннафов, 1978; 1983]. В наиболее мощных дайках иногда наблюдаются переходы риолитов в гранит-порфиры.

Риодациты слагают почти горизонтально залегающий на складчатых образованиях триаса лополит на левобережье р. Нонна. Слабо вогнутая центральная часть его занята покровными вулканитами улынского и нитканского комплексов. Внемасштабные провесы кровли, сложенные этими вулканитами, часто встречаются в северной и южной частях лополита. Предполагаемая мощность его 450–600 м [Маннафов, 1983].

*Жерловые образования.* В верховьях рр. Кеньеличи, Хейджан и на левобережье р. Нонна выявлено несколько некков диаметром до 30 м, выполненных лавобрекчиями, в которых обломки и глыбы (до 1 м в поперечнике) риолитов, дацитов и андезитов сцементированы олигофиновыми риолитами. Некки прорывают терригенные образования домелового фундамента [Маннафов, 1983].

По химическому составу вулканиты нитканского комплекса относятся к группе пород натриево-калиевой серии нормального ряда с суммой щелочей 6,58–8,59 % при содержании SiO<sub>2</sub> 70,02–75,08 %. В экзо- и эндоконтактах субвулканических интрузий риолитов и риодацитов отмечается убогая золото-серебряная минерализация. Калий–аргоновые датировки субвулканических риодацитов левобережья р. Нонна и игнимбритов риолитов в верховье р. Сирегнан (внемасштабный выход) одинаковы – 76 млн лет [Маннафов, 1983].

В северной части Куйдусунской СФЗ выделяется изолированное поле, сложенное вулканитами когарской свиты.

Когарская свита (K<sub>2</sub>kg) – описана на соседней с запада территории листа Р-54 как толща вулканитов смешанного состава, с существенной ролью андезитов и их туфов. Однако на рассматриваемой территории свита представлена преимущественно лавами риолитов с относительно небольшой ролью андезитов. Соотношения между лавами кислого и среднего состава фациальные. Позднемеловой возраст когарской свиты принят на основании ее залегания на нитканской и дюстачанской свитах. Причем, между нитканской и когарской свитами не устанавливается признаков несогласия. Покровы вулканитов когарской свиты прорываются гранодиоритами и умереннощелочными гранит-порфирами позднемелового нютско-куйдусунского плутониче-

ского ряда. Калий-аргоновые датировки дацитов и гранодиорит-порфиоров варьируют от 77 до 100 млн лет [Казакова и др., 2013]. Мощность свиты на территории листа Р-55 достигает 250 м.

### *Яно-Эвенская СФЗ (6.4)*

#### **Ольский риолитовый вулканический комплекс**

Ольская свита ( $K_{201}$ ) широко распространена по всей территории Яно-Эвенской СФЗ, особенно в кольцевых вулкано-тектонических структурах северной части зоны. Свита на подстилающей хольчанской свите залегает с размывом, с базальным горизонтом валунных и галечных туфоконгломератов в основании. В большинстве случаев устанавливается двучленное строение разреза свиты: в нижней части преобладают кристаллокластические игнимбриты риолитов и риодацитов с туфоконгломератами и туфами риолитов в основании; в верхней части располагаются литокристаллокластические туфы риолитов и риодацитов, игнимбриты и лавы риолитов, прослой туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность свиты составляет 500–1000 м. В туфоалевролитах свиты собраны ископаемые растительные остатки, среди которых присутствуют виды туронского времени; кроме того, в туфах риолитов нижней части свиты собраны отпечатки насекомых из отряда равнокрылых, клопов, жуков, паукообразных и перепончатокрылых, характерных для позднемеловой эпохи [Кузнецов и др., 2008]. Радиологический возраст пород свиты, определенный уран-свинцовым методом в двух точках на листе Р-55 составляет  $81,49 \pm 0,67$  и  $82,90 \pm 1,2$  млн лет, позволяет рассматривать возраст свиты вплоть до раннего кампана.

*Экструзивные, жерловые и субвулканические образования* ольского комплекса представлены экструзивными куполами, жерловыми некками, мелкими и крупными (до  $90 \text{ км}^2$ ) субвулканическими штоками, лакколитами, силлами, трещинными и кольцевыми телами и дайками афировых, порфириковых и невадитовых риолитов, игнимбритов и автомагматических брекчий риолитов ( $\lambda K_{201}$ ).

По данным химического анализа вулканыты ольской свиты относятся к нормальному и умеренно-щелочному рядам со щелочностью калиево-натриевого типа ближе к высококалиевым [Кузнецов и др., 2008].

### *Куйдусунская (6.1) и Яно-Эвенская (6.4) СФЗ*

**Мыгдыкитский базальтовый вулканический комплекс** – завершает вулканизм Охотоско-Чукотского вулканогенного пояса. Представлен покровными (мыгдыкитская свита) и субвулканическими образованиями.

Мыгдыкитская свита ( $K_{2mg}$ ) распространена на юге территории листа, где образует обширное вулканическое плато базальтов в истоках р. Яна площадью более  $500 \text{ км}^2$ . Небольшое поле свита занимает в истоках р. Майманджа. В Куйдусунской СФЗ покровы свиты имеют весьма небольшие размеры, поэтому на карте в этой зоне отражены только субвулканические образования комплекса. Стратотип на левобережье р. Лев. Яна.

На нижележащей ольской свите мыгдыкитская свита залегает со стратиграфическим несогласием и размывом. В основании наблюдаются линзы кон-

гломератов, сложенные продуктами разрушения игнимбритов ольской свиты. Свита сложена оливиновыми, оливин-пироксеновыми, пироксеновыми и двупироксеновыми базальтами, андезибазальтами, реже гиперстеновыми андезитами, туфами андезитов и базальтов. В составе свиты в разных частях разреза присутствуют также прослои игнимбритов, и туфов кислого состава, кремнистых туфов, опоковидных пород, небольшие потоки риолитов. Лавы базальтов по химическому составу относятся к высокоглиноземистым породам нормального и умереннощелочного ряда калиево-натриевого типа. Растительные остатки из пород свиты имеют поздне меловой возраст. Абсолютный возраст пород свиты, определенный на соседней территории листа Р-56 U-Pb SHRIMP ( $76,8 \pm 1,3$  млн лет) и аргон-аргоновым ( $74-78$  млн лет) методами [Кузнецов и др., 2008]. На территории листа из небольшого экструзивного штока брекчиевых витрориолитов в стратотипе мыгдыкитской свиты получена U-Pb SHRIMP датировка  $75,0 \pm 1,2$  млн лет (определение ЦИИ ВСЕ-ГЕИ, колл. А. В. Альшевского). Приведенные геохронометрические данные определяют кампанский возраст мыгдыкитской свиты и одноименного вулканического комплекса. Мощность свиты 900–1000 м.

*Субвулканические образования* – базальты, андезибазальты, долериты ( $\beta K_2mg$ ), андезиты ( $\alpha K_2mg$ ) слагают многочисленные дайки и единичные штокообразные тела. В резко подчиненном количестве среди платобазальтов присутствуют небольшие дайки и штоки экструзивных пород кислого состава. Из-за небольших размеров тела кислого состава не отображены на геологической карте масштаба 1 : 1 000 000. Наиболее насыщенная дайками мыгдыкитского комплекса зона прослеживается от верховьев р. Нют до верховьев р. Эльген. Эта зона северо-восточного направления шириной 8–25 км имеет протяженность 75 км. Дайки прорывают пермские терригенные и все меловые магматические образования, включая умереннощелочные граниты нютско-куйдусунского плутонического комплекса. Количество даек доходит до 100 на 1 км поперечного сечения пояса. Их простирание в основном совпадает с простиранием зоны и только в бассейне р. Эльген плавно меняется на субширотное. Мощность даек 0,5–2 м, редко до 15 м, длина 0,2–8 км, залегание близвертикальное [Маннафов, 1978]. Несколько штокообразных тел базальтов с площадью выхода 0,2–0,5 км<sup>2</sup>, прорывающих вулканы дюстанчанского и нитканского комплексов, выявлено на междуречье Халкан–Эффузивный и в верховье р. Худжах. Относительно крупное (1,8 км<sup>2</sup>) тело базальтов с полого ( $10-20^\circ$ ) погружающимися под вмещающие породы контактами закартировано на водоразделе Халкан – Олланджа [Маннафов, 1978]. По химическому составу базальты и андезибазальты принадлежат группе пород нормального ряда с суммой щелочей 3,20–4,80 % с небольшим преобладанием натриевой составляющей над калиевой [Архангельская и др., 2001 ф].

### ***Аркагалинская СФО (8)***

Аркагалинская СФО – небольшая специфическая область развития полого лежащих поздне меловых отложений в изолированных участках (впадинах), среди дислоцированных триасовых и юрских отложений в северной части

листа. Среди позднемеловых образований области присутствуют вулканиты, в том числе субвулканические тела.

**Аркагалинский трахиандезитовый вулканический комплекс** представлен одноименной свитой, в которой преобладают континентальные осадочные отложения, однако присутствуют и стратифицированные вулканиты. Последние сопровождаются субвулканическими образованиями.

Аркагалинская свита ( $K_2ar$ ) выходит на двух участках в бассейне р. Аркагала: выше слияния с р. Мянунджа (южный участок) и севернее в районе впадения в р. Аркагалу руч. Тал-Юрях (северный участок). Свита залегает с резким угловым несогласием на размытой поверхности сложодислоцированных пород триаса и юры. Характеризуется резкой фациальной изменчивостью и неоднородностью состава: конглобрекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, углистые сланцы, андезиты, туфы риолитов, дацитов, туфогенно-осадочные образования разного гранулометрического состава. На южном участке в основании разреза наблюдается слой темно-коричневых бокситоподобных пород мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, включающий обломки подстилающих пород (содержание  $Al_2O_3$  34–38 %) [Семейкин, 1960 ф]. По литологическому составу здесь выделяется три горизонта, прослеживающиеся по всей территории: нижних конгломератов, угленосный и непродуктивный [Тумаков, 1959 ф]. В краевых частях впадины развиты конглобрекчии, конгломераты, частично сменяющиеся к центру впадины песчаниками, алевролитами с невыдержанными прослоями каменного угля и туфов.

На северном участке кроме горизонта нижних конгломератов в интервале разреза до продуктивного горизонта выделяется осадочно-туфовый угленосный горизонт, содержащий угольные пласты рабочей мощности. Продуктивный горизонт представлен преимущественно полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Реже встречаются аргиллиты, углистые аргиллиты, а также конгломераты, залегающие в виде линз мощностью до 5 м. Горизонт содержит три, местами два угольных пласта рабочей мощности от 1,5 до 16 м. Верхний пласт местами достигает 12,3 м, а на отдельных участках территории выклинивается. Наряду с основными пластами повсеместно встречаются линзообразные прослои, иногда достигающие рабочей мощности. Непродуктивный горизонт, условной границей которого является кровля последнего угольного пласта, завершает разрез аркагалинской свиты. Горизонт сложен: песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами. Мощность его изменяется от 90 до 275 м. На нем с размывом залегает долгинская свита.

Отложения свиты богаты растительными остатками, особенно на площади северного участка, где наблюдаются хорошие обнажения по руч. Тал-Юрях и Грязный. В. А. Самылиной [1988] определено 86 видов, составляющих основу аркагалинского комплекса стратофлоры: *Coniopteris tschuktschorum* (Krysht.) Samyl., *Cladophlebis septentrionalis* Holl., *Sphenopteris* aff. *brulensis* Bill, *Ginkgo pilifera* Samyl., *G.* ex gr. *sibirica* Heer, *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *P. glabra* Samyl., *P. papulosa* Samyl., *P. steenstrupii* Sew., *Leptosrobis globosa* Samyl., *L. parvus* Samyl., *Araucarites microphyllus* Sveshn., *Cephalotaxus* aff. *microphylla* Sveshn. et Budan. ts., *Tor-*

*reya gracillima* (Holl.) Krysht. et Baik., *Taxites* ex gr. *intermedius* (Holl.) Samyl., *Pseudolarix bacharevii* Vachr. et. Lebed., *Pityophyllum* ex gr. *staratschinii* (Heer) Nath, *Metasequoia* ex gr. *occidentalis* (Newb.) Chaney, *Sequoia microlepis* Sveshn., *S. minuta* Sveshn., *Lidocedrus catenulata* (Bell) Krysht., *Thuja cretacea* (Heer) Newd., *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry, *T.* ex gr. *richardsonii* (Heer) Krysht., *Ziziphus varietas* Holl., *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht. и многие другие. По заключению В. А. Самылиной, он относится к сеноману-раннему турону. В. С. Маркевич [1989], исследовавшей споропыльцевой комплекс из отложений аркагалинской свиты и определившей в них такие формы, как *Aquilapollenites* sp., *A. subtilis* Mtch., *A. asper* Mtch., *Pentapollenites* sp., *P. normalis* Takah., *Parviprojectus* sp., *P. reticulatus* Mtch. и др., делает заключение о более молодом, чем ранний турон, возрасте. Г. Г. Филиппова [1993], определяя место аркагалинского комплекса стратофлоры в эволюционном ряду развития меловой растительности на Северо-Востоке России делает заключение о коньяк-кампанском возрасте свиты. Этот возрастной интервал принят на геологической карте листа Р-55.

Максимальная мощность аркагалинской свиты в едином разрезе, установленная по данным бурения на территории листа составляет 360–560 м [Петухов и др., 1999а].

Субвулканические образования аркагалинского вулканического комплекса представлены штоками трахиандезитов ( $\tau\alpha K_2ar$ ) и трахибазальтов ( $\tau\beta K_2ar$ ), группирующихся вблизи южного участка развития аркагалинской свиты и к востоку от неё.

Долгинская свита ( $K_2dl$ ) вскрывается на левобережье р. Аркагала, а также в среднем течении р. Худжах.. Залегает с разрывом на отложениях аркагалинской свиты, иногда с угловым несогласием. На р. Худжах с разрывом и угловым несогласием непосредственно на отложениях средней юры. Сложена преимущественно конгломератами с прослоями и линзами песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых алевролитов и очень редко угля. Породы слабо диагенизированы, плохо отсортированы, с горизонтальной, волнистой и косоволнистой слоистостью. В конгломератах свиты по данным химанализа отмечено золото до 0,4 г/т. Немногочисленные находки флоры представлены *Sequoia lansdorfii* (Brond.), *Osmunda* sp., *Tumion* sp. На территории листа в долгинской свите собрана и определена флора, аналогичная установленной в аркагалинской свите, только несколько беднее в видовом отношении. Для отложений принимается возрастной диапазон аркагалинской свиты – коньяк-кампанский [Петухов и др., 1999а,б]. Мощность 250–360 м..

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ, МААСТРИХСКИЙ ЯРУС – ПАЛЕОГЕН

### Аркагалинская СФО (8)

Отложения верхов мела-палеогена установлены на севере территории, представлены единственной свитой континентальных отложений – сарга-юряхской.

Сарга-юряхская свита ( $K_2-Psjj$ ) выделена В. И. Крутоус, Б. В. Белой. [Крутоус, Белая, 1988]. На дневной поверхности вскрывается в



среднем течении р. Берелех. Кроме того, вскрыта скважиной под четвертичными отложениями в бассейне р. Малык-Сиен. Залегает с размывом на дислоцированных отложениях средней юры. Сложена в основном конгломератами, в средней части содержит прослои песчаников, алевролитов, аргиллитов. Спорово-пыльцевой комплекс характеризуется бедностью состава. В. И. Крутоус, учитывая отложения свиты, вскрытые в бассейне р. Малык-Сиен, пришел к выводу о её поздне меловом-палеогеновом возрасте. Мощность 250–800 м.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

### НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения территории листа обнажаются в подавляющем большинстве неотектонических впадин и долин крупных рек. Они принадлежат Верхояно-Чукотской и Северо – Восточного Приохотья СФО.

Неогеновые отложения (N) ограниченно развиты в крупной наложенной впадине, в нижнем течении реки Челомджа (Северо – Восточного Приохотья СФО, Тауйско – Ямская СФцЗ, Челомджинский СР), отложения представлены галечниками, песками, суглинками, глинами с прослоями алевролитов и лигнитов. Характерной особенностью является рыжий и бурый цвет суглинков в основании толщи. Мощность отложений, судя по гипсометрическим отметкам подошвы и кровли толщи, достигает 85 м. Спорово-пыльцевой комплекс из этих отложений характеризуется преобладанием древесно-кустарниковых растений (70 – 82 %) и подчиненным количеством трав (12 – 20,5 %). Среди древесно-кустарниковых преобладает пыльца берез (60,6 – 68,3 %), в том числе берез секции Альба (0,6 – 9,5 %), ольховника (7,2 – 40,9 %), сосен (4,5 – 11,4 %), лиственницы, ели, ольхи. Группа недревесных растений представлена, в основном, пыльцой верескоцветных (4 – 10 %), осок (0,4 – 2 %), злаков (0,2 – 12,2 %) и гвоздичных (0,2 – 0,3 %). В группе спор (2,4–16,3 %) больше всего зерен сфагновых мхов.

### МИОЦЕН

Бувтыканская толща (N<sub>1</sub> bv) выделяется в долине реки Расава у южной рамки листа (Северо – Восточного Приохотья СФО, Тауйско – Ямская СФцЗ). Взаимоотношение с подстилающими породами не наблюдалось. Слои сложены конгломератами, галечниками, песками, песчаниками, аргиллитами, плотными серыми глинами с линзами бурого угля. Мощность до 20 м. Возраст обоснован СПК, по которым реконструируются широколиственные и сосново-березовые леса с участием таксодиевых и вечнозеленых.

В. А. Архангельская [2001] приводит разрез толщи видимой мощностью 9,3 м, в котором нижняя часть (7,5 м) представлена слабосцементированным гравийно-галечным материалом и песками, верхняя (1,8 м) – глинами с обломками углефицированной древесины и линзами (до 0,4 м) лигнита. Графически вычисленная мощность толщи в районе около 20 м.

Спорово-пыльцевой комплекс, выявленный в глинах верхней части толщи, определен как миоценовый [Архангальская, 2001].

Делянкирская свита ( $N_1dl$ ) образует значительные выходы в Делянкирской и Одонканской впадинах (бассейн р. Нера), (Верхояно-Чукотская СФО, Верхнее – Колымская СФцЗ), где несогласно перекрывает породы триасовой системы. Свита сложена галечниками, песками, глинами, суглинками, с прослоями бурых углей. Мощность – 30–50 м. Возраст толщи принят на основании палеонтологических находок – *Picea pacifica* Dorof., *P. sp.*, *Larix minuta* (Vassk.) Dorof., *L. dahurica* Turcz., *Selaginella* aff. *selaginoides* Link., *Najas marina* L., *Eriophorum* sp., *Epipremnum crassum* C. et E.Reid., *Potamogeton* cf. *polygonifolius* Pourr., *Carex* sp., *Ranunculus* aff. *sceleratus* L., *Cornus* sp., *Diervilla* sp., *Calla palustris* L. [В. И. Крутоус и др., 1992]. *Pinus itelmenorum* Vassk., *P. nagajevii* Vassk., *P. spinosa* Herbst, *P. oligolepis* Miki, *Picea latibracteata* Miki, *P. pacifica* Dorof., *Larix palaeosibirica* Dorof., *L. antiqua* Dorof., *L. minuta* (Vassk.) Dorof., [Баранова, 1967].

### ПЛИОЦЕН

Как правило, плиоценовые отложения погребены под чехлом четвертичных образований и вскрыты буровыми скважинами. На карте террасовые выходы плиоцена показаны редко в связи с малой мощностью отложений и незначительностью площадей обнажения. Образования плиоцена ( $N_2$ ) развиты в бассейне реки Берелех и ее притока р. Сусуман (Верхояно-Чукотская СФО, Верхнее – Колымская СФцЗ), слагают террасы 70–80-метрового уровня. Залегают с размывом на терригенных толщах юры. Образования представлены галечниками, песками, супесями, илами, торфом, прослоями лигнитов и вулканическими пеплами. Мощность толщи изменяется от 5 до 50 м. Из песков и суглинков верхней части выделены СПК, на основании которых и принят возраст подразделения – *Pinus itelmenorum* Vassk., *Picea wollosoviczii* Sukacz., *P. bilibinii* Vassk., *P. sp.*, *Larix minuta* (Vassk.) Dorof., *L. cf. omoloica* Dorof. [В. И. Крутоус, Б. В. Белая, 1988].

### КВАРТЕР

Четвертичные отложения на территории листа по вещественным, геоморфологическим и палинологическим данным расчленены на образования среднего, верхнего и нижнего звеньев неоплейстоцена и голоценовые отложения. Рыхлые отложения распространены повсеместно и представлены образованиями водного, ледникового и гравитационного рядов, техногенными отложениями. Нижнее и среднее звенья исследованы в основном по горным выработкам. На поверхности они локально обнажены в уступах террас.

На данной территории четвертичные отложения имеют большое значение, в аллювии заключены многочисленные россыпные месторождения золота, разработка которых ведется по настоящее время.

Расчленение отложений проведено в соответствии с серийной легендой Верхояно-Колымской серии листов Госгеолкарты–1000/3.

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

### Нижнее звено

Нижнее звено в пределах листа представлено аллювиальными отложениями полуденского горизонта и нерасчлененными отложениями.

Аллювиальные отложения ( $aQ_1; aI$ ). Нерасчлененные отложения нижнего звена выделены в бассейне р. Челомджа на ограниченной площади в верховьях реки (Северо – Восточного Приохотья СФО, Тауйско – Ямская СФцЗ и Верхояно-Чукотская СФО, Верхнее – Колымская СФцЗ). Они слагают верхние части довольно обширных водораздельных пространств, представлены аллювиальными песками, глинами, супесями, суглинками, галечниками с валунами, галечниками со щебнем, дресвой, слагающие надпойменные террасы (до 80 м).

Также они слагают аккумулятивный чехол 200-метровой цокольной террасы на левобережье р. Асиберган площадью около  $1 \text{ км}^2$ . Преобладают галечники, пески, гравийники мощностью 15–20 м. Отмечаются прослои (до 1,5 м) супесей, суглинков, глин, валунников [Атрашенко и др., 1985 ф]. В долине р. Тас нижнеплейстоценовый аллювий погребен под склоновыми отложениями и представлен галечниками, песками с включением щебня, дресвы, редких валунов [Архангельская и др., 1998]. Единичные хорошо окатанные гальки и их небольшие россыпи встречаются на площадках террас высотой от 140 до 260 м в долинах рек Нонна, Майма, Эльген и Худжак [Маннафов, 1983].

Спорово-пыльцевые комплексы, выявленные в палинологических пробах, отобранных из рассматриваемых отложений в бассейне р. Тас, характеризуют растительность темнохвойных и смешанных лесов с тсугой и широколиственными представителями маньчжурской флоры. Такой спектр, по мнению палинологов Г. Н. Шиловой и Н. Д. Литвиненко, свидетельствует о формировании содержащих их осадков в период раннеплейстоценового потепления [Литвинов, 1978; Шаров и др., 2001 ф].

К нерасчлененным аллювиальным отложениям нижнего звена приурочены погребенные россыпи золота.

Аллювий Полуденского горизонта ( $aQ_{Ipl}$ ) установлен на поверхностях террас р. Колымы высотой от 45–60 до 80–90 м (Верхояно-Чукотская СФО, Верхне – Колымская СФцЗ). Горизонт представлен аллювиальными галечниками с суглинками и песками, галечнистыми супесями и суглинками с включениями щебней. Мощность составляет около 30, но может достигать 80 м. Отложения залегают на размытой поверхности отложений триаса и юры. СПК характеризуют растительность холодных и теплых эпох раннего неоплейстоцена [Чанышева и др., 1985 ф, Кузнецов, 1989].

### Среднее звено

Средний неоплейстоцен представлен аллювиальными, ледниковыми, флювиогляциальными, озерными и ледниково-озерными отложениями и нерасчлененными аллювиальными отложениями.

В Верхне-Колымской СФцЗ выделены отложения кюрбеляхского, левобережского, болотнинского и малък-сиенского горизонтов, стратотипы которых изучены в Малък – Сиенской впадине. Горизонты соотнесены со ступенями общей стратиграфической шкалы. Отложения не обнажены и показаны только на схеме соотношений к карте четвертичных образований\*.

Первая – третья ступени среднего неоплейстоцена.  
Кюрбеляхский горизонт

Аллювий кюрбеляхского горизонта (**allkr**)\* выполняет тальвеги погребенных долин, не обнажен и показан только на схеме соотношений к карте четвертичных образований. Расположен в основании стратотипического разреза, (скв. 2 гл.54,7–60 м). Вверху слоя галечники темно-серые, внизу – желтовато-серые, с валунами гранитов размером до 0,3–0,5 м. В базальном слое аллювия подпрудной долины р. Берелех, на руч. Мокрый была обнаружена плюсовая кость, принадлежащая, по определению А. П. Васьковского, среднееоплейстоценовому подвиду лошади *Equus caballus* L. [Крутоус, Кыштымов, 1989].

СПК представлен равным участием спор и пыльцы, в целом, отражает лиственничные и березовые леса и редколесья с примесью тсуги (?), елей, сосен, участки ольшаников, пояс зарослей ольховника и кедрового стланика, сфагново-ерниковые группировки. Такие растительные сообщества существовали, по заключению Р. А. Баскович, в климатических условиях конца 1-го среднееоплейстоценового межледниковья. Намагничность отложений положительная [Решения ..., 1987].

В долине руч. Плоский (левый приток р. Худжах) аллювий этого возраста представлен галечниками (4 м) со значительным количеством древесных остатков и кусочками блестящего каменного угля. Погребенные галечники, гравий, песок, суглинки, щебень, вскрыты под отложениями, слагающими 30–40 метровые террасы р. Дебин и его притоков; мощность их – первые метры.

Также, аллювиальные отложения слагают аккумулятивный чехол высоких террас в долинах рек Асиберган, Нилгысыг и Иня (Ульбейская СФцЗ). Они представлены галечниками, гравийниками, валунниками, песками, супесями, суглинками. В разрезах террасы на междуречье Ангач–Кали и на правобережье р. Иня наблюдаются переслаивающиеся через 0,5–8 м валунные галечники, иногда валунники с песками, суглинками и супесями, отмечаются линзы (до 0,5 м) глин. Вскрытая мощность отложений – до 29 м [Атрашенко и др., 1985 ф].

Палинологические спектры в пробах из аллювия характерны, по мнению палинологов З. М. Сырьевой, А. Р. Боковой, Н. Д. Литвиненко, для хвойно-березовых лесов с примесью ольхи и умеренно теплолюбивых широколиственных пород, свойственных периоду среднееоплейстоценового потепления. В спорово-пыльцевом спектре определены: доминанты – *Picea* sp., *P. sect. Omorica*, *Betula* sect. *Albae*, *B. platiphilla*, *Pinus subgen* *Harpoxylon*, субдоминанты – *Picea sibirica*, *P. sp.*, *Polypodiaceae*, *Alnus*, *Ericaceae*, *Sphagnum*, сопутствующие – *Larix*, *Abies*, *Gramineae*, *Ranunculaceae*, *Artemisia*, *Corilus*,

*Ulmus*, единичные – *Tilia*, *Acer*, *Juglans*, *Quercus*, *Aralia*, *Carpinus* [Атрашенко и др., 1985 ф; Шаров и др., 2001 ф].

В Малык – Сиенской впадине в стратотипическом разрезе, скв. 3 (интервал 165–211 м) аллювий залегает на элювии коренных пород, представлены галечниками с суглинком, щебнем, песком и прослоями супесей, сверху – суглинистыми отложениями с растительными остатками. Мощность – до 46 м.

Озерные отложения кюрбеляхского горизонта (**Шкр**)\* вскрыты в Малык – Сиенской впадине (руч. Озерный) скв. 2 на глубине 64,5 – 75 м. Отложения представлены иловатыми льдистыми суглинками и темно – серыми до черных илами, в верхней части с примесью песка, в нижней – оторфованные. Мощность – до 10,5 м.

#### Четвертая ступень среднего неоплейстоцена ледниковая. Левоберелехский горизонт

Аллювиальные отложения левоберелехского горизонта (**аШб**)\* представлены галечниками валунными, со щебнем и дресвой. На них залегают ледниково – озерные суглинки, супеси и алевритовые пески (**lgШб**)\*. Аллювий изучен в разрезе, скв. 2 (инт.гл. 46,8–54,7 м), им сложена 20 – 30 метровая терраса р. Берелех у руч. Далекий.

СПК, полученный Р. А. Баскович [Крутоус, 1966 ф], отражает моховую кустарничково-разнотравную тундру, участки лесотундры – лиственница, кедровый стланик, ольховник, примесь ольхи, березы, спорадически елей. Намагниченность отложений положительная [Решения ..., 1987].

Также, аллювиальные отложения распространены на юге листа в бассейнах рек Нилгысыг, Иня, Хейджан, Асиберган (Ульбейская СФцЗ) [Атрашенко и др, 1985 ф]. Представлены галечниками, валунниками, песками, гравийниками, линзами переслаивающихся песков и илов. Ими сложен аккумулятивный чехол 40–50-метровых надпойменных террас. Наиболее полный разрез отложений мощностью около 40 м изучен на правом берегу р. Иня в её среднем течении. Здесь в устье третьей надпойменной террасы наблюдаются переслаивающиеся галечники, гравийники, разнозернистые пески с линзами мелкозернистого песка и ила.

Ледниково-озерные отложения левоберелехского горизонта (**lgШб**)\* наблюдались в разрезе, (скв. 2 инт.гл. 46,8–54,7 м), пройденной на 20–30 метровой террасе р. Берелех у ручья Далекий. Представлены озерными суглинками, супесями и алевритовыми песками. Мощность – до 12 м.

Ледниковые образования левоберелехского горизонта (**gШб**)\* – левоберелехские слои в стратотипическом разрезе (скв.3, интервал 145–165 м) в Малык-Сиенской впадине перекрывают аллювий кюрбеляхских слоев и представлены суглинками с валунами, дресвой, льдистыми песками. Мощность – до 20–80 м. В долине р. Берелех (руч. Вечерний) шахтой вскрыты суглинки, супеси с валунами, щебнем (11 м); вблизи руч. Валунный в ледниковые отложения включены небольшие вертикально поставленные оттор-

женцы слоистого торфа и слоистых суглинков, глыбы льда, крупные валуны и их скопления.

Палинокомплексы, выявленные в этих отложениях, отражают преобладание в период их формирования горно-тундровых и лесотундровых ценозов с ерниками и ольховниками, характерных для периода похолодания, синхронного со среднелепесточеновым самаровским оледенением Средней Сибири [Атрашенко и др., 1985 ф; Шаров и др., 2001 ф].

Флювиогляциальные отложения левобережельского горизонта (fIIIb)\* вскрыты в долине р. Берелех выше руч. Хетакчан и в Малый – Сиенской впадине, где переслаиваются с ледниковыми отложениями. Они представлены галечниками, чередующимися с супесями, суглинками с небольшим количеством щебня, гальки. В Талонской впадине сложены мелковалунно – гравийными галечниками мощностью более 20 м.

#### Пятая ступень среднего неоплейстоцена межледниковая. Болотнинский горизонт

Аллювиальные отложения болотнинского горизонта (aIIIb)\* в верховье р. Худжах на поверхности 80 – 100 метровой террасы представлены буровато – серыми и серыми галечниками с прослоями супесей, включающих мелкую гальку и древесные остатки. В бассейне р. Асиберган отложения представлены галечниками, щебнем и песком, слагают 5 – метровую террасу по руч. Перевальный. [Решения, 1987].

В приустьевой части долины р. Бурканди аллювиальные отложения, представлены красновато-бурными галечниками залегают непосредственно на синевато-серых галечниках кюрбеляхского горизонта. Мощность более 10 м. В этих отложениях содержатся остатки *Larix Cajanderii* Mayr (определения А. П. Васьковского) со спорами сфагновых мхов (92 %) и пылью ели (8,5 %), гаплоидных сосен (39 %), ольховника (23 %), березы (15 %) [Омиров, Лычагин, 1977. С. 84.].

Озерные отложения болотнинского горизонта (IIIb)\* залегают на образованиях левобережельского горизонта и представлены озерными суглинками, супесями, песками с линзами и прослоями льда, и залегающие на них слоистые аллювиальные галечники. Мощностью 13 м в разрезе, (скв. 2 инт.гл. 33,8–46,8 м) на 20 – 30 метровой террасе в верховьях р. Берелех у руч. Далекий. СПК восстанавливает лиственничные и березовые леса и редколесья с участием елей, сосен, тсуги(?); широко развиты сфагново-ерниковые группировки, пояс кедрового стланика и ольховника, по долинам ольшаники. [Решения ..., 1987].

Озерно – аллювиальные отложения болотнинского горизонта (IaIIIb)\* – вскрыты в Малый-Сиенской впадине в разрезе скважины (стратотип скв. 3, интервал 119–145 м), на правом берегу р. Кюрбелях в интервале 97 – 137 м. Лежат на морене левобережельских слоев и представлены галечниками с песком, щебнем, суглинками с прослоями глин, мощность 26 м.

По заключению Э. Д. Титовой, СПК восстанавливают растительность переходного этапа от среднеплейстоценового межледниковья к эпохе оледене-

ния: господство пыльцы кустарниковых берез, ольховника и вересковидных. Пыльца деревьев, преимущественно березы и ольхи суммарно не превышает 25 % [Крутоус и др., 1983.].

### Шестая ступень среднего неоплейстоцена ледниковая. Малык-сиенский горизонт.

Аллювиальные отложения малык-сиенского горизонта (aIIms)\* – преимущественно аллювиальные галечники. Широко развиты в бассейнах рек Детрин и Тенка, где слагают верхнюю часть (2 – 5 м) 14 – метровой террасы. В долинах рек Сусуман, Берелех, Дебин они обнажены в цоколях 30 – метровых террас. В бассейне р. Асиберган у руч. Шумный аллювиальные галечники с песком, валунами, гравием слагают аккумулятивный чехол цокольной 8 – метровой террасы. Мощность – до 3 м.

Флювиогляциальные отложения малык-сиенского горизонта (fIIms)\* примыкают к морене, сложены галечниками, суглинками, супесями, алевроитовыми песками с суммарной мощностью 7,8 м в разрезе, (скв. 2 инт.гл. 26–33,8 м) по р. Берелех (устье р. Буркандья). В Малык – Сиенской и Талонской впадинах также вскрыты скважинами. Представлены песками и суглинками, местами присутствуют ленточные суглинки.

Ледниковые образования малык-сиенского горизонта (gIIms)\* прослежены скв. 3 на глубину до 119 м от поверхности руч. Болотный. В составе морен преобладают суглинки с валунами, галькой и щебнем. В междуречье Берелех – Малык-Сиен, распространены в виде небольших по площади выходов размытых моренных образований выше и ниже руч. Далекий. Представлены галечниками с валунами, гравием, дресвой, песками, используемыми в строительстве, с мощными до 2–4 м, линзами и прослоями льда. Мощность отложений обычно не превышает 20–30 м. Полученный Р. А. Баскович СПК [Крутоус, 1966 ф] отражает ерниковые группировки, травянисто-сфагновый покров, листовенничное редколесье, по долинам березы, ольховник, кедровый стланик. Намагниченность положительная [Решения ..., 1987]. В бассейне р. Асиберган (устье руч. Параллельный) морена (7 – 25 м) сложена валунами, галькой, песком и гравием.

Нерасчлененные отложения среднего звена (aQ<sub>II</sub>; aII), довольно широко распространены на территории листа (Северо – Восточного Приохотья СФО и Верхояно-Чукотской СФО, Верхне – Колымской СФцЗ), представлены аллювием террас высотой от 40–45 до 65–75 м. Встречаются повсеместно, на карте они показаны в долинах рек Колымы и Челомджа на поверхности террас 60–70 – метрового уровня. Они представлены аллювиальными галечниками, песками, суглинками и глинами с галькой и щебнем мощностью до 10 м. Аллювиальные галечники в бассейне р. Колымы иногда рассматриваются в качестве источника золота для поздненеоплейстоценовых и голоценовых россыпей.

Особенности СПК отложений свойственны листовеннично-березовому редколесью с ольхой, елью и соснами одной из теплых эпох; в других случаях характерно преобладание пыльцы недревесной группы эпохи похолодания среднего неоплейстоцена.

## Среднее – верхнее звенья

Ледниковые образования ( $gQ_{II-III}$ ;  $gII-III$ ) мощностью – до 60 м подпрудной долины р. Берелех выделены на правобережье р. Берелех в районе руч. Мокрый. Представлены валунно – галечными образованиями с песчано – глинистым заполнителем с линзами песков (Верхояно-Чукотская СФО, Верхне – Колымская СФцЗ).

## Верхнее звено

Отложения этого звена разных генетических типов широко развиты в пределах (Верхояно – Чукотская СФО, СФО Северо – Восточного и Северо – Западного Приохотья), слагают аккумулятивные толщи аллювиального, гляциофлювиального, ледникового и ледниково – озерного генезиса надпойменных террас, выстилают днища троговых долин и каров.

На территории листа вечернинский горизонт включает (аллювиальные отложения), юглерский (аллювиальные, ледниковые, гляциофлювиальные, ледниково – озерные отложения, объединенные гляциофлювиальные и ледниковые отложения), кубалахский (аллювиальные и озерно – аллювиальные отложения) и хетакагчанский (аллювиальные, ледниковые и гляциофлювиальные отложения). Кроме того, выделены нерасчлененные аллювиальные, аллювиальные и пролювиальные, гляциофлювиальные и ледниковые отложения, а также объединенные аллювиальные отложения юглерского и кубалахского горизонтов.

Верхнеплейстоценовые аллювиальные галечники террас р. Колымы в пределах рудно – россыпных узлов иногда золотоносны, включают россыпи золота.

## Вечернинский горизонт

Аллювиальные отложения ( $aQ_{III}v\check{c}$ ;  $aIIIv\check{c}$ ). В долине реки Детрин слагают осадочный чехол выражающихся в масштабе карты фрагментов террас (Верхояно – Чукотская СФО, Верхнее – Колымская СФцЗ). Представлены аллювиальными галечниками, галечниками с валунами, гравием, алевритами, песками с гравием, суглинками, супесями, глинами, присутствуют остатки растительности. Мощность – до 60 м. В долинах рек Асиберган, Нют, Нилгысыг в юго-западной и, частично, центральной частях листа аллювиальный чехол не выражающихся в масштабе карты фрагментов 30–40-метровых цокольных террас представлен галечниками и валунниками с гравийно-песчаным заполнителем и с прослоями и линзами супесей, суглинков и глин. Обломочный материал хорошо окатан, мощность отложений колеблется от 7,5 до 38 м [Атрашенко и др., 1985 ф; Тиньков и др., 1998 ф].

Спорово-пыльцевые спектры проб, отобранных из суглинистого и глинистого материала аллювия террас в разных частях территории, по мнению палинологов В. А. Заречной, З. М. Сырьевой, А. Р. Боковой, Н. Д. Литвиненко, свидетельствуют о формировании аллювия в условиях умеренно тёплого климата, вероятно, в период казанцевского межледниковья. Господствующим типом растительности в это время в долинах вышеупомя-



нутых рек были смешанные, мелколиственные и хвойные леса с редкими представителями термофильных широколиственных пород и индикаторных форм *Betula sect. albae*, *Juglans*, *Tilia*, *Myrica*. На склонах и вершинах гор преобладали травяно-моховые тундры [Атрашенко и др., 1985 ф; Тиньков, 1998 ф; Шаров и др., 2001 ф].

### Юглерский горизонт

Аллювиальные отложения (aQ<sub>IIIjg</sub>; aIII<sub>jg</sub>). В долине р. Колымы слагают IV надпойменную террасу, представлен песками с гравием, галькой, алевритами (Верхнее – Колымская СФцЗ). Мощность составляет до 20 м. Ярко выражены аллювиальные террасы на р. Хинике и р. Тенька, высота террас 30 – 35 м, представлены галечниками, песками, супесями, суглинками, глинами (Охотско – Колымская СФцЗ). Мощность – до 40 м. В долине р. Нилгысыг, правобережной части долины р. Иня, левобережной – р. Асиберган, в долине руч. Ингычан аллювий слагает аккумулятивный чехол надпойменной террасы высотой 15–20 м. Они представлены галечниками, валунниками, гравийниками, песками, супесями и суглинками, илами мощностью до 7,8 м [Атрашенко и др., 1985 ф]. В долине р. Асиберган близ устья руч. Катанка юглерские отложения вскрытой мощностью 14 м залегают под современным аллювием. По данным Р. Б. Умитбаева [1966], они золотоносны.

Гляциофлювиальные отложения (fQ<sub>IIIjg</sub>; fIII<sub>jg</sub>) слагают надпойменные террасы высотой 20–35 м. В их составе преобладают галечники и гравийники с редкими валунами. Окатанность обломочного материала грубая. На левобережье р. Нера ниже устья р. Тымтей и в долине реки Берелех в обширном водно – ледниковом покрове преобладают разнозернистые пески и мелкие галечники с редкими валунами и прослоями супесей с щебнем. Окатанность обломочного материала от хорошей до грубой. СПК отложений соответствует холодолюбивой древесно-кустарниковой растительности (преобладают мелколиственные березы). Мощность гляциофлювиальных отложений колеблется в пределах 7–35 м.

В гляциофлювиальных галечниках, гравийниках и косослоистых песках 20–30 м террасы р. Берелех на руч. Далекый собрана фауна *Bison priscus* cf. *deminutus* W. Grom., *Mammuthus primigenius* Blum. (определение А. П. Васьковского) на глубинах соответственно, 17,5 и 5,2 м от поверхности террасы, принадлежащая верхнепалеолитическому комплексу. СПК отражает гипново-осоковые и разнотравно-кустарничковые тундры, широкое развитие группировок щебнистых склонов, местами ерники, пятна зарослей ольховника и кедрового стланика. Намагниченность положительная [Крутоус, Кыштымов, 1989; Решения..., 1987].

В долинах рек Кулу, Амбарчан, ручьев Нонкичан и Омчик ( Ульбейская СФцЗ) среди гляциофлювиальных отложений отмечаются слои мощностью 0,5–17 м мелко-среднезернистых хорошо отсортированных песков и ленточных глин, образовавшихся, вероятно, в ледниковых озерах [Маннафов, 1983; Умитбаев, 1978 и др.].

Ледниковые образования (gQ<sub>IIIjg</sub>; gIII<sub>jg</sub>) времени зырянского оледенения распространены повсеместно, представлены валунниками, галеч-

никами, песками, гравийниками, суглинками, щебнем, глыбниками, слагают основные, боковые и конечные морены в трогах, каровые морены – в цирках в (бассейнах рек Кулу, Берелех, Аян – Юрях, Халкан, Кеньеличи, Худжак, Иня, Нилгысыг, Нют, Асиберган и др.). Окатанность обломочного материала плохая, состав его однородный, сортировка, как правило, отсутствует. Мощность колеблется от 20 до 100 м [Маннафов,1978; 1983; Тиньков,1998ф; Раузер,1983ф; Умитбаев,1978; Архангельская и др.,1998; Архангельская и др., 2001 ф].

Спорово-пыльцевые спектры проб, отобранных из аллювиальных, гляциофлювиальных и ледниковых отложений в разных частях территории, характеризуют, по мнению палинологов Г. Н. Шиловой, Н. Д. Литвиненко, З. М. Сырьевой, А. Р. Боковой, растительность горных травяных и моховых тундр, ерников, участков берёзовых лесов, криоксерофитных сообществ с индикаторными формами *Selaginella sibirica*, *Alnaster*, *Betula exsilis* [Маннафов,1978; 1983; Тиньков, 1998 ф; Архангельская и др.,1998; Архангельская и др., 2001; Шаров,2001 ф].

Гляциофлювиальные и ледниковые (f,gQ<sub>III</sub>jg; f,gШjg) отложения слагают аккумулятивный чехол надпойменных террас высотой от 15 до 30 м (бассейны рек Халкан, Кеньеличи, Худжак, Кулу, Иня, Нилгысыг, Нют, Асиберган и др.) (Северо – Восточного и Северо-Западного Приохотья СФО). Они состоят из разной степени окатанности обломочного материала – галечников, валунников, разнозернистых песков, щебня, гравийников, суглинков, супесей, местами глыбников. Их мощность в долинах ручьёв 2,7 – 10 м, рек – до 30 м, в Верхнехуджакской впадине – 40 м [Маннафов,1978; 1983; Тиньков,199 ф; Раузер,1983 ф; Умитбаев,1 978; Архангельская и др.,1998; Архангельская и др., 2001].

Ледниково – озерные отложения (lgQ<sub>III</sub>jg; lgШjg), представленные ленточнослоистыми глинами и суглинками, песками, часто заиленными, сохранились в тылу конечноморенных валов и западин на реке Тарын – Юрях. Мощность – до 27 м.

### Третья ступень. Кубалахский горизонт.

Аллювиальные отложения (aQ<sub>III</sub>kb; aШkb) выделяются на террасах от 10–15 до 20–25 м в долинах рек Колымы (Верхояно – Чукотская СФО; Верхне – Колымская СФцЗ), представлены аллювиальными галечниками, иногда с валунами, песками, чередующимися с супесями, мощностью до 20 м. СПК отложений характеризуют близкую к современной, но несколько более холоднолюбивую растительность, что наряду с геоморфологической позицией позволяет относить отложения ко второй межледниковой эпохе верхнего звена неоплейстоцена (каргинское межледниковье) [Корольков, 1988; Жуланова и др., 1999].

В бассейне реки Челомджа (СФО Северо – Восточного Приохотья; Тауйско – Ямская СФцЗ) аккумулятивные террасы сложены галечниками с гравием, валунами, песками, супесями, суглинками, линзами ила, глин, льда, торфа. Мощность – до 60 м.

На междуречье Эльген–Кеньеличи, в долине р. Иня и на левобережье р. Нют слагает аккумулятивный чехол 10–20-метровых террас. Они представлены в основном галечниками, песками, валунниками. Отмечаются прослой гравийников, суглинков, супесей. Мощность их – 2,7–20 м [Маннафов, 1983; Тиньков, 1998 ф; Архангельская и др., 1998; Архангельская и др., 2001].

Озерно-аллювиальные отложения ( $laQ_{III}kb$ ;  $laIIIkb$ ) сохранились в виде аккумулятивного чехла на разрозненных фрагментах 4–5-метровых террас в низовье р. Нялоп и в долине р. Иня. Представлены они песками, галечниками, гравийниками, супесями мощностью 1,5–7 м. В верхних частях разрезов встречаются прослой суглинков и торфа [Архангельская и др., 1998; Архангельская и др., 2001].

Спорово-пыльцевые спектры проб из этих отложений, по мнению палинологов Г. Н. Шиловой, А. Н. Журавлёвой, Н. Д. Литвиненко, характеризуют развитие в период их формирования берёзовых, лиственничных, частично – еловых лесов, ольховников, кедрового стланика с индикаторной формой *Betula sect. albae* [Архангельская и др., 1998; Архангельская и др., 2001; Шаров и др., 2001 ф].

В юго-западной части Охотско-Колымской СФцЗ СПК из отложений третьей ступени верхнего звена определялись Л. В. Рязановой, Н. А. Софроновой, Н. Д. Чикиной, А. И. Бычковой, В. Е. Тереховой, Э. Л. Петровой, И. В. Душиной, Е. И. Распоповой, А. Н. Журавлевой, С. Л. Хайкиной, С. А. Сурковой, по заключению которых они соответствуют кубалахскому горизонту [Аноров и др., 1999].

## Вторая – третья ступени объединенные. Юглерский и кубалахский горизонты.

Аллювиальные отложения ( $aQ_{III}jg+kb$ ;  $aIIIjg+kb$ ) – нерасчлененные аллювиальные отложения юглерского и кубалахского горизонтов террас р. Мылга высотой от 10 до 35 м. Представлены галечниками, песками, супесями, суглинками, илами, торфяниками мощностью до 50 м.

По заключению Э. Д. Титовой СПК позволяет восстановить растительность кустарниковой тундры, произраставшей в климатических условиях 1-й эпохи оледенения позднего неоплейстоцена. Учитывая неполноту стратиграфической изученности разреза, его геоморфологическое положение, мощность толщи и залегание на аллювии отмершей прадолины казанцевского межледниковья, возраст этой толщи отнесен к нерасчлененным 2 – 3-й ступеням верхнего звена неоплейстоцена [Павловец П. К., Кудрявцев Д. Я, 1958.].

Озерно – аллювиальные отложения ( $laQ_{III}jg+kb$ ;  $laIIIjg+kb$ ) представлены в кайнозойской Хиникенской впадине. Сложены они песками, супесями, суглинками, в меньшей степени – галечниками и гравийниками. Мощность отложений достигает 35 м.

**Четвёртая ступень. Хетакагчанский горизонт.** К хетакагчанскому горизонту относятся аллювиальные отложения, аллювий второй надпойменной террасы, ледниковые образования основной и конечной морен и приледниковые гляциоаллювиальные отложения.

Аллювиальные отложения ( $aQ_{IIIht}$ ;  $aIIIht$ ) образует чехол террас высотой от 5–8 до 10–20 м в долинах рек Колымы, Таскан, Кулу, Челомджа. Покровы цокольных террас представлены аллювиальными галечниками, песками и суглинками мощностью 3–15 м. В долинах рек Нют, Нилгысыг, Иня, Нюреченья, Нялоп, Туджак аллювий слагает чехол не выражающихся в масштабе карты 8–12-метровых надпойменных террас. Они состоят из галечников, валунников, песков, в том числе валунно-галечных и галечно-валунных, гравийников, реже супесей. Мощность их 4–12 м [Тиньков, 1998 ф; Архангельская и др., 1998; Архангельская и др., 2001].

Спорово-пыльцевые спектры проб, отобранных из супесчаных и суглинистых пород аллювиальных, гляциофлювиальных и ледниковых отложений в разных частях территории, характеризуют, по мнению Г. Н. Шиловой, Н. Д. Литвиненко, растительность горных тундр, произрастававшую в суровых климатических условиях, обусловленных максимальным похолоданием в позднем неоплейстоцене, связанным с последним горно-долинным оледенением, синхронным с сарганским оледенением Средней Сибири [Тиньков, 1998 ф; Шаров и др., 2001 ф].

Гляциофлювиальные отложения ( $fQ_{IIIht}$ ;  $fIIIht$ ) примыкают к ледниковым отложениям, образуют плоские поверхности в виде террас вдоль русел рек. Представлены галечниками, валунниками, песками, гравийниками, супесями слагают фрагменты невысоких (8–12 м) террас в верховьях рек Иня, Хетас, Хивег, Мана, Нюреченья и в приустьевых частях их притоков. От ледниковых образований их отличает относительно хорошая сортировка и окатанность обломочного материала, но присутствие значительного количества щебня позволяет отличать их и от аллювия низких речных террас. Мощность этих отложений 2–15 м [Тиньков, 1998ф; Архангельская и др., 1998; Архангельская и др., 2001].

Ледниковые образования ( $gQ_{IIIht}$ ;  $gIIIht$ ) – глыбники, валунники, галечники, щебень, дресвяники, суглинки слагают в пределах высокогорья каровую морену в цирках, а также основную (донную), боковую и конечную морены в долинах верховий рек Колыма, Берелех, Дебин, ориентированных в северо-восточном и субширотном направлениях. Они имеют ограниченное развитие в долинах рек Хак, Эмтыкчан, Нют, Нилгысыг, так как большая часть их размыта или перекрыта образованиями склонового ряда. Обломочный материал, как правило, не сортирован. Мощность ледниковых отложений 2–15 м [Тиньков, 1998 ф; Архангельская и др., 1998; Архангельская и др., 2001].

Аллювиальные отложения II надпойменной террасы ( $a^2Q_{IIIht}$ ;  $a^2IIIht$ ) – галечники, пески, алевриты, супеси, суглинки, растительные остатки, слагают левобережную террасу р. Берелех, между руч. Полуденный и Беличан. Мощность – до 26 м.

Цоколь сложен выветрелыми осадочными породами. СПК отражает мохово-кустарничково-травяные тундры с группировками растительности щебенистых склонов, ерники, в долинах – лиственничное редколесье, в благоприятных местообитаниях с реликтовой березой высокоствольной, возможно, соснами лесными, пятна зарослей ольховника и кедрового стланика, произ-

раставших в климатических условиях сартанской эпохи оледенения. [Крутоус и др., 1983 ф].

Все отложения содержат, по заключениям Л. И. Засухиной, Е. Н. Стефанович, Е. И. Распоповой, холодные СПК времени сартанского оледенения [Политов, 1981; Корольков 1988]. Ледниковые образования, выполняющие ледниковые цирки, троговые долины, валы конечных и боковых морен, относятся к сартанскому оледенению еще и по признаку хорошей сохранности и четкой выраженности в рельефе.

Н е р а с с л е н е н н ы е а л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (аIII) в большинстве случаев представлены образованиями комплекса низких террас (второй и третьей), морфологически не всегда отчетливо обособленных вследствие заметного наклона площадок и сглаженности уступов. В бассейнах притоков рек Челомджа, Тарын – Юрях и Аян – Юрях. Представлены обычно русловой – галечники с валунами (до 10–20 %), и пойменной – пески, супеси и суглинки. Мощность их колеблется от 3–4 до 15–20 м, но обычно не более 12 м. Нечеткая геоморфологическая выраженность террас, неполная сохранность и отсутствие палинологических данных не позволяет определить их принадлежность к той или иной ступени верхнего неоплейстоцена.

Н е р а с с л е н е н н ы е г л я ц и о ф л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (fIII) впадин, террас и террасоувалов. Слагают аккумулятивные части террас 10–50-метрового уровня рек Туора – Юрях и Сарома и зандры примыкающие к конечно-моренным грядам, либо выполняют впадины в донных моренах. В их составе преобладают косослоистые галечники, гравийники и разнозернистые пески с линзами суглинков и торфяно-илистых пород. Мощность отложений – от первых метров до 15 м. Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются преобладанием пыльцы травянисто-кустарниковой растительности (осоки, злаки, полынь – до 69 %) над пыльцой древесно-кустарниковых растений (береза, сосна, лиственница).

На левобережье р. Уланах – Тарын – Юрях (руч. Малютка) в 20 – метровой террасе под золотоносным пластом в иловатом перегное (на глубине 5,8 м) обнаружен скелет мамонта (И. Н. Билибин, 1953 г.). На левобережье Аян – Юрях радиоуглеродный возраст отложений определен (по древесине) в 31 тыс. лет. СПК характеризуют растительные сообщества, типичные для межледниковья, либо более холодолюбивые, соответствующие эпохе сартанского оледенения.

Н е р а с с л е н е н н ы е л е д н и к о в ы е о б р а з о в а н и я (gIII) развиты в днищах троговых долин, на террасах различного уровня (10–100 м), на склонах и низких водоразделах, в сквозных долинах (Верхояно-Чукотская СФО, Охотско – Колымская СФцЗ). Они сложены валунниками, часто содержащими неокатанные глыбы, галечниками с примесью валунов, щебня с дресвяно-глинисто-песчаным заполнителем, присутствуют линзовидные прослои дресвяно-гравийных песков. Окатанность и отсортированность материала низкая, постепенно улучшающаяся к низовьям долин. Мощность ледниковых отложений – до 100м. В СПК этих отложений резко преобладает пыльца недревесных растений, основную часть которых составляет полынь (более 55–60 %). Споры представлены, главным образом сибирским плаунком. В составе пыльцы древесно-кустарниковых растений (8–15 %)

встречены редкие зерна березы, ивы, ольховника, кедрового стланика, лиственницы. Палинокомплекс характеризует обстановку климатического похолодания.

Нерасчлененные аллювиальные и пролювиальные отложения (а,рIII) слагают шлейфы и конусы выноса покрывают площади в несколько квадратных километров в долине реки Челомджа и в устье реки Сарома. Отложения характеризуются преобладанием в своем составе галечников с валунами, реже гравия и щебня, песков разнозернистых, алевритов. Мощность – до 20 м. В бассейне р. Индигирка во внеледниковой зоне они охватывают верховья многих мелких водотоков. По составу это галечники, в которых галька, как правило, слабой и средней окатанности, щебень, дресва. Мощность 10 – 15 м.

## ГОЛОЦЕН

### Олевский горизонт

Голоценовые отложения развиты в пределах современных долин, где они выстилают днища и представлены аллювиальными и пролювиальными образованиями, соответствующими олевскому горизонту, голоценовые техногенные образования.

Аллювиальные отложения русел, пойм и первых надпойменных террас малых рек (аHol) слагают низкую и высокую поймы, русла, косы и острова в долинах всех водотоков территории. Они представлены галечниками, песками, валунниками, гравийниками. В верхних частях разреза высокой поймы отмечаются прослой и линзы супесей, суглинков, илов и торфа. В верховьях рек и большинстве ручьёв в руслах преобладают слабоокатанные валунники с щебнем и дресвой. На косах крупных рек развиты в основном песчано-гравийные образования с галькой и валунами. Мощность отложений русел и кос – 2–3,4 м, низкой поймы – до 3,5 м, высокой – около 3 м. Общая мощность голоценового аллювия 2–10 м [Маннафов, 1978; 1983; Тиньков, 1998 ф; Архангельская и др., 1998; Архангельская и др., 2001; Атрашенко и др., 1985 ф; Раузер, 1983 ф; Умитбаев, 1978].

Супеси, суглинки, илы и торф высокой поймы содержат комплекс спор и пыльцы современной растительности Охотско-Камчатской зоны [Тиньков, 1998ф; Атрашенко и др., 1985ф; Шаров и др., 2001 ф]. Вложенные в высокую пойму отложения низкой поймы и русел формируются современными процессами. Радиоуглеродные датировки аллювия низких надпойменных террас (5–8 м) в бассейнах Дебина, Детрина и Берелеха определяют возраст отложений в пределах 5700–8450 лет (Крутоус, 1994 г.). С голоценовым аллювием связана россыпная золотоносность.

Пролувиальные отложения (рHol) отмечаются в долине реки Челомджа и в притоках реки Аян – Юрях. Там отдельные конуса выноса сложены скоплением слабо окатанного щебня с включением глыб, дресвы и суглинка с примесью песчано – галечного материала. Мощность отложений до 5–10 м.

Аллювиальные отложения русла и поймы ( $aH_{ol}^2$ ) показан в пределах Оймяконской впадины, где возможно их раздельное изображение в масштабе карты четвертичных образований. Они представлены гравийно-галечными образованиями с суглинисто-песчаным заполнителем, галечниками с небольшим количеством валунов и фрагментами древесного детрита, гравийниками и песками, алевритами и глинами, более обычными в пойменной фации, редкими горизонтами торфяников. Эти образования вложены в аллювий первой террасы и датируются верхней частью олевского горизонта. Мощность их достигает 15 м. С аллювием связана россыпная золотоносность.

Техногенные отложения ( $tQ_n^2$ ). Наибольшим распространением по многим водотокам района пользуются техногенные отложения на отработанных и эксплуатируемых россыпях золота, представляющие собой эйфельные отвалы, галечные терриконы, отвалы вскрышных работ, мощностью 1–15 м. Образованы преимущественно в результате разработки коренных и россыпных месторождений золота.

Верхняя часть, к которой отнесены техногенные образования, выделяется в долинах рек. Техногенные отложения в поймах долин рек Берелех, Сусуман и Дебин представлены насыпными отвалами и фрагментами карьеров, выравненными рекультивированными участками, где распространены глыбы со щебнем и галькой пород, местами – с песчаным заполнением, и галечники. Мощность достигает 20–30 м.

В прирусловой части низкой поймы руч. Перевального, левого притока р. Асиберган, в результате эксплуатации россыпного месторождения золота сформированы не выражающиеся в масштабе карты отвалы горных пород в виде валов и гребней. Они состоят из глыб, щебня, валунов, галечников, гравия с песчаным заполнителем мощностью – до 20 м.

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН – ГОЛОЦЕН

### Верхнее звено неоплейстоцена – голоцен

К нерасчлененным образованиям верхнего неоплейстоцена–голоцена отнесены аллювиальные, склоновые (коллювиальные, коллювиальные и делювиальные), делювиальные и солифлюкционные, делювиальные и пролювиальные) отложения и эллювиальные образования.

Аллювиальные отложения ( $aQ_{III-H}$ ;  $aIII-H$ ). В долинах большинства средних и малых рек района развиты отложения пойм, надпойменной и более высоких (до 20 м) террас, раздельно в масштабе карты не выражающиеся, в связи, с чем они на некоторых участках долин объединены в одно картографируемое верхнеплейстоцен-голоценовое подразделение, представленное в основном галечниками, гравийниками, песками, супесями, суглинками, иногда с линзами торфа. Мощность нерасчлененного аллювия достигает 15 м.

Аллювиальные отложения I надпойменной террасы ( $a^1Q_{III-H}$ ) распространены только в пределах Оймяконской впадины. Отложения представлены галечниками с небольшим содержанием валунов, более частых в низах разрезов, разнотерными песками, суглинками и илами. Местами в

аллювии отмечается примесь слабо окатанного щебня. Мощность аллювия на террасах – до 10 м; в погруженных частях Оймяконской впадины она, по данным электроразведки [Лутанов, 1955 ф], достигает 20 м. СПК из этих отложений характеризует растительные ассоциации, близкие к современным (по определениям А. Ф. Фрадкиной, З. К. Камалетдиновой): древесно-кустарниковые – 51,4 %; травы и кустарнички – 31 %; группа спор – 17,5 %. В составе древесных присутствуют кустарниковая береза – 52,6 %, ольховник – 19,6 %, сосна – 15,3 %, крупная береза – 6,2 %. Пыльца травянисто-кустарничковой группы представлена вересковыми (48,9 %) и осоковыми (30,7 %); группа спор – сфагновыми (59,9 %), зелеными (13,7 %) и печеночными (8 %), мхами и кочедыжниковыми (10,3 %). В нижних частях разрезов встречаются более холодолюбивые растительные ассоциации с пониженным содержанием пыльцы древесно-кустарниковой группы и повышенным содержанием пыльцы травянисто-кустарничковых растений.

А л л ю в и а л ь н ы е и п р о л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (а,рШ-Н), развиты в днищах малых долин, преимущественно в их верховьях, изобилующих деллями и ещё не имеющих постоянного водотока, с появлением которого они сменяются аллювиальными отложениями. Они сложены слабо окатанным галечником со щебнем, песком, дресвой, гравием и суглинком. Мощность их колеблется от первых метров до 10 м в сформированных конусах выноса.

Э л ю в и а л ь н ы е о б р а з о в а н и я (еШ-Н) распространены на субгоризонтальных вершинных поверхностях горных сооружения и представлены глыбами со щебнем, дресвой, глинами, суглинками; на глубине почти всегда присутствует лед. В подпочвенном горизонте элювия часто присутствует кислый вулканический пепел, залегающий в виде покровных слоев и линз мощностью 3–10 см. Как показывают последние исследования, он относится к разным генерациям, начиная по крайней мере со второй половины позднего неоплейстоцена (зырянского времени) и кончая поздним голоценом (2,5–3 тыс. лет), и не может служить маркирующим горизонтом [Глушкова и др., 2001]. Мощность элювиальных отложений – 1–5 м, иногда до 10–15 м.

Д е л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (dШ-Н), представленные щебнем, дресвой, суглинком и глыбами мощностью 2–3 м, развиты повсеместно и отмечаются на пологосклоновых поверхностях водоразделов с абсолютными отметками 450–650 м в бассейнах рек Нюриченья, Хивэгчан, Елан, Урультун, Мылга, Аян-Юрях, Арга-Юрях, Мяунджа, Колыма, Кулу.

С о л и ф л ю к ц и о н н ы е о т л о ж е н и я (s Ш-Н) широко развиты на прямых и слабо вогнутых склонах крутизной 2–9°, приуроченных к бортам долин рек Иня, Нюриченья, Челомджа, Мана. Они представлены суглинками, супесями с включением щебня, дресвы и редких глыб. Наиболее крупные обломки приурочены к их нижним частям. Мощность отложений – до 5–10 м.

Э л ю в и а л ь н ы е и д е л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (е, d Ш-Н), представленные щебнем, глыбами, дресвой, суглинками и супесями, развиты в бассейнах рек Нера, Челомджа, Накими, Хуламарин на пологосклоновых и пологоволнистых водораздельных поверхностях с абсолютными отметками от 700 до 1100 м. Мощность элювиально-делювиальных отложений – от 0,5 до 3 м.



Элювиальные и десерпционные отложения (e,drIII-H) с участием солифлюкций покрывают водораздельные участки. Сложены они щебнями, дресвяниками, валуниками с глыбами, супесями и суглинками. Мощность отложений – до 5 м.

Коллювиальные и солифлюкционные отложения (c,sIII-H) в виде чехла мощностью до 15 м, сплошность которого нарушена скальными выступами дочетвертичных образований, покрывают преимущественно крутые (свыше 30°) склоны хребта Сунтар-Хаята и его южных отрогов. Они представлены в основном глыбниками и щебнем реже дресвяниками и суглинками.

Коллювиальные и десерпционные отложения (c,drIII-H) развиты преимущественно в средне-высокогорной альпинотипной крутосклонной части территории, в пределах которой широко распространены коллювиальные осыпи, верхнелепесточные и голоценовая морены. Чехол мощностью до 15 м. Они представлены в основном глыбниками и валунниками, щебенью и дресвяниками с очень небольшой примесью песчано-галечного материала и мелкозема. Мощность их достигает 40 м.

Делювиальные и аллювиальные отложения (d,aIII-H) покрывают выположенные, обычно террасированные склоны долин в зоне низкогорного рельефа. Шлейфы и террасоувалы представлены суглинками со щебнем и галькой, торфяниками, галечниками с песком и суглинком. Мощность – от 2 до 15 м.

Делювиальные и коллювиальные отложения (d,cIII-H) широко распространены. Состоят из нескольких генетических подтипов, которые приурочены к определенным геоморфологическим условиям. На склонах высокой и средней крутизны наиболее широко развиты отложения, представленные сухими, не плотно уложенными, проницаемыми для воды и воздуха и легко подвижными скоплениями крупных и мелких глыб, щебня, дресвы. Особенно часто встречается на склонах, сложенных осадочными породами, вулканитами кислого и среднего состава. На склонах, сложенных гранитоидами, основными и средними эффузивами в тех же геоморфологических условиях часто отмечаются крупноглыбовые образования. У подножий склонов указанные фации коллювия образуют мощные и значительные по площади накопления, которые часто осложнены оползневыми процессами. В условиях массивных плосковершинных низкогорий и среднегорий нередко возникают скальные обвальные и оползневые тела размерами до нескольких км, часть из которых, возможно, имеет сейсмогенную природу. Мощность достигает 40 м.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,sIII-H) широко распространены на пологих и средней крутизны склонах и у их подножий. Нередко они перекрывают аллювий террас и образуют террасоувальные фации. Представлены супесями, суглинками, песками, щебнем, дресвой, мелкими глыбами. Мощность до 15–30 м. В южной части территории листа в пределах выположенных холмогорий, обрамляющих отдельные участки долин рек Нилгысыг, Иня, Нюриченя, Мана. В составе отложений в разных соотношениях присутствуют щебень, глыбники, валунники, супеси, суглинки, дресвяники, редко пески. Мощность рассматриваемых отложений 3–20 м

[Тиньков,1998 ф; Архангельская и др.,1998; Архангельская и др., 2001; Атрашенко и др.,1985 ф]. В рудных полях оловорудных объектов отложения вмещают россыпные проявления и небольшие россыпи касситерита.

Элювиальные и солифлюкционные отложения (e,sIII-H) развиты на склонах крутизной менее 15°, где они представлены щебнистыми супесями и суглинками с глыбами, дресвой мощностью до 2–4 м. В нижних частях протяженных склонов их мощность может достигать 6–10 м.

Делювиальные и десерпционные отложения (d,drIII-H) покрывают сплошным чехлом мощностью до 20 м склоны средней крутизны в северо – западной части листа. Это преимущественно отломниково – щебнистый материал с глыбами, дресвой, песком, суглинком.

Десерпционные и солифлюкционные отложения (dr,sIII-H) покрывают значительные площади горного рельефа. Они формируются в пределах склонов средней (20 – 35°) крутизны и представлены дресвяниками, щебнями с суглинистым заполнителем. Сползая к подножью склонов в результате грунтового увлажнения, образуют шлейфы, валы параллельно простиранию склонов. Мощность десерпционных и солифлюкционных отложений – до 10 м.

Делювиальные и пролювиальные отложения (d,pIII-H) – щебень, глыбники, валунники, дресвяники, супеси, суглинки формируются вдоль бортов долин рек Яна, Асиберган, Нют, Нилгысыг, Нялоп, Иня и их небольших притоков. Повышенное содержание мелкозёма в суглинисто – щебнистом материале в мерзлотных условиях приводит к его смещению при оттаивании в летнее время и образованию солифлюкционных оплывин. Мощность отложений 2–20 м [Маннафов, 1978, 1983; Тиньков, 1998ф; Архангельская и др.,1998; Архангельская и др., 2001; Атрашенко и др.,1985 ф].

*Биогенные отложения*, представленные торфами мощностью до 5 м, развиты на небольших (до 2 км<sup>2</sup>) заболоченных участках в долинах рек Мана и Мана Инаяская [Архангельская, 2001].

Склоновые, элювиальные и биогенные образования формировались в основном в послеледниковое время – в позднем неоплейстоцене–голоцене. Не исключено, что часть из них могла образоваться и ранее (в среднем неоплейстоцене) в ходе становления рельефа, но по имеющимся материалам выделить такие образования не представляется возможным.

---

---

## МАГМАТИЗМ

В пределах рассматриваемой территории интрузивные образования широко распространены, занимают не около 20 % площади, разнообразны по составу и возрасту. Интрузивные образования присутствуют в виде крупных массивов (протяженностью до 80 км), более мелких массивов (с размерами от нескольких километров до нескольких сот метров) и многочисленных гипабиссальных тел (рис. 8, 9).

В соответствии с положением в региональных структурах, геологическими характеристиками плутонических и гипабиссальных тел, вещественным составом пород и новейшими изотопными датировками эти образования отнесены к семнадцати плутоническим комплексам рифейского, позднеюрского, раннемелового, позднемелового возраста и пяти гипабиссальным комплексам, каменноугольно-позднепермского, позднеюрского, позднемелового и эоценового возраста. Наибольшее распространение на площади листа имеют тела позднеюрского колымского и сибердыкского гранитовых комплексов, образующие крупные (до 500 км<sup>2</sup>) массивы, расположенные в пределах Главного Колымского плутонического пояса. Чуть уступают им по суммарной площади развития более мелкие интрузивные тела неорчанской гранитоидной группы плутонических комплексов, и нютско-кудусунского габбро-гранодиорит-гранитового латерального ряда плутонических комплексов, расположенные в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и обрамляющего его с севера Приохотского плутонического пояса. Небольшие массивы басугунинского позднеюрского гранит-гранодиоритового плутонического комплекса также распространены на значительной площади (центральная и северная части листа) в пределах Главного Колымского плутонического пояса. По суммарной площади интрузивных тел они сопоставимы с весьма крупными (до 700 км<sup>2</sup>), но менее многочисленными массивами позднеюрского тас-кыстабытского гранодиорит-гранитового плутонического комплекса, расположенными в северо-западной части Главного Колымского плутонического пояса. Незначительно распространены тела позднерифейского уочатского комплекса, позднеюрского каньонского, позднеюрского негаяхского, раннемеловых омчанского, охотинского и магаданского гранитоидных комплексов, позднемеловой североприохотской группы гранитоидных комплексов, позднемеловых уаза-инского, биликанского, сохатиного комплексов. Основная часть массивов каньонского, магаданского комплексов, а также се-

роохотской группы гранитоидных комплексов расположена за пределами рассматриваемой территории на соседних восточном и южном листах.

При подготовке третьего поколения Государственной геологической карты листа Р-55 проведена масштабная ревизия многих петротипических и других типовых массивов. Для их изучения использованы новейшие технологии по изучению вещественного состава и возраста магматических образований. В результате, на геологической карте листа пересмотрены возраст и ареалы распространения многих известных плутонических и гипабиссальных комплексов, а также выделено несколько новых. Всего выделено 24 таксона магматических образований (комплексов, групп комплексов и латеральных рядов), в том числе 17 плутонических и 7 гипабиссальных (см. рис. 8, 9).

Ниже, при описании магматических образований, приводятся их вещественные характеристики и изотопно-геохронометрические определения, основанные, главным образом, на новых, впервые полученных, аналитических данных. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ (XRF) для определения химического состава горных пород и масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) для определения содержаний микроэлементов в горных породах выполнены в ЦЛ ВСЕГЕИ. U-Pb определения абсолютного возраста цирконов магматических горных пород выполнены в основном на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (U-Pb SHRIMP датировки) в ЦИИ ВСЕГЕИ, за исключением образцов коллекции В. В. Акинина, которым аналогичные определения выполнялись на микрозонде SHRIMP-RG в Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США В меньшей степени привлекались материалы из других источников, с соответствующими ссылками.

## РИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Уочатский мигматит-гранитовый плутонический комплекс (RF<sub>3u</sub>)** представлен локально на северо-востоке территории в пределах Тасканской СФЗ (14.1) Селеннях Омклёвчуй СФО (14) В небольшом горном хребте Уочат, в его осевой части обнажается петротипический Уочатский гнейсо-гранитоидный массив. Уочатский массив является единственным крупным выходом на дневную поверхность пород комплекса, представляет собой вытянутое в северо-западном направлении дайкообразное тело протяженностью около 25 км с максимальной мощностью в центральной части 3,5 км. На Геологической карте в массиве показана основная разновидность комплекса – гнейсо-гранодиориты (gγδ). Из-за небольших размеров не удалось отразить на карте масштаба 1 : 1 000 000 другие фазы и фациальные разновидности комплекса: гнейсо-граниты, граниты, диориты, лейкограниты и аплиты. Кроме собственно Уочатского массива образования комплекса присутствуют в его обрамлении среди метаморфических пород хобойской толщи в виде небольших штоков, даек, маломощных линейных зон мигматитов.

Гнейсо-гранодиориты (gγδ RF<sub>3</sub>) чаще всего представляют собой зеленовато-серые породы с яркими розовато-желтыми очковыми выделениями – порфиробластами полевого шпата. Текстура гнейсовая, обусловленная

полосчатыми обособлениями биотита, кварца и полевых шпатов. Порфиروبласты плагиоклаза и калишпата окружены участками лепидогранобластового агрегата кварца, полевого шпата и эпидота. Вместе с тем, почти во всех случаях отчетливо устанавливается бластомилонитовая структура, выраженная в дроблении и грануляции крупных кристаллов полевого шпата и кварца. Общий минеральный состав: плагиоклаз (25–35 %), калишпат (20–25 %), кварц (15–25 %), биотит (3–7 %), новообразования – хлорита, эпидота, серицита, акцессории – циркон, апатит, сфен.

Гнейсо-граниты по облику весьма сходны с гнейсо-гранодиоритами и являются только по химическому составу и под микроскопом (более 25 % кварца).

Граниты образуют небольшой выход в юго-западной части Учатского массива. Представлены биотитовым среднезернистым гранитом со слабо выраженной полосчатостью. Состав, по данным В. М. Мерзлякова и П. П. Лычагина [1977]: кварц (30–35 %), плагиоклаз (30–35 %), микроклин (15–20 %), биотит (8–10 %), мусковит (5 %), акцессорные – сфен, ортит, апатит, циркон, рудный минерал. По составу описанные породы являются переходными от нормальных гранитов к плагиогранитам. Участок развития гранитов характеризовался максимальными для данного района значениями естественной радиоактивности (до 52 мкР/ч).

Диориты слагают небольшое линзообразное тело в истоках ручьев Незаметный-Сухой, залегающее среди метаморфических сланцев. Это темносерые, слегка зеленоватые породы массивной текстуры, с величиной зерен от 0,5 до 3 мм. Структура породы призматически-зернистая с переходом к офитовой. Состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) (55–60 %), обыкновенная роговая обманка (30 %), биотит (2–5 %), мусковит, актинолит, апатит, эпидот, сфен, рутил, хлорит.

Лейкограниты и аплиты образуют ряд жилоподобных тел сложной формы к юго-западу от основного массива. Лейкограниты состоят из кварца (40 %), разложенного полевого шпата (50 %), альбита (3–5 %), мусковита (2–3 %), хлоритизированного биотита (2–3 %). Породы имеют гнейсовидную (лейкограниты) и массивную (аплиты) текстуры. Сильно изменены, что выражено в наличии катакластических и гранобластических структур. В лейкогранитах участками сохраняются реликты порфировой структуры. Лейкограниты и аплиты сильно окварцованы.

Наиболее выраженная линейная зона очковых мигматитов устанавливается к юго-западу от основного массива. Мощность зоны 15 м, простираение северо-западное, параллельно основному массиву гнейсо-гранодиоритов. Внутри зоны присутствуют линзы и маломощные дайки аплитов.

Породы комплекса относятся к нормальнощелочным, с отклонениями до умереннощелочных, по типу щелочности калиевонатриевые. Химический и микроэлементный состав пород комплекса приведен в табл. 1 и 2.

Химический состав горных пород учатского комплекса в петротипе, %

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	59,05	1,01	16,04	7,78	0,090	2,93	5,53	3,51	2,53	0,26	1,27	100,00
2	59,30	1,06	16,20	7,32	0,120	2,89	5,53	3,58	1,70	0,29	1,98	99,90
3	59,85	1,01	15,55	7,57	0,090	2,83	5,47	3,50	2,52	0,24	1,36	99,99
4	58,74	1,04	15,91	7,79	0,080	3,15	5,39	4,42	2,83	0,26	1,37	100,98
5	66,75	0,63	14,62	4,52	0,060	1,69	2,34	3,22	4,05	0,14	1,92	99,94
6	66,47	0,62	15,01	4,75	0,060	1,53	2,65	3,64	3,26	0,14	1,82	99,95
7	67,20	0,59	14,37	4,57	0,050	1,49	3,35	3,05	3,34	0,13	1,80	99,94
8	65,74	0,65	14,64	5,01	0,080	1,80	3,86	3,71	2,31	0,15	2,07	100,02
9	68,10	0,57	14,10	4,39	0,063	1,54	3,31	3,00	3,30	0,13	1,44	100,00
10	74,00	0,17	13,90	1,56	0,018	0,38	1,35	3,60	4,30	<.05	0,58	99,90
11	71,70	0,25	11,90	5,07	0,027	0,60	0,74	2,44	5,11	0,062	1,95	99,90
12	65,30	0,51	14,90	3,94	0,054	1,00	2,55	3,20	4,95	0,14	3,24	99,80
13	74,00	0,17	13,50	13,5	0,021	0,44	1,52	3,13	4,77	<.05	0,74	100,00

Примечание. 1–3 – кварцевые диориты; 4 – монзонит; 5 – граносиенит; 6–8 гнейсо-гранодиориты; 9 –гранодиорит; 10 – гранит; 11 гранит-аплит; 12–13 гранитные мигматиты (все петротипический Учатский массив: (1, 3–8 – [Шпикерман и др., 1991 ф]; 2, 9–13 – колл. В. И. Шпикермана, 2012 г.).

Образования уочатского комплекса относятся к мигматит-гранитовой формации, однако учитывая преобладающую роль в составе комплекса пород гранодиоритового состава и характер зональности петротипического массива (смена во времени и пространстве пород гранодиоритового состава гранитами), комплекс ближе к мигматит-плагиигранитовой формации [Магматические ..., 1979].

Гранитоиды уочатского комплекса внедрялись в отложения хобойской толщи с возрастом около 1000 млн лет (начало позднего рифея). Проведенное U-Pb SHRIMP датирование самих гранитоидов Уочатского массива и связанных с ними мигматитов (табл. 3) вполне определенно указывают на возраст комплекса – 620–640 млн лет (конец позднего рифея).

Содержание микроэлементов в горных породах учатского комплекса, ppm (г/т)

№ п/п	№ х/с*	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ba	La	Ce	Pr	Sm	Nd	Eu
1	2	70,0	431	43,1	346,00	15,80	18,90	110	600	53,7	107,0	12,30	9,54	45,5	1,59
2	9	118,0	294	27,8	225,0	14,20	11,50	<20	690	36,9	77,3	8,47	6,37	29,9	1,14
3	10	142,0	164	28,4	125,0	23,70	8,16	<20	750	43,6	74,8	7,81	5,94	27,2	0,67
4	11	126,0	108	14,8	163,0	8,75	24,50	<20	970	55,7	102,0	11,10	6,91	35,7	0,74
5	12	95,6	196	28,6	230,0	12,70	8,96	<20	2000	92,6	164,0	18,10	10,70	59,3	1,99
6	13	88,9	199	25,9	116,0	8,53	10,20	<20	1200	43,0	67,5	6,38	3,71	20,6	0,77

№ п/п	№ х/с*	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	2	8,54	1,17	7,18	1,52	4,08	0,64	3,80	0,58	7,93	1,16	10,9	3,37	1,32
2	9	5,81	0,005	4,59	1,01	2,74	0,40	2,58	0,39	5,45	1,32	15,3	3,84	1,89
3	10	4,64	0,76	4,44	1,01	2,82	0,44	2,88	0,49	3,95	4,50	23,9	6,51	0,98
4	11	5,49	0,62	3,10	0,68	1,41	0,19	1,02	0,16	4,05	0,84	29,4	5,10	1,40
5	12	8,43	0,99	5,27	1,03	2,57	0,45	2,54	0,41	4,92	1,08	26,1	3,35	2,61
6	13	3,99	0,59	3,86	0,85	2,44	0,41	2,24	0,43	3,55	1,27	27,0	5,40	0,54

\* Здесь и далее столбец № х/с – привязка к порядковому номеру (№ п/п) таблиц химического состава



Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород учатского комплекса

№ п/п	№ х/с.	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	2	В. И. Шпикерман, 2012	2027–2	Учатский массив	Кварцевый диорит	627,00±3,0
2	9	В. И. Шпикерман, 2012	2030–0	Учатский массив	Гранодиорит	631,00±6,0
3	10	В. И. Шпикерман, 2012	2037	Учатский массив	Гранит	639,00±3,0
4	11	В. И. Шпикерман, 2012	2035	Учатский массив	Гранит-аплит	625,8±8,20
5	12	В. И. Шпикерман, 2012	2039–0	Учатский массив	Гранитный мигматит	627,00±4,0
6	13	В. И. Шпикерман, 2012	2042/468	Учатский массив	Гранитный мигматит	623,20±7,4

## РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ-ПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Тасканский долерит-габбродолеритовый гипабиссальный комплекс** ( $C_1$ - $P_2t$ ) выделен Н. Г. Маннафовым и др. [1999]. Малые интрузии комплекса в пределах Тасканской СФЗ (14.1) на северо-востоке территории образуют пояс северо-западного простирания, включающий на территории листа два ареала – Урультунский и Тасканский. Тела комплекса представлены силами (преобладают), дайками и штоками долеритов пород основного состава. Протяженность силлов – 0,5–5 км при мощности 0,5–200 м, контакты обычно крутопадающие, залегание согласное или субсогласное со слоистостью, соответственно, преобладающее простирание северо-западное. Площадь штоков не превышает 0,5 км<sup>2</sup>. Наблюдаются переходы секущих интрузивных тел (даек) в согласные межпластовые залежи.

Силы и дайки сложены долеритами ( $\beta$ ), (в меньшей степени трахидолеритами и оливиновыми долеритами) и габбро-долеритами ( $v\beta$ ). Центральные части штокообразных тел сложены оливиновыми разностями, в эндоконтактных зонах они сменяются безоливиновыми. В крупных силлах В. И. Шпикерман и др. [1981 ф] отмечают признаки кристаллизационной дифференциации магмы – появление вблизи подошвы интрузии меланократовых габбро и оливиновых габбро-норитов, содержащих до 31 % оливина. Характерно интенсивное изменение пород: хлоритизация, эпидотизация, серицитизация, цеолитизация; уралитизация клинопироксена, деанортитизация лабрадора до андезина, серпентинизация оливина.

Долериты и трахидолериты – темно-серого до черного цвета средне-мелкозернистые породы с долеритовой, офитовой, пойкилоофитовой и габбро-долеритовой структурой. Породообразующими минералами являются клинопироксен (авгит) и плагиоклаз (лабрадор), оливин (до 8 %), в незначительном количестве присутствуют биотит. Среди аксессуарных наблюдается магнетит, титаномagnetит, ильменит, апатит, присутствует сфен. Вторичные изменения выражаются в серицитизации, сосюритизации, альбитизации и карбонатизации плагиоклаза, амфиболизации и хлоритизации клинопироксена, серпентинизации оливина. Количество вторичных минералов составляет до 50 % объема. Контактный метаморфизм вмещающих пород не превышает десятков сантиметров.

По данным химического анализа (табл. 4) габброиды относятся к нормальному и умереннощелочному петрохимическому ряду со щелочностью натриевого типа.

**Химический состав горных пород тасканского комплекса, %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	сумма
1	44,21	1,22	20,22	2,84	6,82	0,17	8,04	11,60	1,92	0,86	0,005	1,60	99,505
2	45,77	0,85	16,59	1,12	9,23	0,18	8,63	9,18	2,84	0,42	0,09	4,60	99,50
3	45,97	2,54	14,07	2,47	11,67	0,21	6,28	9,13	1,55	0,58	0,22	0,07	96,80
4	46,84	1,27	15,26	1,94	9,22	0,23	6,66	10,79	2,12	0,96	0,13	1,99	97,41
5	46,98	0,89	15,76	2,28	7,73	0,16	2,10	11,59	2,27	1,00	0,12	1,50	92,38
6	47,78	1,61	14,90	1,04	9,75	0,16	7,15	9,70	3,64	0,45	0,19	2,10	98,47
7	48,15	1,44	16,05	1,95	9,41	0,17	4,97	9,08	3,93	0,32	0,18	1,40	97,05
8	46,46	1,12	13,61	н.о.	н.о.	0,19	9,14	8,14	2,51	0,90	0,11	4,38	99,73
9	47,18	2,35	15,53	3,74	9,08	0,36	5,40	8,67	3,80	0,59	0,54	2,40	99,64

Примечание. 1–2 – габбро-долериты, 3–8 – долериты, 9 – трахидолерит. (1, 3–7, 9 [Маннафов и др., 1999]; 2, 8 [Шишкин, 1999])

Гипабиссальные магматические образования тасканского комплекса относятся к габбро-долеритовой (габбро-диабазовой по [Магматические ..., 1979]) формации.

В телах габброидов вблизи крупных разломов и гранитоидных массивов присутствуют прожилки актинолит-асбеста.

На изученной площади интрузии прорывают отложения девона, нижнего-среднего карбона, нижней-средней перми. В верхнепермских и триасовых отложениях эти интрузивные тела отсутствуют (бассейн руч. Роговик – правого притока р. Таскан). Гальки долеритов встречаются в конгломератах тасканской свиты средней юры [Маннафов и др, 1999]. На смежной территории к северо-востоку от листа Р-55 известны выходы наземных эффузивов основного состава, ассоциирующих с терригенными отложениями, содержащими растительные остатки позднего карбона – ранней перми [Лычагин и др., 1989]. Для пород комплекса получены К-Аг датировки 219–236 млн лет, соответствующие среднему-позднему триасу [Шувалов, Степанов, 1969 ф]. Скорее всего это омоложенные значения, современные датировки пород рассматриваемого комплекса отсутствуют. Учитывая геологические данные, возраст комплекса принимается как раннекаменноугольный-среднепермский.

## РАННЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Кобьюминский трахипикродолерит-габбровый гипабиссальный комплекс** ( $J_1$ km) выделен как самостоятельный в ВКСЛ [Ян-жин-шин и др., 2002]. Распространен в северо-западной части листа в пределах Кобьюминской СФЗ (11.1) Южно-Верхоянской СФО (11) и в пределах Тарынской СФЗ (9.1) Яно-Колымской СФО (9). Основной ареал распространения комплекса и петротип находятся на соседнем листе Р-54 [Казакова и др., 2013], его продолжение на рассматриваемой территории обозначено под названием Тарын-Юряхский ареал (см. рис. 9). На территории листа Р-55 тела комплекса представлены в основном силами долеритов ( $\beta$ ) и тешенитов ( $Ev$ ), приуроченных к нижнеюрским кобьюминской и хаялахской свитам. Контакты секущих тел ровные и крутые. В центральных зонах наиболее крупных тел долеритов породы кристаллические, в эндоконтактах – афировые. По вещественному составу долериты комплекса довольно однообразны и состоят из лабрадора-битовнита, авгита, редко гиперстена, биотита, оливина, из акцессориев присутствуют апатит, ильменит, магнетит. Сведения о химическом составе долеритов непосредственно на рассматриваемой территории отсутствуют. Нами заимствовано два анализа этих пород, описанных В. И. Кростелева [1982] в непосредственной близости от западной рамки листа в бассейн р. Кобюме (%):

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	сумма
48,04	1,62	13,05	2,18	10,16	0,23	12,4	6,69	1,27	1,76	0,18	2,36	99,94
48,26	0,99	15,95	1,26	9,15	0,16	9,89	7,37	2,68	0,4	0,18	3,99	100,3

Из приведенных данных видно, что долериты кобюминского комплекса по составу отвечают нормальнощелочным базальтом с кали-натровым и натровым типом щелочности. Содержания глинозема и окисей титана и кальция близки к основным пикробазальтам.

У самой западной рамки листа в истоках р. Индигирка А. П. Васьковским [1948] описаны силлы щелочных габброидов (тешенитов), которые также входят в состав кобюминского комплекса. Мощность силлов достигает здесь 22 м. Центральные части силлов сложены хорошо раскристаллизованными габброидами, внешние части представлены тешенит-порфиридами. Горная порода по данным А. П. Васьковского состоит (%): из лабрадора – 29, титанистого авгита – 24, анальцима – 21, хлорита – 12, карбоната – 5, биотита – 2, альбита и ортоклаза – 3, рудных минералов – 4, апатита – 0, п. Химический состав (вес. %):  $\text{SiO}_2$  – 45,3;  $\text{TiO}_2$  – 2,61;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 15,02;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3,74;  $\text{FeO}$  – 7,84;  $\text{MnO}$  – 0,08;  $\text{MgO}$  – 5,44;  $\text{CaO}$  – 7,28;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 4,28;  $\text{K}_2\text{O}$  – 1,69;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,31, –  $\text{H}_2\text{O}$  – 0,45; +  $\text{H}_2\text{O}$  – 3,88;  $\text{CO}_2$  – 2, 82.

Характер магматических тел, основные петрохимические черты комплекса позволяют относить эти образования к габбро-долеритой (габбро-диабазовой) формации, однако наличие в составе комплекса тешенитов и преобладание в покровных фациях Кобюминской СФЗ трахибазальтов определяют переходные черты комплекса к трахибазальтовой формации [Магматические ..., 1979].

Раннеюрский возраст комплекса определяется вероятной связью даек и силлов с базальтами нижнеюрских кобюминской и хаялахской свит. В пределах Тарынской СФЗ покровы базальтов, силлы и дайки долеритов установлены как в нижнеюрских, так и среднеюрских отложениях [Попов, Кузнецов, 1987], что допускает более длительное время формирования рассматриваемых образований комплекса.

## ПОЗДНЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Нера-бохапчинский габбро-порфирит – диорит-порфирит – гранит-порфировый гипабиссальный комплекс** ( $J_3nb$ ) объединяет многочисленные дайки и силлы основного, среднего и кислого состава, среди осадочных пород Иньяли-Дебин-Сугойской СФО (10) в юго-восточной части Главного Колымского плутонического пояса (5). Общая ширина зоны распространения пород комплекса на северо-западе 50–10 км, на юго-востоке увеличивается до 150 км. В целом зона даек следует общему простиранию складчатых структур. Тела комплекса сложены долеритами ( $B$ ), диоритами ( $\delta$ ), диорит-порфиридами ( $\delta\pi$ ), кварцевыми диоритами ( $q\delta$ ), гранодиорит-порфирами ( $\gamma\delta\pi$ ), гранит-порфирами ( $\gamma\pi$ ). Некоторые тела раскристаллизованы до габбро ( $v$ ) и кварцевых диоритов ( $q\delta$ ).

Тела комплекса явно не связаны ни с гранитными батолитами, ни с вулканическими структурами. В пределах зоны дайки комплекса распределяются неравномерно, группируясь в разные по параметрам линейные ареалы, в промежутках между которыми наблюдаются лишь отдельные тела или их небольшие скопления. Отчетливо выделяются Верхнеберелёхский, Нижнебе-

релёхский, Морджотский, Дебинский, Среднекано-Штурмовской, ареалы (см. рис. 9). Простираение даек изменчиво. В основном преобладает северо-западная ориентировка соответствующая направлению складчатых структур и зон смятия. Дайки чаще крутопадающие как послойные, так и секущие. Обычно это плитообразные тела, реже четковидные, с раздувами, пережимами. Неотторые дайки смяты в складки, разбитые на блоки будинажем. Протяженность даек изменяется от десятков метров до 8 км, мощность – от десятков сантиметров до десятков метров. Мощность дайкообразных тел гранит-порфиоров достигает 300 м.

Вмещающими породами для даек комплекса являются терригенные толщи триаса, нижней- и средней юры. Дайки сформировались до становления крупных интрузивов басугуньинского комплекса. Об этом свидетельствуют многочисленные наблюдения контактового метаморфизма нерабохапчинских даек в экзоконтактах этих интрузивов.

В составе комплекса значительно преобладают сильно измененные порфировые породы зеленовато-серого (гранодиорит-пофиры) или темно-серого (габбро-порфириты и долериты) цвета. Основная масса тонкокристаллическая, порфировые вкрапленники (5–25 %) представлены в основном плагиоклазо. Хорошо раскристаллизованные разновидности имеют порфировую структуру с мелкозернистой основной массой зеленовато-светло-серого (диориты) и серого и светло-коричневого (гранодиориты) цвета. Порфировые вкрапленники в них размером до 5 мм представлены плагиоклазом, реже кварцем и калиевым полевым шпатом. Гранит-порфиры – светлые буроватые или зеленовато-серые с редкими (2–10 %) мелкими (до 3 мм) порфировыми выделениями плагиоклаза, кварца, биотита.

Минеральный состав габброидов – основной плагиоклаз, часто альбитизированный – 45–60 %, темноцветные минералы – 40–53 %. Последние обычно замещены вторичными продуктами и поэтому их часто не удается диагностировать. Отмечаются реликты бурого или зеленого амфибола и клинопироксена. Акцессории представлены рудными минералами, в том числе лейкоксенизированным ильменитом, апатитом, иногда сфеном. Структура пород порфировая, основная масса микропризматическизернистая или субофитовая.

Минеральный состав диоритов и кварцевых диоритов отличаются от основных пород меньшим содержанием темноцветных минералов – 25–35 %, наличием кварца (до 5 %) и более кислым составом плагиоклаза (№ 30–55). Темноцветные минералы в реликтовых обособлениях представлены роговой обманкой, биотитом, иногда клинопироксеном. Структура порфировая, основная масса реликтовая микропипидиоморфнозернистая, реже субофитовая.

Гранит-порфиры сложены кварцем (5–20 %), присутствующем в виде мелких порфировых выделений, плагиоклазом, темноцветными минералами, замещенными хлоритом или мусковитом; в подчиненном количестве может присутствовать калинатровый полевой шпат. Общее содержание последнего не превышает 25 %. Плагиоклаз в порфировых выделениях наименее измененных пород представлен олигоклазом, андезином (до № 35), но большей частью альбитизирован. Основная масса полнокристаллическая кварц-полевошпатовая с серицитом, мусковитом (последних в сумме – 5–15 %), иногда карбонатом и хлоритом. Структура порфировая, гломеропорфировая,

основная масса микрогипидиоморфнозернистая, микропойкилитовая, иногда микросферолитовая, участками фельзитовая, микрографическая [Шишкин и др., 2008].

Гранодиорит-порфиры – отличаются от гранит-порфиров большим содержанием псевдоморфоз по темноцветным минералам (10–15 %), меньшим кварца (около 20 %) и калинатрового полевого шпата (5–10 %). В гранодиорит-порфирах больше, чем в породах других разновидностях порфировых выделений (до 30 %), их размер достигает 5 мм. Структура порфировая, основная масса микрогипидиоморфнозернистая.

Вторичные изменения выражены в пропилитизации и березитизации. Новообразованные минералы в основных и средних породах представлены преимущественно хлоритом, карбонатом, серицитом, альбитом, реже отмечаются эпидот, клиноцоизит, пренит, мусковит, парагонит, кварц, лейкоксен, пирит. В кислых породах среди вторичных ведущая роль принадлежит серициту, мусковиту, альбиту, значительно меньше хлорита, эпидота, клиноцоизита, карбоната, кварца, сульфидов (в основном пирита). В контактово метаморфизованных дайках развиты биотит, актинолит, тремолит.

По химическому составу (табл. 5) породы комплекса соответствуют нормальнощелочным породам натриевого и калиево-натриевого типа щелочности. Потенциал кислорода не превышает ильменитовой фации окисленности по сравнению с аналогичными породами более молодых комплексов нерабохапчинские долериты, диориты и гранодиориты характеризуются более низкими отношениями  $K_2O/Na_2O$  при общем пониженном содержании щелочных металлов.

Таблица 5

**Химический состав нерабохапчинского комплекса, %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	50,5	1,75	16,5	2,80	7,88	0,14	6,68	8,43	3,13	1,88	0,34	1,78	99,90
2	52,18	0,48	14,93	1,04	6,84	0,15	10,13	7,74	1,54	0,52	0,07	4,14	99,76
3	55,32	0,4	16,2	1,45	5,34	0,10	6,70	6,6	2,24	0,6	0,08	4,68	99,71
4	56,0	0,45	17,0	1,15	2,97	0,09	3,10	5,53	1,86	2,19	0,08	9,24	100,00
5	62,9	0,42	17,3	1,57	2,97	0,09	1,05	2,73	4,25	2,31	0,17	3,74	99,80
6	58,4	0,63	19,2	1,77	3,46	0,14	1,81	5,10	4,77	3,66	0,32	0,25	99,90
7	67,98	0,56	16,1	0,65	3,74	0,1	0,90	3,86	3,15	2,1	0,21	0,57	99,92
8	67,4	0,01	12,5	0,32	2,15	0,06	1,68	4,12	2,79	2,04	0,05	6,6	99,90
9	69,1	0,52	15,4	0,87	2,65	0,06	1,01	2,78	3,12	3,57	0,11	0,43	100,00
11	69,84	0,32	14,72	2,38	0,92	0,05	0,44	1,43	4,38	2,89	0,1	2,63	100,10
10	71,94	0,09	14,82	0,89	1,19	0,02	0,55	1,64	3,5	3,64	0,07	1,63	99,98

1–2 – габбро-порфириты, 3–4 – диорит-порфириты, 5 – кварцевый диорит-порфирит, 6 – монзонит-порфирит, 7–8- дацит-порфиры, 9–11 – гранит-порфиры (1, 6 – дайка Восточная; 2, 3, 11 – дайки левобережья р. Берелёх, 4 – дайка Желанная; 5 – дайка Подгорная; 7, 10 – Ат-Юрх – Штурмовской ареал; 8 – дайка Бортовая; 9 – дайка Сылгытарская)

По данным ICP-MS (табл. 6) средние породы содержат пониженные, относительно сходных пород более молодых комплексов, содержания Rb, P, Ti, Y, Tb и чуть повышенные – Ba. Характер спектров распределения РЗЭ свидетельствует о незначительном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми и наличии слабого Eu-минимума.

Таблица 6

**Содержания микроэлементов в горных породах нера-бохапчинского комплекса, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	Ba	Ho
1	1	61,7	603,0	31,3	194,0	11,1	6,72	180,0			0,93
2	4	86,7	294,0	10,1	73,3	3,81	2,34	65,7	16,80	311,0	0,41
3	5	63,5	238,0	17,7	157,0	7,20	9,57	15,5	9,62	587,0	0,59
4	6	97,0	768,0	24,0	164,0	12,60	10,90	15,3	7,97	1130,0	0,80
5	8	57,1	370,0	5,01	46,6	7,38	25,10	12,8	9,60	561,0	0,14
6	9	119,0	158,0	27,0	233,0	12,2	5,38	49,8	11,20	787,0	1,10

№ п/п	№ х/с	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs	V
1	1	2,40	0,41	2,32	0,34	-	-	4,25	-	-	
2	4	1,11	0,14	1,17	0,17	2,07	0,24	2,26	0,67	20,60	68,60
3	5	1,87	0,28	1,97	0,28	3,95	0,51	6,46	1,53	6,72	6,89
4	6	2,42	0,36	2,00	0,33	4,32	0,63	5,74	1,12	2,75	94,30
5	8	0,33	0,04	0,24	0,04	2,25	0,74	5,99	2,32	2,33	
6	9	2,74	0,40	2,59	0,46	6,68	0,88	11,40	2,88	4,88	34,80

№ п/п	№ х/с	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
1	1	14,60	30,6	4,47	19,9	4,73	1,33	4,65	0,82	4,63
2	4	9,62	18,7	2,15	8,71	1,76	0,60	1,63	0,28	1,73
3	5	21,60	41,5	4,82	19,4	3,68	0,97	3,54	0,53	3,23
4	6	36,50	71,7	8,53	32,4	6,53	1,94	5,55	0,73	4,39
5	8	17,40	34,1	4,02	15,7	4,07	0,73	2,42	0,26	1,22
6	9	36,00	73,2	8,44	33,4	5,97	1,31	5,40	0,79	4,93

Нера-бохапчинский комплекс относится к диорит-гранодиоритовой формации. С метасоматически измененными дайками комплекса парагенетически связана золоторудная минерализация.

Дайки комплекса прорывают триасовые и юрские отложения, не проникая в толщи кимериджской молиджакской свиты и кимеридж-титонской улаханчистайской вулканической группы. Дайки ороговикованы и метасоматически изменены в контактовых ореолах массивов колымского, басугунынского и биликанского комплексов. Имеющийся массив из нескольких сотен К-Аг да-



тировок неро-бохапчинских даек показывает широкий разброс значений возраста от 170 до 60 млн лет. По данным И. Л. Жулановой и др. [2007] практически во всех ареалах этих даек устанавливаются реликтовые K-Ar даты в интервале от 170 до 160 млн лет (байос-окфорд), со средним значением  $167 \pm 2$  млн лет (батский век). Близкие к последней цифре даты устанавливались в нера-бохапчинских дайках и Rb-Sr изохронным методом. Имеется датировка Ar-Ar методом для дайки Транспортная  $165 \pm 2$  млн лет [Ворошин, 2005].

В ЦИИ ВСЕГЕИ в пределах листа U-Pb SHRIMP методом продатированы цирконы нескольких даек нера-бохапчинского комплекса. По двум из них получены даты около 149 млн лет (табл. 7). Ранее несколько типовых даек нера-бохапчинского комплекса продатировано тем же методом на соседнем листе P-56. Вариации ограничились интервалом 152,7- 150,2-млн лет.

Таблица 7

**Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов  
из пород нера-бохапчинского комплекса**

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	4	В. И. Шпикерман, 2012	48	Желанная дайка	диорит-порфирит	$148,6 \pm 1,3$
2	8	В. Н. Зелепугин, 2011	113	Бортовая дайка	дацит-порфир	$149,0 \pm 2,5$

Вместе с тем, имеется две U-Pb SHRIMP датировки цирконов из заведомо нера-бохапчинских даек на территории листа P-55 –  $85,9 \pm 2$  млн лет (дайка Штурмовская, колл. В. Н. Зелепугина, 2011 г.) и  $86 \pm 2$  млн лет (дайка Восточная, колл. В. И. Шпикермана, 2008 г.). Однако в других пробах из тех же даек, тем же методом были получены более древние конкордантные даты –  $147,7 \pm 4,3$  млн лет (дайка Штурмовская, колл. А. В. Альшевского, 2012 г.) и  $148 \pm 2$  млн лет (дайка Восточная, колл. В. Н. Зелепугина). Причем, в последнем случае (дайка Восточная, колл. В. Н. Зелепугина) кроме древних присутствует популяция цирконов с конкордантным возрастом  $80 \pm 2,0$  млн лет. Дайки Штурмовская и Восточная размещаются в поле термального воздействия Хатыннахского массива кварцевых монзонитов, возраст которого по данным U-Pb SHRIMP около 84 млн лет. Влиянием этого массива могут быть объяснены полученные в дайках даты 85–80 млн лет. Таким образом, есть основание полагать, что в телах небольшой мощности, каковыми являются многие дайки нера-бохапчинского комплекса, может происходить перезапуск изотопных часов даже в такой устойчивой системе, как уран-свинцовая. Даты 148–150 млн лет также могут не отвечать истинному возрасту даек, поскольку они размещаются в области развития крупных батолитов мощного позднейюрского магматизма Главного Колымского плутонического пояса, а до-батолитовый возраст неро-бохапчинских даек был установлен еще первыми

исследователями Золотой Колымы. Однако и нет оснований опускать возраст даек этого комплекса ниже поздней юры, так как они широко распространены в осадочных породах хара-юряхской серии бат-оксфордского возраста.

По совокупности изотопно-геохронометрических и геологических данных возраст нера-бохапчинского комплекса принимается как позднеюрский, но не моложе кимериджа. На основании этого, дайки комплекса не включаются в легенде в состав Главного Колымского плутонического пояса, а рассматриваются нами как элемент завершающей стадии развития Иньяли-Дебин-Сугойской СФО.

**Нерский габбро – диорит-порфирит – гранодиорит-порфировый гипабиссальный комплекс** ( $J_3n$ ) выделен на III Петрографическом совещании по Северо-Востоку СССР П. П. Лычагиным, Е. Ф. Дылевским [1991]. Представлен дайками и штоками габбро-диорит-гранодиоритового состава. Ареалы распространения даек располагаются среди пермских и триасовых толщ Аян-Юряхская СФЗ (15.4) Бахапчино-Вилигинская СФО (15) и Яно-Колымской СФО (9) в юго-западной части Главного Колымского плутонического пояса [5]. Образует несколько кулисно расположенных согласно общей региональной структуре ареалов: Аян-Юряхский, Арга-Юряхский, Бургагынский, Нелькоба-Омчугский, Омчанский.

Ранее многочисленные дайки этого комплекса относились к нера-бохапчинскому комплексу [Петухов и др., 1999а,б]. Дайки нерского комплекса, как правило, слабее подвергнуты тектонической переработке по сравнению с дайками нера-бохапчинского комплекса, отличаются от последних составом (присутствуют лампрофиры) и структурно-тектонической позицией.

Комплекс включает диорит-порфириты ( $\delta\pi$ ), спессартиты ( $\chi$ ), гранит-порфиры ( $\gamma\pi$ ), лейкогранит-порфиры ( $l\gamma\pi$ ), некоторые тела представлены габбро ( $\nu$ ) и диоритами ( $\delta$ )

Дайки северных ареалов (Аян-Юряхский) трассируют главные направления дизъюнктивных дислокаций, которые здесь разворачиваются на северо-восток, соответственно и дайки имеют преобладающее северо-восточное и широтное простирание. Обычно для них характерна малая мощность (1–3 м, редко до 20–30 м) и значительная протяженность – до 2–7 км. По форме это плитообразные тела, местами четковидные, ветвящиеся.

Дайки центральных ареалов (Арга-Юряхский) также протягиваются согласно с разрывными нарушениями и общим направлением складчатых структур, имеющими здесь северо-западное простирание. Залегание даек обычно крутое – под углом 60 – 90°, реже – 40 – 50°. Мощность варьирует от 0,5 – 5 м до 10 – 15 м, протяженность достигает 4-х километров.

Контактовое воздействие на вмещающие породы незначительное и выражается в образовании оторочек кварц-мусковитовых роговиков шириной до двух метров у наиболее мощных даек [Штоколова, Штоколов, 1980].

В большей части породы даек зеленовато-серые, серые, темно-серые. В наиболее измененных разновидностях, кроме обычных диоритовых структур, наблюдается и лепидогранобластовая структура.

Габбро – мелкозернистые породы, наименее измененные разности состоят из основного плагиоклаза – 48–52 %, бурой роговой обманки – 30–40 %, клинопироксена – до 19 %, иногда отмечается калинатровый полевой шпат – до

2 %. Структура пород призматическизернистая, пойкилоофитовая. В породе присутствует более поздний автометаморфический кварц.

Дайки среднего состава наиболее распространены и весьма разнообразны по количеству и составу темноцветных минералов. Среди них присутствуют роговообманковые, пироксен-роговообманковые, биотитовые, биотит-роговообманковые диориты, пироксен-роговообманковые кварцевые диориты, роговообманково-биотитовые и пироксен-биотитовые диориты. Диориты и диорит-порфириды имеют следующий минеральный состав [Карелин и др., 1985 ф]: плагиоклаз – 50 – 70 %; калиевый полевой шпат – 5 – 10 %; темноцветные минералы (роговая обманка, моноклинный пироксен, биотит) – 20 – 35 %; кварц – 2 – 5 %. Акцессорные минералы – апатит, ильменит, магнетит, сфен; вторичные минералы – хлорит, серицит, карбонат, актинолит, биотит, эпидот. Структура порфировая, микрогипидиоморфнозернистая; гипидиоморфнозернистая; характерен идиоморфизм роговой обманки.

Спессартиты отличаются от диоритов несколько большим разнообразием акцессорных и вторичных минералов [Блажеев, Карчавец, 1967 ф]. Они имеют более темную окраску и тонкокристаллическую структуру. Содержание роговой обманки достигает 40 %.

Гранит-порфиры светлые зеленовато-бурые, породы, порфировые выделения которых (3–15 % объема) представлены кварцем, плагиоклазом, псевдоморфозами хлорита или мусковита по темноцветным минералам (изредка отмечаются реликты биотита). В основной массе присутствует калинатровый полевой шпат, содержание которого не превышает 25 %. Плагиоклаз в порфировых выделениях наименее измененных пород представлен олигоклазом, андезином (до № 35), но большей частью альбитизирован. Структура порфировая, основная масса микрогипидиоморфнозернистая, микропаналлотриоморфнозернистая [Рахманов и др., 1994 ф, Маннафов и др., 1986 ф, Карелин и др., 1990 ф].

Лейкогранит-порфиры отличаются от гранит-порфиров пониженным (2–4 %) содержанием темноцветных. В лейкоплагиогранит-порфирах, кроме того, понижено и содержание калинатрового полевого шпата (менее 20 %).

Акцессорные минералы в основных и средних породах представлены ильменитом, апатитом, реже сфеном, цирконом, ортитом. В кислых породах, кроме названных минералов, встречаются монацит, рутил, характерен гранат, реже присутствуют другие высокоглиноземистые минералы – андалузит, силлиманит, шпинель.

Новообразованные минералы в основных и средних породах представлены преимущественно хлоритом, карбонатом, серицитом, альбитом, реже отмечаются эпидот, клиноцоизит, пренит, мусковит, кварц, лейкоксен, пирит. В кислых породах среди вторичных ведущая роль принадлежит серициту, мусковиту, альбиту, значительно меньше хлорита, эпидота, клиноцоизита, карбоната, кварца, сульфидов (в основном пирита).

Породы нерского комплекса относятся к нормальному и умеренно-щелочному ряду, калиево-натриевого типу щелочности с постоянно повышенной натриевой составляющей и являются умеренно- и высокоглиноземистыми.

Химический состав и содержания микроэлементов пород комплекса представлены в табл. 8; 9. Комплекс относится к диорит-гранодиоритовой формации.

Таблица 8

Химический состав нерского гипабиссального комплекса, %

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	61,00	0,59	17,90	1,91	4,23	0,12	1,40	3,97	3,81	2,10	0,31	2,12	99,90
2	53,50	0,58	16,00	1,58	4,23	0,12	4,50	5,70	2,30	1,88	0,16	8,79	99,80
3	48,85	0,40	13,30	1,65	6,80	0,15	12,98	5,87	2,02	0,39	0,13	-	100,04
4	51,06	0,35	17,42	0,78	6,46	0,15	9,90	7,98	2,01	0,60	0,12	-	99,83
5	53,31	0,35	11,84	0,79	6,79	0,26	12,46	6,24	1,88	1,20	0,06	3,96	99,28
6	55,37	0,08	13,71	1,34	6,58	0,11	9,04	4,66	2,40	0,40	0,08	4,91	98,89
7	58,90	0,65	15,52	1,03	5,10	0,12	4,27	5,80	2,90	0,62	0,18	-	100,11
8	60,40	0,11	16,90	0,80	3,92	0,09	4,00	5,56	3,40	0,80	0,11	2,78	99,03
9	64,26	0,35	18,17	0,57	2,77	0,03	2,09	3,93	3,66	0,80	0,10	3,00	99,98
10	64,35	0,41	17,87	0,97	2,37	0,03	1,71	4,66	3,30	1,52	0,10	2,50	99,93
11	64,56	0,38	17,05	0,59	3,02	0,07	1,94	4,70	3,65	1,40	0,12	1,95	99,48
12	69,30	0,34	14,86	0,41	2,01	0,08	1,50	2,52	4,25	2,10	0,09	2,54	100,00
13	69,41	0,31	14,69	0,89	1,62	0,04	0,86	2,80	3,90	2,00	0,10	3,20	99,84
14	70,55	0,13	15,88	0,47	1,69	0,05	1,13	2,94	3,78	1,65	0,07	1,46	99,80
15	72,06	0,07	16,20	0,40	0,77	0,03	0,30	1,86	3,80	2,65	0,07	1,85	100,18
16	73,62	0,14	13,97	0,50	0,69	0,01	0,10	1,19	4,70	2,36	0,05	1,85	99,28
17	74,20	0,07	13,19	0,51	1,89	0,02	0,70	0,32	4,00	2,15	0,07	1,92	99,16
18	74,41	0,05	14,72	0,55	0,35	0,02	<0,10	0,42	3,95	3,40	0,05	1,20	99,18

Примечание. 1 – кварцевый диорит-порфирит, дайка, руч. Хугланнах; 2 – спессартит, дайка Наталкинская (карьер м-ния Наталка); 3, 4 – габбро-порфириты, 5 – габбродиорит – порфирит, 7 – диорит-порфирит, 8 – кварцевый диорит-порфирит, 9 – тоналит-порфир, 10, 11 – дацит-порфиры, 12–14 – плагиогранит-порфиры, 15- гранит-порфир, 16–17 – лейкоплагиогранит-порфиры, 18 – лейкогранит-порфир, (1–2 – колл. В. И. Шпикермана, 2012 г.; 3,4,7 – колл. Н. В. Хандожко, 1971 г.; 5–6, 8–18 [Карелин и др., 2009 б]).

Породы в дайках комплекса пропилитизированы; плагиоклаз, как правило, сосюртитизирован, карбонатизирован, темноцветные минералы часто почти нацело замещены хлоритом, реже карбонатом, эпидотом. С метасоматически измененными породами комплекса парагенетически связана золотая минерализация.

Возраст пород нерского комплекса прямыми геологическими наблюдениями не установлен, хотя наблюдалось [Дужак, 1962 ф] пересечение дайки диорит-порфиритов дайкой гранит-порфиров позднеюрского басугуньинского комплекса. В некоторых дайках комплекса наблюдается будинаж, что дает основание рассматривать нерский комплекс, по аналогии с нера-

бохапчинским, как доскладчатый. Результаты U-Pb SHRIMP датирования двух даек нерского комплекса приведены в табл. 10.

По совокупности данных, возраст нерского комплекса определяется как позднерурский (вероятнее всего оксфорд-кимериджский). Соответственно в легенде к геологической карте комплекс включается в состав Бахапчино-Вилигинской и Яно-Колымской СФО, к заключительным стадиям их формирования.

Таблица 9

**Содержание микроэлементов в горных породах нерского комплекса, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
1	1	61,6	305	23,8	288	14,40	10,30	16,2	7,92	726	33,1	66,9	7,72	30,9	5,56
2	2	53,9	376	17,8	115	5,98	9,59	98,1	12,60	473	20,3	39,8	4,67	18,9	3,49

№	№ х/а	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	1,42	5,36	0,76	4,56	0,89	2,37	0,4	2,72	0,41	7,36	1,00	7,94	1,97	3,55
2	2	1,00	3,39	0,47	2,97	0,66	1,87	0,28	1,91	0,30	3,11	0,36	5,10	1,23	4,95

Таблица 10

**Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород нерского комплекса**

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	1	В. И. Шпикерман, 2012	70-1	Хугланнахская дайка	Кварцевый диорит-порфирит	148,2±1,3
2	2	В. И. Шпикерман, 2012	60-2	Наталкинская дайка	Спессартит	148,6±1,3

**Сохатинский перидотит—габбровый плутонический комплекс (J<sub>3</sub>sh)** выделен и описан В. А. Шишкиным и др. [2008]. Представлен массивом Сохатинский, расположенным в северо-восточной части Главного Колымского плутонического пояса [5], в бассейне руч. Сохатинский, левого притока р. Дебин. Массив дайкообразной формы протяженностью 18 км, шириной до 2 км, размещается между крупными гранитоидными массивами – Негаяхским, Неуместным и Маяк. Сохатинский массив впервые описан Б. Н. Владимировым в 1936 г. Познее он был подробно изучен П. П. Лычагиным [1993], Н. А. Горячевым, П. П. Колесниченко [1997], А. Э. Изохом и др. [2012].

Массив Сохатинский сложен габбро (v), в незначительном количестве (менее 1 %) отмечаются плагиоклазовые верлиты. Среди основных пород

преобладают лейкократовое и мезократовое габбро, в меньшем объеме присутствуют габбронориты, оливиновые габбро и габбронориты, тылаиты, троктолиты, анортозиты. Вмещающими породами являются среднеюрские терригенные отложения, с которым габброиды имеют отчетливые интрузивные и тектонические контакты.

Ультраосновные породы встречаются в центральной части массива, где отчетливо выражена расслоенность. По данным П. П. Лычагина [1993] здесь выделяется субгоризонтальная залежь массивных плагиоклазовых перидотитов видимой мощностью до 10 м с горизонтами (10–30 см) тылаитов и троктолитов. Описанная пачка вверх сменяется тылаитами и троктолитами (70–90 м) с горизонтами, в верхней части, мезо- и лейкогаббро. Еще выше залегает пачка чередующихся (слойки 1–10 см) мезо-, лейко- и меланократовых габбро. На других участках массива падение поверхностей расслоенности закономерно изменяется от пологого до вертикального. В целом меланократовых разностей габброидов больше в юго-западной части, а лейкогаббро преобладает в северо-восточной. Анортозиты встречены в основном на юго-востоке дайкообразного тела и в меньшем количестве на правобережье верхнего течения р. Сохатиная.

Плагиоклазовые верлиты – темно-серые, зеленовато-серые среднезернистые породы, состоящие из небольшого количества оливина, клинопироксена, основного плагиоклаза. Большая часть первичных темноцветных минералов замещена тремолитом, серпентином, тальком, поэтому видовое название пород не определяется. Акцессорные минералы представлены ильменитом; редко хромит, шпинель, циркон, часто встречается пирротин (последние два минерала, вероятно, вторичные). Структура реликтовая гипидиоморфнозернистая, характерен идиоморфизм оливина.

Оливиновые габбронориты – темно-серые среднезернистые породы, состоят из плагиоклаза – 25–30 %, оливина – 15–25 %, клинопироксена – 10–20 %, ортопироксена – 5–10 %, вторичных минералов по темноцветным (20–50 %) – биотита, актинолита, серпентина, талька. Акцессорные – ильменит, апатит. Структура габбровая, габбро-офитовая, пойкилитовая. Тылаиты отличаются низким содержанием ортопироксена.

Габбро – зеленовато-серые средне-, реже мелкозернистые породы, состоящие из плагиоклаза – 40–60 %, клинопироксена, коричневого амфибола, в небольших количествах присутствуют ортопироксен и оливин. Акцессорные – ильменит, апатит, сфен. Вторичные минералы – актинолит, тремолит, серпентин, биотит, хлорит, серицит, сосюрит. Структура габбровая, габбро-офитовая. Габбронориты отличаются сонахождением орто- и клинопироксена; в троктолитах темноцветный представлен оливином. Лейкогаббро и реже встречающиеся лейкогаббронориты содержат 70–90 % плагиоклаза.

Анортозиты – светло-серые мелко-среднезернистые породы с пятнистой текстурой. В пятнах размером до первых см обособлены темноцветные, представленные преимущественно клинопироксеном, меньше ортопироксеном и амфиболом. Общее количество основного плагиоклаза превышает 90 %. Акцессорные – ильменит, апатит. Структура пород панидиоморфнозернистая, на участках, обогащенных темноцветными – габброофитовая.

Химическим анализом (табл. 11). в плагиоклазовых верлитах выявляется аномально высокое содержание глинозема, несколько пониженное – MgO. Габброиды низкотитанистые, в них, вследствие высокой основности плагиоклаза, наблюдаются повышенные содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO. Основные породы содержат высокие концентрации Sr, Co пониженные Rb, Y, Zr. Габброиды комплекса характеризуются слабой магнитностью

Таблица 11

Химический состав пород сохатинского комплекса, %

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п.п.	Сумма
1	40,44	0,06	9,29	16,77	0,20	23,37	5,46	0,49	0,04	-	3,88	100,00
2	41,43	0,15	11,54	14,27	0,18	20,00	6,00	0,29	0,11	0,01	5,99	99,97
3	43,04	0,10	18,19	7,68	0,10	15,51	9,69	1,01	0,18	0,01	4,49	100,00
4	47,36	0,29	18,73	9,02	0,14	9,84	10,68	1,16	0,11	-	2,66	99,99
5	47,58	0,20	20,67	5,78	0,08	8,64	13,49	2,14	0,28	0,01	1,12	99,99
6	48,57	0,35	21,82	5,20	0,08	6,28	12,83	2,18	0,82	0,03	1,78	99,94
7	48,75	0,41	24,52	4,69	0,06	4,44	12,17	2,23	0,51	0,05	1,30	99,13

Примечание. 1–2 – плагиоклазовые верлиты, 3 – оливковое габбро, 4–6 – габбро, 7 – анортозит (все [Горячев, Колесниченко, 1997]).

Преобладание в составе пород сохатинского комплекса клинопироксенов по отношению ортопироксенов, позволяет относить комплекс к габбро-верлитовой формации. Однако имеются и черты сходства с перидотит-пироксенит-норитовой формацией.

Породы комплекса прорывают среднеюрские отложения и сами прорваны гранитоидами позднеюрского негаяхского комплекса, а также содержатся в виде ксенолитов в позднеюрских гранитах массива Маяк колымского и диоритах басугуньинского комплексов. Соотношения с нера-бохапчинскими дайками не установлены. Абсолютный возраст пород массива определен при датировании цирконов U-Pb SHRIMP методом из такситового полосчатого биотитсодержащего габбро нижней краевой фации. Полученная средневзвешенная датировка составляет 148±1 млн лет [Изох и др., 2012]. Габброиды верхней краевой фации прорываются гранитоидами массива Маяк колымского комплекса, изотопный возраст которых определен тем же методом как 152±1 млн лет [Изох и др., 2012].

Учитывая геологические соотношения и изотопные датировки, возраст сохатинского комплекса принят позднеюрским, но по отношению к колымскому, негаяхскому и басугуньинскому комплексам, сохатинский является наиболее ранним.

**Басугуньинский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс (J<sub>3</sub>b).** К комплексу, отнесена группа небольших по размеру штоков и массивов (от первых км<sup>2</sup> до 50 км<sup>2</sup>), расположенных на правом берегу р. Колымы, в междуречье рек Кулу, Аян-Юрях, Берелех, Сусуман, в пределах Главного

Колымского плутонического пояса (5), а также ареалы мелких штоков в центральной и юго-восточной частях листа. Петротип – массив Басугунинский на соседнем листе Р-56.

Отличительными особенностями пород басугунинского комплекса являются: небольшие размеры интрузий (первые км<sup>2</sup> и десятки км<sup>2</sup>); преобладание в составе умеренно-кислых гранитоидов, присутствие даек [Гельман, 1970 б; 2000; Загрузина, 1977; Шило и др., 1988; Гамянин и др., 1991; Шевченко, 1996]. Массивы сложены – диоритами (δ), кварцевыми диоритами (qδ), гранодиоритами (γδ), гранит-порфирами (γπ), гранитами (γ). В составе комплекса широко распространены дайки, представленные диорит-порфирами (δπ), диоритами, кварцевыми диорит-порфирами (qδπ), кварцевыми диоритами, гранит-порфирами (γπ). Породами комплекса на листе Р-55 сложены массивы: Арга-Юряхский, Бургагы (Школьный), Бурганди, Верблюд, Верхне-Омулевский, Каменистый, Кангаджинский, Корабль, Маленький, Мал.Верблюд, Межевой, Мянунджа, Неожиданный, Омчиханджа, Паук, Соготохский, Сылгытар, Таяхта, Террасовый, Трус, Устьгранитный, Ухомыт, Хастах, Хугланнах, Чинякан, Фок и др. (см. рис. 8).

Диориты – зеленовато-серые среднезернистые породы с гипидиоморфно-зернистой структурой. Состоят из плагиоклаза – 59–61 %, пироксена – до 14 % (авгит, диопсид и гиперстен), микроклина – 6–7 %, роговой обманки – от 3 до 14 %, биотита – 6–16 %, кварца – не более 5 %. Акцессорные – до 3 % – магнетит, апатит, циркон. Вторичные изменения минералов проявились в сосюритизации плагиоклаза, развитии по роговой обманке и биотиту хлорита, эпидота, иногда сфена и карбонатов. Вмещающие породы на контакте с диоритами превращены в биотитовые и кордиерито-биотитовые роговики, ширина которых равна 400–700 м.

Кварцевые диориты средне-, реже мелкозернистые породы, отличаются от диоритов повышенным содержанием (5–15 %) кварца и пониженным темноцветных.

Гранодиориты являются наиболее распространенными разновидностями в составе комплекса. Это – серые, буровато-серые среднезернистые с порфирированными выделениями (до 1 см) плагиоклаза породы. Общий состав пород: плагиоклаз (андезин №35, до олигоклаза №26 в оторочках) – 36–45 %, калинатровый полевой шпат – 15–25 %, кварц – 15–25 %, зеленая обыкновенная роговая обманка – 4–5 %, бурый с красным оттенком биотит – 9–11 %, акцессорные – 0,5–1 %, могут присутствовать орто- и клинопироксен. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Граниты отличаются несколько повышенным содержанием кварца и калинатрового полевого шпата и пониженным темноцветных минералов, выделяются отсутствием роговой обманки.

Массив Таяхта, расположенный на правом берегу р. Кулу в плане имеет форму овала, вытянутого в меридиональном направлении, площадь выхода – 37 км<sup>2</sup>. Контакты четкие, наклонены от интрузии под углами 45–70°, северный контакт более пологий. Большая часть штока сложена среднезернистыми роговообманково-биотитовыми гранодиоритами в центральной части, наряду с ними, отмечаются и граниты. В краевой, реже центральной частях распро-



странены мелко- и среднезернистые кварцевые диориты, в северо-восточном и восточном эндоконтактах – диориты. Диориты пересечены дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов, лейкогранит-порфиров, монцолейкогранитов, монцолейкогранит-порфиров, жилами аплитов. К западу и юго-востоку от массива расположены малые штоки-сателлиты – Межевой (3 км<sup>2</sup>), Ленивец (0,3 км<sup>2</sup>) и Трус (0,7 км<sup>2</sup>). Два последних сложены гранодиоритами, и в меньшей степени гранит-порфирами, а шток Межевой – гранодиоритами и кварцевыми диоритами. [Карелин и др., 2009 б].

Небольшой (5 км<sup>2</sup>) массив Хугланнах на правобережье одноименного ручья в плане имеет сложную форму, вытянут на 7,5 км в северо-западном направлении согласно простиранию складчатых структур; ширина выхода до 1,2 км. Контакты круто падают в сторону вмещающих пород. Интрузия на северо-западе и юго-востоке расщепляется на ряд дайкообразных тел протяженностью до 2–3 км и мощностью до 300 м. Массив сложен биотитовыми гранитами, пересечен дайками гранит-порфиров и лейкогранит-порфиров, ориентированными на северо-запад.

Массив Фок сложен биотит-роговообманковыми среднезернистыми кварцевыми диоритами, амфибол-биотитовыми гранит-порфирами, которые пересекаются более поздними дайками гранитов и лейкогранитов. Порфировые породы по составу аналогичны более раскристаллизованным разновидностям, для большей их части характерны обильные (25–50 %) вкрапленники плагиоклаза и темноцветных минералов размером до 0,7 см. Содержание биотита, редко роговой обманки, составляет 5–7 %. Типичные акцессорные минералы – ильменит, апатит, циркон, сфен, ортит, рутил.

Дайковые тела басугуньинского комплекса образуют несколько ареалов в различных частях территории. Мелкие тела, штоки и дайки, в основном, концентрируются вблизи массивов. Мощность даек 1–10 м в раздувах до 40 м, протяженность от 100–500 м до 2–6 км. Контакты тел прямолинейные, ровные, крутые. У крупных даек и штоков контакты неровные с многочисленными апофизами и заливами во вмещающие породы. Простирания, в основном, субширотные и северо-западные. В эндоконтактах дайковых тел обычно наблюдается осветление породы, резкое уменьшение количества вкрапленников и их размеров, более слабая раскристаллизация пород. Малые штоки, площадью не превышающие 0,05–0,1 км<sup>2</sup>, имеют воронкообразную форму [Петухов и др., 1999а,б]. Отмечается пестрота петрографического состава и структур пород даек.

Гранит-порфиры – наиболее распространенные породы даек. Это белые, светло-серые, с желтоватым или розоватым оттенком породы, массивной, редко полосчатой текстурой. Вкрапленники в гранит-порфирах, представленные андезином составляют от 7 до 20 % породы и практически полностью замещены вторичными минералами. Порфировые выделения в дайках басугуньинского комплекса обычно более крупные и обильные, чем в нерабохапчинских. Темноцветные минералы представлены биотитом, редко – роговой обманкой (5–7 %).

Гранодиорит-порфиры – серые, светло-серые коричневатые породы, сложены плагиоклазом (№ 25–42) с прямой, реже рекуррентной зональностью–

47–57 %, каликатровым полевым шпатом – 7–20 %, кварцем – 15–25 %, зеленой обыкновенной роговой обманкой – 0–5 %, биотитом – 8–15 %, изредка присутствует ортопироксен. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Кварцевые диориты даек – серые, темно-зеленовато-серые мелкозернистые слабопорфировидные породы, состоят из плагиоклаза с прямой и рекуррентной зональностью (№ 25–55) – 45–70 %, каликатрового полевого шпата – 1–7 %, кварца – 5–15 %, зеленовато-бурой роговой обманки – 0–30 %, бурого биотита с красным оттенком – 2–25 %, акцессорных – 1–4 %, иногда присутствует ортопироксен – до 5 %. Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая. Редкие порфировидные выделения сложены плагиоклазом. Кварцевые диорит-порфириты имеют аналогичный минеральный состав.

Вторичные изменения пород комплекса относительно слабые – это серицитизация и сосюритизация плагиоклаза, хлоритизация и карбонатизация темноцветных минералов, реже отмечаются вторичные мусковит, эпидот, клиноцоизит, кварц.

Басугуньинский комплекс относится к диорит-гранодиоритовой формации.

Вмещающими породами магматических тел являются терригенные отложения перми, триаса и нижней-средней юры. Контактные изменения проявились весьма интенсивно, до образования биотитовых и амфибол-биотитовых роговиков, на расстоянии первых десятков метров. Общий ореол пород, затронутых контактовым метаморфизмом, составляет 200–300 м. С комплексом связано оруденение золото-редкометалльной формации (обычно локализовано непосредственно в штоках, реже в контактовых роговиках), предполагается связь и золото-кварцевого оруденения.

Химический состав поро представлен в табл. 12. Это в основной нормальнощелочные породы с каликатровым типом щелочности, с отклонением до натриевого для кислых разновидностей. По данным ICP-MS (табл. 13) в породах отмечаются повышенные концентрации Mn, Cr, Ni, Co, Li, Sc.

Таблица 12

**Химический состав горных пород басугуньинского plutонического комплекса, %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	71,90	0,35	14,40	0,46	2,46	0,05	0,68	1,94	3,22	3,74	0,09	3,74	100,0
2	69,60	0,25	16,10	0,89	1,77	0,03	0,37	1,92	3,83	3,01	0,12	2,00	100,0
3	59,50	0,59	16,60	1,80	3,92	0,12	3,41	5,18	3,57	3,85	0,30	0,57	99,9
4	63,00	0,60	17,90	1,33	3,35	0,09	2,28	4,75	3,46	2,17	0,14	0,59	100,0
5	71,10	0,12	15,90	0,80	1,39	0,03	0,40	2,10	4,10	3,17	0,08	0,46	99,9
6	69,60	0,30	15,10	0,78	2,92	0,07	0,59	3,00	3,44	3,38	0,09	3,38	99,9
7	71,81	0,32	14,57	0,71	1,40	0,03	0,82	1,66	4,29	3,41	0,08	3,41	100,0

Примечание. 1 – гранит, массив Бургандинский; 2 – гранит-порфир, массив Малый Верблюд; 3- монцит, массив Корабль; 4 – кварцевый диорит, массив Таяхта; 5– гранит, массив Хугланнах; 6- гранит, массив Бургагы.7 – гранит, массив Паук (1 – колл. В. Н. Зелепугина, 2011 г.; 2, 4–6 – колл. В. И. Шпикермана, 2012 г.; 3 – колл. Н. А. Горячева, 2012 г.; 7 – колл. А. В. Альшевского, 2013 г.)

## Содержание микроэлементов в горных породах басугунинского комплекса, ppm (г/т)

№ п/п	№ х/с.	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
1	1	144,0	97,60	70,90	200	12,10	9,31	39,0	2,82	419	43,1	91,2	10,7	41,0	9,49
2	2	90,3	208,0	6,77	155	11,90	10,30	33,9	11,30	721	37,4	74,2	8,87	35,0	6,62
3	3	93,0	595,0	21,70	166	13,30	7,41	65,9	16,90	439	26,7	53,9	6,49	26,4	5,20
4	4	67,7	272,0	19,30	156	9,95	6,74	20,1	11,40	671	28,1	55,7	5,86	23,9	4,73
5	5	85,6	240,0	2,49	128	13,90	10,20	14,6	7,39	690	31,2	60,8	6,43	24,3	3,75
6	6	87,9	151,0	18,90	185	8,84	7,48	15,1	3,77	803	35,2	67,2	7,67	29,2	5,70

№ п/п	№ х/с.	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	0,68	10,30	1,60	10,7	2,33	7,63	1,11	6,26	0,92	6,26	0,81	1,15	4,01	10,0
2	2	1,27	4,29	0,50	1,94	0,24	0,42	0,05	0,27	0,04	4,71	0,84	10,5	2,11	4,39
3	3	1,25	4,66	0,72	3,98	0,84	2,29	0,32	2,49	0,39	4,46	1,18	9,07	1,59	2,41
4	4	1,13	4,00	0,61	3,38	0,74	1,91	0,30	2,07	0,27	4,24	0,62	6,67	1,19	2,51
5	5	0,85	2,13	0,23	0,68	0,07	0,15	0,02	0,10	0,02	3,91	0,91	9,65	1,47	2,11
6	6	1,17	4,60	0,64	3,43	0,63	1,69	0,28	1,71	0,28	5,52	0,58	9,59	2,61	2,27

Породы басугунинского комплекса традиционно относятся к поздней юре. Однако ряд исследователей считают их раннемеловыми [Соболев, Колесниченко, 1979; Соболев, 1989, Шевченко, 1996]. Интрузивы тела комплекса прорывают отложения нижней и средней юры. Диориты басугунинского комплекса содержат ксенолиты габброидов сохатинского комплекса, кварцевые диориты прорваны умеренощелочными лейкогранитами негяхского комплекса. По отношению к дайкам нера-бохапчинского комплекса басугунинский является более молодым, дайки прорываются и метаморфизуются басугунинскими интрузиями, с колымским и тас-кыстабытским комплексами геологические соотношения не установлены.

K-Ar датировки пород басугунинского комплекса в основной своей массе варьируют в пределах 136–147 млн лет. В последнее время в ЦИИ ВСЕГЕИ при датировании U-Pb состава индивидуальных цирконов методом SHRIMP получены даты стабильно располагающиеся в интервале от 14,67 до 152,7 млн лет (табл. 14). Изотопный возраст петротипического Басугунинского массива, расположенного восточнее рассматриваемой территории (лист Р-56), полученный также U-Pb SHRIMP-датированием по циркону соответствует  $149,8 \pm 1,6$  млн лет [Кузнецов и др., 2008]. На основании этих определений принят позднеюрский возраст басугунинского комплекса.

## Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород басугуньинского комплекса

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	1	В. Н. Зелепугин, 2011	1–4–120	Бургандьинский массив	Гранит	150.0±2,0
2	2	В. И. Шпикерман, 2012	58	Малый Верблюд массив	Гранит-порфир	149,26±0,76
3	3	Н. А. Горячев, 2012	КМ-21	Корабль массив	Монцонит	152,7±2,0
4	4	В. И. Шпикерман, 2012	605	Таяхтах массив	Кварцевый диорит	148,67±0,95
5	5	В. И. Шпикерман, 2012	600	Хугланнах шток	Гранит	150.0±1,1
6	6	В. В. Акинин, 2004	н/д	Бургагы массив	Гранит	150,5±1,2
7	7	А. В. Альшевский, 2013	20_А	Паук массив	Гранит	151,5±1,7

Каньонский гранитовый плутонический комплекс (J<sub>3</sub>kn) развит ограниченно. Представлен двумя массивами Хиулчан и Тирехтях, расположенными в пограничной зоне Дарпирской СФЗ (4.2) Уяндино-Ясачненской СФО (4) и Главного Колымского плутонического пояса (5). Оба массива сложены гранитами (γ) и отнесены к каньонскому комплексу на основании сходного структурного положения, и общих вещественных характеристик пород с петротипическим массивом. Петротип каньонского комплекса расположен на соседней к востоку территории листа Р-56 (массив Большой Каньон).

Массив Хиулчан площадью около 200 км<sup>2</sup> находится в междуречье Мылга-Таскан. Форма массива – неправильная, амебообразная, вытянутая в северо-западном и севером направлении. Сложен гранитами, во внешних частях и в кровле гранит-порфирами.

Массив Тирехтях (105 км<sup>2</sup>) расположен в междуречье Мылга-Тирехтях в плане имеет форму овала с длинной осью, ориентированной на северо-запад согласно простирацию складчатых структур и совпадающей с разломом того же простираания. Границы извилистые, падение контактов – 40–65° в сторону от массива. Сложен биотитовыми гранитами. В экзоконтактах и центральной части распространены дайки лейкогранитов и умереннощелочных двуполевошпатовых лейкогранитов. Простираание даек в массиве преимущественно северо-восточное, в экзоконтактовых зонах – близмеридиональное, северо-западное и близширотное, падение крутое, мощность 1–10 м, протяженность до 1,4 км.

Особенностью петрографического состава данных массивов является развитие турмалиновых и мусковит-турмалиновых гранитов с топазом в Тирехтяхском массиве и присутствие гиперстена – в Хиулчанском массиве.

Граниты – светло-серые, буровато-серые породы, средне-крупнозернистые с крупными (до 5 см) порфиroidными вкрапленники полевых шпатов (5–15 %), реже – кварца. Минеральный состав гранитов: плагиоклаз с прямой и рекуррентной зональностью (андезин № 32–36 в центральных частях зерен и олигоклаз в краевых) – 25–45 %, калинатровый полевой шпат (ортоклаз и микроклин) – 15–30 %, кварц – 27–33 %, бурый с красноватым оттенком биотит – 7–15 %. Акцессорные минералы – ильменит, апатит, циркон, монацит, рутил, гранат. Структура порфиroidная, гипидиоморфнозернистая (плагиоклаз и биотит более идиоморфны, чем кварц и калишпат). В северной эндоконтактовой части массива Тирехтях в гранитах на фоне общей слабой мусковитизации и турмалинизации развиты маломощные зонки полнопроявленных грейзенов, состоящих из кварца, альбита, турмалина, примеси топаза, иногда эпидота. [Шишкин и др., 2008]

По химическому составу граниты каньонского комплекса относятся к нормальному ряду с калиево-натриевым типом щелочности (табл. 15). Для гранитов и гранодиоритов характерно преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$ . По минеральному и химическому составу граниты хорошо сопоставляются с гранитами массива Большой Каньон [Кузнецов, 2008].

Таблица 15

Химический состав каньонского plutонического комплекса, %

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	69,21	0,60	14,54	-	-	0,07	0,95	2,18	2,90	4,35	0,15	4,35	99,99
2	70,13	0,46	14,75	-	-	0,09	0,70	2,00	3,04	4,34	0,14	4,34	100,01
3	70,90	0,42	14,45	0,52	2,78	0,04	0,68	1,20	3,15	4,25	0,14	4,25	99,22
4	76,43	0,07	12,69	0,72	0,65	0,01	0,19	0,70	3,10	3,80	0,02	3,80	98,99
5	76,83	0,06	12,50	0,50	0,86	0,03	0,15	0,86	3,28	4,40	0,06	4,40	100,25
6	68,08	0,55	14,86	1,48	2,37	0,06	0,88	2,59	3,40	4,00	0,14	4,00	99,15
7	69,44	0,56	14,32	1,55	2,66	0,04	1,04	2,24	2,98	3,90	0,13	3,90	99,51
8	69,96	0,52	14,50	1,62	2,44	0,06	0,80	1,25	3,20	4,50	0,14	4,50	99,97
9	70,13	0,46	14,75	-	-	0,09	0,70	2,00	3,04	4,34	0,14	4,34	100,01
10	70,90	0,42	14,45	0,52	2,78	0,04	0,68	1,20	3,15	4,25	0,14	4,25	99,22
11	71,08	0,30	15,07	0,16	2,68	0,07	0,36	1,53	3,30	4,51	0,11	4,51	100,00
12	71,90	0,35	13,30	0,91	1,83	0,04	0,50	1,83	3,00	4,55	0,09	4,55	99,27
13	76,43	0,07	12,69	0,72	0,65	0,01	0,19	0,70	3,10	3,80	0,02	3,80	98,99
14	76,83	0,06	12,50	0,50	0,86	0,03	0,15	0,86	3,28	4,40	0,06	4,40	100,25
15	76,16	0,09	12,49	0,00	0,72	0,02	0,22	0,74	2,80	5,40	0,07	5,40	99,41
16	70,38	0,51	14,25	1,92	1,88	0,05	1,12	2,34	3,03	4,47	0,06	4,47	100,40

Примечание. 1–12 – граниты массива Тирехтях; 13–15 – лейкограниты массива Тирехтях; 16 – гранит массива Хиулчан (все [Шишкин и др., 2008])

Комплекс относится к гранитовой формации [Кузнецов и др., 2008].

Породы прорывают отложения ранней юры и позднего триаса. Единственным определением возраста K-Ar методом гранитов массива Хиулчан составляет 171,8 млн лет. Непосредственно к востоку от рамки листа в гранитном

штоке Оляха, являющимся выходом на дневную поверхность юго-восточного апофиза массива Тирехтях, U-Pb SHRIMP методом в ЦИИ ВСЕГЕИ определен возраст цирконов  $153 \pm 1$  млн лет (колл. А. В. Альшевского, 2008 г.). Почти все даты, полученные разными методами по породам петротипического массива, соответствуют поздней юре [Котляр, 1995 ф; Ньюберри, 2000]. В ЦИИ ВСЕГЕИ определен возраст гранитов петротипического массива Большой Каньон U-Pb SHRIMP методом по циркону в 5 разных образцах гранитов, который составил:  $148 \pm 2,2$ ,  $150 \pm 2,1$ ,  $150 \pm 2,2$ ,  $156 \pm 2,4$  и  $163 \pm 3$  млн лет, а также одного образца лейкогранитов –  $153,1 \pm 2,4$  млн лет [Кузнецов и др., 2008].

Таким образом, по полученным в последнее время изотопным датам, прежде всего уран-свинцовым, можно уверенно относить каньонский комплекс к позднеюрским образованиям.

С комплексом ассоциирует оруденение олова, кобальта, золота, серебра, свинца, цинка, железа.

**Тас-кыстабытский гранодиорит-гранитовый плутонический комплекс (J<sub>3</sub>tk).** выделен П. П. Лычагиным в 1975 г. Объединяет гранитоидные массивы, расположенные на юго-западе Главного Колымского плутонического пояса [5]. В составе комплекса выделяются массивы – Тас-Кыстабыт (петротип), Чингикан, Луара, Труд, Одонкан, Каприз, Охотика, Сквозной, Булука, Неожиданный, Диор, Право-Онгкачанский, Джелачан, Харан. расположенные в бассейнах рек Тымтей, Тарын-Юрях, Буор-Юрях. Крупнейшими массивами комплекса являются батолиты Тас-Кыстабыт (площадь выхода  $1100 \text{ км}^2$ ) и Одонкан ( $310 \text{ км}^2$ ). Массивы сложены гранодиоритами ( $\gamma\delta$ ) и гранитами ( $\gamma$ ).

Гранитоидный массив Тас-Кыстабыт имеет крутой западный контакт ( $60\text{--}70^\circ$ ), и пологий восточный ( $15\text{--}30^\circ$ ). Сложен гранодиоритами и гранитами, реже – кварцевыми диоритами. Гранитоиды отличаются непостоянством петрографического состава, варьирующего от лейкогранитов до роговообманково-биотитовых кварцевых диоритов, при преобладании биотитовых гранодиоритов. Граниты представлены биотитовыми разностями повышенной основности (адамеллитами), реже – щелочными и нормальными гранитами. Биотитовые граниты и адамеллиты слагают периферические части массива, прослеживаясь полосой (ширина  $2\text{--}7$  км) вдоль южного и восточного контактов. В центральных частях интрузива и в зоне экзоконтакта они имеют форму небольших штоковых тел. Граниты в контакте с гранодиоритами постепенно приобретают аплитовый облик и образуют а них жилоподобные апофизы [Дорт-Гольц, 1977]. Интрузия эродирована незначительно, о чем свидетельствуют останцы кровли и порфировидные структуры пород.

Массив Харан на правобережье одноименной реки в плане имеет форму овала, вытянутого в северо-западном направлении, площадь выхода –  $90 \text{ км}^2$ . Контакты четкие, наклонены от интрузии под углами  $20\text{--}45^\circ$ , до  $60^\circ$ , границы извилистые. Массив дискордантен, приурочен к ядру синклинали складки. По данным гравиметрии и магнито-теллурического зондирования гранитоиды распространяются до глубины  $3\text{--}5$  км; подводящий канал прослеживается до  $25$  км. Невскрытая часть массива по площади значительно превосхо-

дит выход на дневной поверхности. Большая часть штока сложена роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами.

Дайковый ареал комплекса вблизи массивов Харан, Диор, Неожиданный, Право-Онгкачанский. Представлен телами гранодиорит-порфиров. Простирается даек северо-восточное, протяженность до 5,5 км, мощность обычно 1–5 м, иногда до 250 м, падение на северо-запад под углами 30–80°. Дайки вблизи массива Тас-Кыстабыт сложены в основном гранит-порфирами, в некоторых случаях они пересекают породы массива. Падение их крутое (70–80°), мощность – от нескольких метров до 20–40 м, протяженность – от нескольких сотен метров до 2–3 км.

Вмещающие гранитные массивы терригенные породы, преобразованные в зонах экзоконтактов в эпидотовые, пироксеновые и слюдяные с турмалином роговики.

Биотитовые гранодиориты – серые и темно-серые, средне- и крупнозернистые, обычно неравномернозернистые или порфирированные, текстура массивная, реже такситовая с неравномерным распределением биотита и отдельными обособлениями турмалина; в апикальных частях интрузивов отмечается линейная текстура течения. Структура гранодиоритов порфирированная, гипидиоморфная, иногда гранулитовая, микрографическая и микропегматитовая. Минеральный состав: кварц – 20–25 %, зональный олигоклаз-андезин 30–50 %, ортоклаз-пертит – 15–25 %, биотит – 7–20 %, единичные зерна роговой обманки, циркона, апатита, граната, турмалина, топаза, ксенотима, монацита, касситерита, сфена, магнетита, ильменита, пириита. Вторичные: хлорит, карбонат, альбит, серицит, лейкоксен, эпидот-цоизит.

Граниты серые, средне- крупнозернистые, порфирированные, иногда пятнистые за счет скоплений биотита и турмалина. Граниты мелких штоков и апофиз более светлой окраски, порфирированные. Структура порфирированная, гипидиоморфная, гранитовая и микропегматитовая. Минеральный состав: калина-травный полевой шпат(обычно пертитовый) – 40–42 %, кварц – 32–36 %, олигоклаз-андезин – 20–25 %, биотит – 5–12 %, отмечаются андалузит и мусковит, а также апатит, циркон, турмалин, гранат, реже – касситерит, сфен, монацит, топаз и флюорит. Постмагматические изменения: окварцевание, мусковитизация, хлоритизация, эпидотизация, турмалинитизация. В мелких штоках и жилах, вблизи остатков кровли и в эндоконтактах граниты грейзенизированы.

Диориты и кварцевые диориты – темно-серые, темно-зеленовато-серые мелкозернистые породы, иногда с порфирированными выделениями плагиоклаза. Породы состоят из плагиоклаза с прямой и рекуррентной зональностью (№ 20–55) – 50–65 %, калина-травного полевого шпата – 3–10 %, кварца – 3–15 %, клинопироксена – 0–10 %, ортопироксена – 0–15 %, зеленой, реже бурой роговой обманки – 5–20 %, бурого биотита – 5–12 %, аксессуарных – 0,3–2,5 %. Структура гипидиоморфнозернистая, характерно преобладание идиоморфизма плагиоклаза над темноцветными, кварц и калина-травный полевой шпат ксеноморфны.

Химический состав и содержания микроэлементов в породах комплекса приведены в таблицах 16 и 17. Все породы принадлежат к нормальному и умеренно-щелочному рядам, калиево-натриевого типа щелочности.

Тас-кыстабытский комплекс относится к гранодиорит-гранитовой формации.

Таблица 16

**Химический состав пород plutонического тас-кыстабытского комплекса, %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	71,30	0,34	14,60	0,78	1,61	0,043	0,82	1,67	3,33	4,52	0,23	0,60	100,00
2	74,20	0,24	13,60	0,90	1,15	0,048	0,32	1,14	2,78	4,93	0,10	0,55	100,00
3	71,87	0,28	14,24	0,83	1,89	0,04	0,77	1,45	3,65	3,78	0,01	3,78	99,65
4	72,70	0,27	13,74	0,65	1,98	0,03	0,61	0,98	3,30	3,95	0,07	3,95	99,70
5	72,72	0,26	13,69	0,67	2,06	0,04	0,52	1,70	3,73	3,82	0,10	3,82	99,73
6	71,27	0,30	13,65	0,26	2,73	0,05	0,61	1,61	3,50	4,40	0,07	4,40	98,97
7	72,92	0,13	14,49	0,40	0,93	0,02	0,38	0,98	4,08	4,50	0,16	4,50	100,33
8	76,59	0,05	12,18	0,33	0,75	0,03	0,15	0,74	3,65	4,18	0,01	4,18	99,35
9	74,30	0,12	13,23	1,06	0,83	0,04	0,25	1,14	3,46	4,64	0,04	4,64	99,91
10	74,82	0,12	13,10	0,02	1,29	0,02	0,10	0,88	3,90	4,90	0,03	4,90	99,70

1, 2 – массив Тас-Кыстабыт (петротип): гранит (1), лейкогранит (2); 3–10 – массив Харан: граниты (3–5), умереннощелочные граниты (6–7), лейкогранит (8), умереннощелочные лейкограниты (9–10)

Таблица 17

**Содержание микроэлементов в горных породах тас-кыстабытского комплекса, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	Ba	La	Ce	Pr	Sm	Nd
1	1	288	66,2	26,5	146	26,3	10,6	31,9	10,9	240	26,2	53,9	6,59	5,42	23,5
2	2	234	51,3	30,6	86,3	9,86	23,6	20,9	15	221	13,8	31,1	3,98	3,92	14

№ п/п	№ х/с	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	U	Cs
1	1	0,49	4,86	0,87	4,62	0,95	2,49	0,39	1,93	0,28	4,64	3,78	14,2	14
2	2	0,43	3,87	0,83	4,67	1,05	3,39	0,52	3,18	0,46	3,08	1,46	8,59	11,6

Гранитоиды тас-кыстабытского комплекса прорывают отложения верхнего триаса, нижней и средней юры. Ранее комплекс датировался ранним мелом [Рудич, 1959; Ян-жин-шин и др., 2002 ф], либо апт-сеноманом [Попов, Кузнецов, 1987]. В последние годы получено U-Pb SHRIMP датировки цирконов из гранитоидов петротипического массива Тас-Кыстабыт – 149±2 и 151±1 млн лет. (колл. Ю. П. Рожкова, 2011 г.) и массива Труд – 153±3 млн лет [Прокопьев и др., 2008]. Близко воспроизводимые U-Pb SHRIMP даты показывают, что кристаллизация крупного массива Тас-Кыстабыт и других мас-



сивов комплекса произошла в поздней юре (в кимеридж-титонское время), практически синхронно с риолитами и дацитами Тарынского субвулканического массива, возраст которого, также определенный U-Pb SHRIMP методом, составляет 149,8 млн лет.

С комплексом связаны месторождения олова, многочисленные оловянные, оловянно-полиметаллические, полиметаллические, молибденовые, графитовые рудопроявления, реже – серебра и висмута, присутствует урановая минерализация. Развита оловянная россыпная месторождения, шлиховые потоки касситерита и шеелита.

**Сибердыкский гранодиорит-гранитовый плутонический комплекс** ( $J_3s$ ) распространен в юго-восточной части Главного Колымского плутонического пояса. Объединяет компактную группу массивов: Малых порогов, Сибердык (петротип), Право-Обинский, Малыш, Лево-Генкинский, Ярыга, Профессорский. Комплекс назван по Сибердыкскому массиву, детально изученному в качестве петротипа Н. В. Ичетовкиным [1965 ф]. Интрузии сибердыкского комплекса сложены роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами ( $\gamma$ ), в меньшей степени гранодиоритами ( $\gamma\delta$ ).

Массивы комплекса выделяются отрицательными аномалиями гравитационного поля интенсивностью до 10–15 мГ, характеризуются относительно низкими отрицательными (- 50–100 нТл) значениями в магнитном поле. Обрамляются узкими положительными (до 200–300 нТл) магнитными аномалиями вдоль контактов. Батолиты и штоки эродированы не глубоко, о чем свидетельствуют остатки кровли. Интрузии грубо конкордантны по отношению к складчатым структурам рамы, контакты крутые или наклонные в сторону вмещающих пород. Расчетная мощность тел варьирует от 4 до 14 км.

Петротипический массив Сибердык находится в верховьях рек Сибердык и Обо – правых притоков р. Колыма. Площадь выхода – 240 км<sup>2</sup> (40 км<sup>2</sup> на соседнем листе Р-56). Форма массива в плане близкая к овальной, длинная ось ориентирована в северо-восточном направлении. Контакты в основном крутые (60–80°), секущие слоистость осадочных пород, падают в сторону от массива. Южный контакт значительно более пологий (10–20°), здесь в большинстве случаев падение согласное с напластованием пород. Ширина зоны интенсивного ороговикования составляет 400–600 м, в южной и юго-восточной частях – 800–1200 м.

Вмещающими отложениями являются существенно глинистые породы верхней перми и нижнего-среднего триаса. В экзоконтактах они преобразованы в биотитовые, мусковит- и серицит-биотитовые роговики с кордиеритом, андалузитом, турмалином и актинолитом. Роговики с андалузитом приурочены непосредственно к контакту интрузии. Во внешней зоне слабого ороговикования распространены узловатые и пятнистые сланцы.

В западной и центральной частях массива в гранитоидах присутствуют крупные (до 1 км<sup>2</sup>) ксенолиты габбродиоритов, диоритов и кварцевых диоритов (вероятно басугуньинского комплекса).

По данным А. П. Соболева [1989] и Н. В. Ичетовкина [1965 ф] граниты светло-серые, среднезернистые, в апикальных частях мелкозернистые с порфировидными выделениями размером до 2 см калишпата (от первых % до 15 %). Количество выделений максимальное в породах юго-западной части

плутона, в центральной – не превышает 5–6 %. В северной части преобладают биотитовые разности гранитов, а в южной – роговообманково-биотитовые. Плагиоклаз в породах № 20–55 (36–42 %) обычно преобладает над микроклином (16–21 %), а биотит (11–12 %) над роговой обманкой (0,1–0,9 %). Биотит бурый с красноватым оттенком, обыкновенная роговая обманка – зеленая. Акцессорные представлены апатитом, ортитом, цирконом, ильменитом, магнетитом, гранатом, корундом, рутилом, сфеном. Из вторичных отмечены хлорит, серицит, эпидот. Структура гранитов порфириовидная, гипидиоморфнозернистая, реже пойкилитовая.

Мелкозернистые двуслюдяные граниты – светло-серые с зеленоватым оттенком породы с равномернозернистой структурой, состоят из плагиоклаза № 22–25 (в среднем по 21 шлифу – 37,3 %), микроклина (20,0 %), биотита (6,4 %), мусковита (1,7 %), акцессорных (3,6 %), представленных кордиеритом, апатитом, гранатом, рудными минералами [Ичетовкин, 1965 ф]. Среди гранитов присутствуют малые тела и дайки мелкозернистых порфириовидных лейкогранитов и умереннощелочных двуполевошпатовых лейкогранитов, отличающихся от двуслюдяных гранитов преобладанием калишпата над кислым плагиоклазом и пониженным содержанием (около 3 %) биотита.

По химическому составу (табл. 18, 19) гранитоиды сибердыкского комплекса относятся в основном к нормальному ряду с натриевым – калиево-натриевым типом щелочности.. Главное отличие сибердыкских гранитоидов от соответствующих пород колымского и каньонского комплексов, заключается в примерно равном соотношении содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ .

Таблица 18

**Химический состав пород сибердыкского комплекса, %.**

№ н/п	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	п.п.п.	Сумма
1	64,70	0,69	16,70	1,09	3,29	0,087	1,45	2,88	3,49	4,57	0,14	0,36	99,9
2	67,00	0,63	15,70	1,09	2,91	0,084	1,38	2,96	3,16	3,97	0,15	0,35	99,8
3	70,50	0,38	14,90	0,41	2,30	0,060	1,09	2,33	3,48	3,68	0,11	3,68	100,0
4	69,40	0,43	15,00	0,47	2,61	0,070	1,33	2,65	3,23	3,84	0,12	0,47	99,9
5	69,40	0,45	15,00	0,47	2,46	0,065	1,59	2,89	3,33	3,49	0,11	0,44	99,9

Примечание. 1–2 – массив Малых Порогов: граносиенит (1), гранодиорит (2); 3 – гранит, массив Профессорский; 4 – гранит, массив Ярыга; 5 – гранит, петротипический массив Сибердык (1,2 колл. Н. А. Горячева, 2000 г.; 3,5 колл. В. И. Шпикермана, 2011 г., 4 – колл. В. Н. Зелепугина, 2011 г.)

**Содержание микроэлементов в горных породах  
сибирдыкского комплекса, ppm (г/т)**

№ н/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	La	Ba
1	1	148,00	178,00	36,40	233,00	13,40	12,50	24,90	9,39	17,00	843,00
2	2	111,00	183,00	35,00	203,00	11,70	16,30	26,80	10,50	70,90	799,00
3	3	-	123,00	31,20	152,00	9,77	-	-	4,60	-	-
4	4	120,00	124,00	33,20	131,00	9,50	13,00	57,90	12,40	28,50	634,00
5	5	116,00	135,00	30,30	165,00	10,80	8,51	58,80	12,60	38,90	618,00

№ н/п	№ х/с	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	1	34,50	4,30	17,90	5,27	1,09	4,57	0,92	5,86	1,28	3,79
2	2	136,00	15,20	58,20	9,48	1,28	8,08	1,18	6,58	1,38	3,93
3	3	51,40	5,77	21,70	4,98	0,77	4,71	0,81	5,19	1,06	3,01
4	4	59,50	6,23	23,70	5,65	0,88	5,19	0,84	5,27	1,13	3,16
5	5	78,90	9,39	34,10	6,82	0,83	6,13	0,91	5,21	1,03	3,08

№ н/п	№ х/с	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	0,62	4,33	0,61	6,53	1,08	6,83	1,90	4,20
2	2	0,53	3,58	0,53	5,62	0,83	15,90	1,25	3,23
3	3	0,49	2,84	0,54	4,98	1,10	0,50	2,43	1,00
4	4	0,51	3,26	0,50	4,48	0,88	11,60	2,52	4,29
5	5	0,48	2,69	0,42	4,96	0,88	14,7	2,89	3,68

Комплекс относится к гранитовой формации. С гранитоидами комплекса ассоциирует оруденение вольфрама, золота, олова, висмута.

Гранитоиды сибирдыкского комплекса прорывают пермские и триасовые отложения. Породы и минералы центральной и западной частей петротипического массива Сибирдык охарактеризованы двадцатью тремя K-Ar датировками (98–143 млн лет) и тремя Rb-Sr изохронами (94±6,9, 101±2,6 и 135±1,6 млн лет) [Жуланова и др., 2007], причем самая молодая Rb-Sr дата получена для двуслюдяных гранитов, считавшихся ранее наиболее древними. Имеющаяся одна Rb-Sr изохронная дата гранитов штока Профессорский составила 90,8±4,0 млн лет при  $J_0$ , равном 0,70760±0,00220.

Полученные в последние годы U-Pb SHRIMP датировки цирконов в гранитоидах сибирдыкского комплекса представлены в (табл. 20). Хорошо воспроизводимые результаты U-Pb изотопного датирования различных массивов комплекса позволяют с высокой степенью надежности определять его возраст как позднеюрский (титонский).

## Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород сибердыкского комплекса

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	2	Н. А. Горячев, 2011	КМ-5	Малых Порогов массив	Гранодиорит биотит-роговообманковый	149,08±0,72
2	4	В. Н. Залепугин, 2011	141	Ярыга массив	Гранит биотитовый	148,0±2,0
3	5	В. И. Шпикерман, 2011	5–2–24	Сибердык массив	Гранит биотитовый	145,0 ±1,0
4	-	Н. А. Горячев, 2000	1–1	Сибердык массив	Гранит	150,0 ±3,0

**Колымский гранитовый плутонический комплекс (J<sub>3k</sub>)** объединяет ряд гранитных батолитов и штоков, расположенных в пределах Главного Колымского плутонического пояса [5]. Крупнейшие среди них – массивы: Оханджа (550 км<sup>2</sup>) (петротип), Чьорго (700 км<sup>2</sup>) парапетротип), Южн. Бол. Анначаг (640 км<sup>2</sup>), Мал. Анначаг, Тыэллах. Массивы средних и мелких размеров – Маяк, Морджот, Трубный, Эфка. Массивы обычно имеют вытянутую форму, согласную с общим простираем структур. Строение массивов простое, глубина становления – фация умеренных глубин. Массивы сложены биотитовыми и двуслюдяными гранитами (γ), участками лейкогранитами.

Массив Оханджа – петротип комплекса, находится в северо-восточной части листа. Описание приводится по данным В. Г. Ермоленко и др. [2016] Массив овальной формы вытянут в северо-западном направлении, залегает в ядре антиклинали в целом конкордантно общей структуре, но его границы пересекают слои вмещающих пород и некоторые разломы. Это особенно отчетливо проявлено у северо-восточного и юго-восточного контактов массива, вдоль которых осадочные породы, повторяя очертания массива, меняют свое простираем от северо-западного через субмеридиональное до северо-восточного. Устанавливается неглубокая степень вскрытия западной части массива, на что указывают многочисленные остатки кровли в гранитах. Восточная часть массива Оханджа эродирована на большую глубину. Юго-западная и южная части массива полого (10°–30°) погружаются в сторону вмещающих пород, а северо-восточная – наклонена круто (40°–60°). В северо-западном направлении поверхность кровли массива погружается под углом 5°, а в юго-восточном направлении – до 15°. Ширина ореола ороговикования составляет 2–6 км. В средней, наиболее широкой зоне песчаники, алевропесчаники и алевролиты в результате контактового метаморфизма превращены в слюдястые калишпат-кварцевые, биотит-кордиерит-альбит-кварцевые, биотит-кварцевые, слюдястые кварц-полевошпатовые роговики.

Аномальное магнитное поле над выходами гранитов слабое отрицательное  $\Delta T_a = (-25) - (-150)$  нТл. Массивам соответствует гравитационный минимум амплитудой 12 – 25 мГал.

Массив Чьорго вытянут в северо-западном направлении в форме булавы с узкой (2–6 км) юго-восточной частью и более широкой (до 15 км) северо-западной. В целом массив конкордантно залегает в ядре горст-антиклинали, но его границы большей частью прямолинейные, реже извилистые обычно пересекают слои вмещающих пород. Падение контактов – 45–65° в сторону от массива. В средней, наиболее узкой части массива отмечается еще более пологое их залегание – до 10–20° [Серебряков, 1958 ф]. Параллельно контактам в экзоконтактовой зоне располагаются пластообразные тела гранитов мощностью до 30 м. По гравиметрическим данным на глубинах 3–8 км (на северо-западе до 11 км) выявлено широкое (30–35 км) пластообразное основание массива над которым возвышаются три гребня. Один из них выходит на поверхность, а два боковых – слепые.

Аномальное магнитное поле над выходами гранитов невелико:  $\Delta T_a = (-100) - (+50)$  нТл. Массиву отвечает отрицательная гравитационная аномалия (амплитуда до 10 мГал).

Массив Мал. Анначаг в плане вытянут в меридиональном направлении. Морфологически различаются более узкая (6–8 км) северная часть и более широкая (до 16 км) – южная. Общая длина – 46 км, площадь выхода – 450 км<sup>2</sup>. Контакты падают в сторону вмещающих пород под углами 45–70° в южной части, а в северной, слабо эродированной части массива, пологая кровля погружается под углами 5–35°. Глубина распространения гранитоидов по гравиметрическим данным – 9–10 км [Атясов, 1981 ф], поперечные сечения линзовидные. Аномальное магнитное поле над выходами гранитов невелико:  $\Delta T_a = (-100) - (+50)$  нТл. Массиву отвечает отрицательная гравитационная аномалия (амплитуда до 14 мГал).

Вмещающими породами для гранитов комплекса являются отложения верхнего триаса, нижней и средней юры. Ширина ореола ороговикования составляет 1–8 км. На удалении от контакта они сменяются узловатыми порфиروبластовыми роговиками с новообразованиями биотита, светлой слюды, порфиробласт кордиерита, реже андалузита. Во внешней зоне глинистый цемент в песчаниках и алевроито-глинистых породах только частично замещен тонкочешуйчатым биотитом. В контактовых ореолах гранитоидов и в роговиках интенсивно проявлен метасоматоз: калишпатизация, альбитизация, грейзенизация.

Массивы колымского комплекса на 80–90 %, сложены биотитовыми гранитами (Малый Анначаг, Чьорго). Это светло-серые, светло-буровато-серые крупно- и среднезернистые породы. Структура порфиرويدная, гипидиоморфнозернистая (плаггиоклаз и биотит более идиоморфны, чем кварц и калишпат). Состав гранитов довольно стабилен: кварц – 31–39 %, микроклипертит – 27–44 %, обычно несколько преобладающий над плаггиоклазом – 20–34 %, (в массиве Чьорго плаггиоклаз (34 %) преобладает над калишпатом (22 %), биотит – 3–10 % (биотит – лепидомелан с характерной повышенной глиноземистостью ( $Al_2O_3:SiO_2=0,53$ ), мусковит – 0,4–5 %. Плаггиоклаз зональный, иногда рекуррентно, в ядре № 36–56 (до № 74) к периферии до

№ 18. Калишпат – решетчатый и нерешетчатый микроклин, микроклин-пертит, часто образует графические сростания с кварцем и включает листочки биотита. Высокоглиноземистый биотит и мусковит преобладают над роговой обманкой, которая отмечается спорадически и в незначительном количестве. Акцессорные – апатит, циркон, монацит, гранат, турмалин, андалузит, кордиерит, шпинель – до 0,5 %.

Двуслюдяные граниты, лейкограниты и аплитовидные гариниты описаны В. Г. Ермоленко и др., [2016] в массиве Оханджа.

Двуслюдяные граниты – светло-серые, равномернозернистые и порфиоровидные, средне- и крупнозернистые, аллотриаморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой структуры. Плагиоклаз с прямой, реже рекуррентной зональностью – андезин № 30–35, до лабрадора № 60 в ядрах и альбита № 10 в каймах, иногда содержит мирмекитовые вростки кварца. Калинатровый полевой шпат – решетчатый и нерешетчатый микроклин, микроклин-пертит. Биотит красновато-коричневый плеохроирует от бледно-желтого до красно-коричневого., Мусковит двух генераций. Светло-зеленый мусковит развивается по биотиту, более поздний бесцветный – по полевым шпатам и светло-зеленому мусковиту. Состав гранитов: плагиоклаз – 22–26 %, калишпат – 29–35 %, кварц – 34–40 %, биотит – 3–5 %, мусковит – 3–6 %. Акцессорные (0,4 %): апатит, циркон, монацит, ксенотим, гранат, турмалин, силлиманит, андалузит, кордиерит, очень редко шпинель, арсенопирит, пирит, вольфрамит, халькопирит и рутил.

Лейкограниты и аплитовидные граниты – светло-серые, до желтовато-белых, мелкозернистые иногда слабо порфиоровидные породы. Структура аллотриаморфнозернистая, гранулитовая, порфиробластовая. Состав лейкогранитов: плагиоклаз (альбит-олигоклаз) – 25 %, калишпат – 37 %, кварц – 33 %, биотит – 2 %, мусковит – 2 %, хлорит – 0,5 %. Акцессории (0,5 %): апатит, циркон, монацит, ксенотим, гранат, турмалин, ильменит.

Авторы, детально изучавшие батолиты Оханджа, Чьорго [Серебряков, 1972] и Южн. Бол. Анначаг [Липатов, 1960 ф], отмечают постмагматическое преобразование пород с метасоматическим разрастанием калишпатов, появлением олигоклаза-альбита с мирмекитовыми вростками кварца. Помимо обычных акцессорных минералов: апатита, циркона, монацита, ортита, ксенотима, в гранитах присутствуют турмалин (дравит-шерл), альмандин, топаз; отмечены арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, вольфрамит, молибденит, ильменит. Для ряда массивов (Чьорго, Бол. Анначаг, в меньшей степени – Оханджа, Трубный) характерны высокоглиноземистые минералы, позволившие многим исследователям отнести рассматриваемые граниты к формации высокоглиноземистых гранитов – гранат, андалузит, кордиерит, силлиманит, шпинель, корунд [Соболев, Колесниченко, 1979]. В гранитах Чьорго величина кристаллов андалузита достигает 5 см, кордиерита и силлиманита – 3 см. В этих же массивах присутствуют двуслюдяные разности гранитов. Характерно отсутствие магнетита при постоянном наличии ильменита, что позволяет отнести рассматриваемые породы к ильменитовой фации окисленности.

По химическому составу (табл. 21, 22) граниты колымского комплекса имеют калиево-натриевый тип щелочности нормального ряда с преобладани-

ем  $K_2O$  над  $Na_2O$  [Шишкин и др., 200], они сходны с одноименными породами басугуньинского комплекса. Значения суммы щелочей (более 8 %), указывает на умереннощелочной характер этих пород.  $Na_2O/K_2O$ -отношение по усредняющей кривой – 0,7–0,8. В целом содержание суммы щелочей ниже, а содержание  $Al_2O_3$  – на 0,8 % выше, чем в породах пространственно сопряженного негаяхского комплекса.

Таблица 21

**Химический состав горных пород колымского комплекса, %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	73,62	0,20	13,87	общ. 2,1		0,060	0,40	0,90	3,35	4,54	0,24	4,54	100,0
2	75,90	0,11	13,40	0,60	0,72	0,058	0,05	0,66	3,00	4,80	0,24	4,80	100,0
3	73,80	0,24	14,10	0,56	1,26	0,036	0,53	0,81	3,06	4,59	0,092	0,86	100,0
4	70,00	0,55	15,10	0,61	2,15	0,054	1,04	1,86	3,13	4,47	0,13	0,53	99,8
5	71,10	0,39	14,50	0,63	2,69	0,089	0,73	2,18	3,07	3,54	0,098	0,71	100,0
6	76,08	0,08	12,73	0,82	0,65	0,060	0,10	0,77	3,45	4,60	0,08	0,50	99,9
7	75,90	0,04	12,53	0,93	0,36	0,080	0,30	0,35	3,58	4,53	0,12	0,74	99,5
8	68,36	0,60	15,45	общ. 4,12		0,070	0,94	2,17	3,10	4,15	0,16	4,15	99,53
9	68,40	0,63	15,30	0,67	3,3	0,074	1,25	2,40	3,24	3,85	0,18	3,85	100,0
10	69,83	0,48	14,90	общ. 3,82		0,060	0,91	1,95	3,42	3,61	0,16	3,61	100,0

Примечание. 1–2 – гранит, массив Южн. Бол. Анначаг 3–4 – граниты, массив Морджот; 5–7 – массив Оханджа (петротип): гранит (5), лейкограниты (6,7); 8–10 – граниты, массив Чього (1, 10 – колл. Н. А. Горячева; 2 – гранит, массив Оханджа; 3–4 – колл. О. Ю. Лебедевой; 5,9 – колл. В. Н. Зелегуина; 6–7 – [Ермоленко и др., 2016]; 8 – колл. В. В. Акинина)

Таблица 22

**Содержание микроэлементов горных пород колымского комплекса, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	Ba	La
1	1										8,10
2	2	217,00	25,50	14,70	58,40	7,74	18,50	20,00	-	111,00	6,89
3	3	174,00	54,40	40,80	103,00	6,77	13,90	38,30	9,49	285,00	19,40
4	4	166,00	109,00	38,70	256,00	12,70	12,60	43,60	11,50	688,00	37,40
5	5	108,00	121,00	54,70	168,00	8,68	10,20	39,40	10,10	652,00	33,80
6	8	137,64	99,19	19,83	188,00	10,90	-	-	6,04	-	33,04
7	9	137,00	104,00	44,00	227,00	11,10	21,00	43,00	13,40	623,00	34,10
8	10										16,20

№ п/п	№ х/с	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	1	61,70	1,80	7,40	1,90	0,48	1,70	0,30	1,80	0,20	0,80
2	2	15,00	1,75	7,18	2,07	0,20	2,04	0,36	2,31	0,52	1,27
3	3	43,20	5,35	22,10	5,52	0,44	5,35	1,05	6,56	1,40	4,28
4	4	80,40	9,17	37,10	8,02	0,84	7,34	1,13	7,25	1,51	4,20
5	5	69,60	8,63	31,50	7,70	0,97	7,65	1,21	8,51	1,82	5,69
6	8	71,52	8,48	33,96	6,89	0,82	7,31	0,81	4,61	0,66	1,90
7	9	70,20	8,60	32,80	7,66	1,05	7,44	1,15	7,28	1,40	4,23
8	10	34,60	4,10	17,50	4,00	1,37	3,40	0,60	3,40	0,70	1,40

№ н/п	№ х/с	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	0,10	0,80	0,13	8,10	61,70	1,80	7,40	1,90
2	2	0,22	1,59	0,18	6,89	15,00	1,75	7,18	2,07
3	3	0,66	5,01	0,67	3,62	0,83	10,60	4,57	6,75
4	4	0,53	4,04	0,59	7,20	1,02	17,60	3,15	8,78
5	5	0,81	5,01	0,74	5,13	0,83	13,20	1,69	4,39
6	8	0,10	1,49	0,07	0,52	0,66	12,46	2,18	6,97
7	9	0,65	4,22	0,59	6,80	0,84	12,20	3,13	7,54
8	10	0,20	1,40	0,19			4,70	1,20	

Колымский комплекс относится к гранитовой формации. Присутствие в породах петротипа (массив Оханджа) и ряда других типовых массивов комплекса (Южн. Бол. Аначаг, Чьорго) высокоглиноземистых минералов (граната, андалузита, кордиерита, силиманита, шпинели др.), отсутствие роговой обманки и наличие породообразующего мусковита, давало основание относить комплекс к формации высокоглиноземистых гранитов [Ян-жин-шин, 2002 ф]. Однако большая часть крупных гранитоидных массивов колымского комплекса лишена этих особенностей, поэтому следует отказаться от применения понятия «высокоглиноземистые граниты» ко всему комплексу.

В гранитах развиты безрудные пегматиты и грейзены, рудоносные кварцевые и турмалин-кварцевые жилы. Некоторые из жильных образований сопровождаются золото-редкометалльной, оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализацией. Среди гранитов комплекса берут начало знаковые потоки касситерита, вольфрамита и шеелита (Оханджа, Южн. Бол. Анначаг). В пегматоидах Оханджинского массива отмечалась урановая минерализация.

Колымские граниты прорывают и метаморфизуют пермские, триасовые, нижне- и среднеюрские (байос-батские) отложения. Граниты срезают и метаморфизуют дайки нера-бохапчинского комплекса, они содержат ксенолиты габброидов сохатиного комплекса. В свою очередь, граниты колымского комплекса содержатся в позднеюрских гранитоидах массива Негаях в виде ксенолитов [Шишкин, 2008] и пересекаются позднемеловыми субвулканическими дайками базальтов, андезитов и дацитов.



По данным изотопных определений Rb-Sr изохронным методом для массива Чьорго получена дата  $160 \pm 7$  млн лет [Котляр и др., 2001], для массива Маяк –  $161 \pm 1$  млн лет [Жуланова и др., 2007], для массива Южн. Большой Анначаг –  $162 \pm 2$  млн лет [Жуланова и др., 2007]. В последние годы были получены U-Pb SHRIMP датировки цирконов в гранитоидах многих крупных массивов колымского комплекса на территории листа, включая петротип, и в непосредственной близости от восточной рамки листа (табл. 23). Несмотря на большой разброс геохронометрических определений, все они, с учетом точности методов, укладываются во временные рамки поздней юры. Однако данные по геологическим взаимоотношениям, показывают, что в ряду позднеюрских плутонических комплексов территории, гранитоиды колымского внедрялись позднее басугуныньинского и сохатинского комплексов, но до неогаяхских умереннощелочных гранитов, что дает основание определять, как наиболее вероятное время формирования плутонов комплекса – титонский век.

Таблица 23

**Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород колымского комплекса**

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	2	А. А. Аленичева, 2009	КА-52-1-09	Южн.Бол. Анначаг массив	Гранит	$150,0 \pm 2,0$
2	4	О. Ю. Лебедева, 2012	510-1	Морджот массив	Гранит	$148,4 \pm 1,6$
3	5	В. Н. Зелепугин, 2011	1-3-116	Оханджа массив	Гранит	$148,8 \pm 1,3$
4	6	В. Г. Ермоленко, 2013	169-1	Оханджа массив	Лейкогранит	$150,3 \pm 1,0$
5	7	В. Г. Ермоленко, 2013	127-1	Оханджа массив	Лейкогранит	$156,2 \pm 2,3$
6	8	В. В. Акинин и др. [2009]	557	Чьорго массив	Гранит	$151,3 \pm 0,7$
7	9	В. Н. Зелепугин, 2011	3-5-112	Чьорго массив	Гранит	$143,0 \pm 0,8$
7	-	В. В. Акинин и др. [2009]	4529	Мал. Анначаг массив	Гранит	$148,9 \pm 0,87$
8	-	Н. А. Горячев, 2000	1-БП	Большие Пороги массив	Гранит	$155,0 \pm 2,4$
9	-	А. В. Альшевский, 2010	20-А	Маяк массив	Гранит	$153,6 \pm 2,3$
10	-	Э. И. Изох и др. [2011]	н/д	Маяк массив	Гранит	$152,0 \pm 1,0$

**Негаяхский плутонический комплекс умереннощелочных гранитов ( $J_{3ng}$ )** выделен П. П. Лычагиным в 1975 г., представлен крупным массивом

Негаях (петротип) в междуречье Дебин-Мылга и небольшим массивом Южн. Маяк. Оба массива расположены у северо-восточной границы Главного Колымского плутонического пояса (5). Описание комплекса приводится в основном по материалам В. А. Шишкина и др. [2008]

Негаяхский массив линзовидной формы вытянут на 62 км в СЗ-направлении согласно складчатым структурам рамы. Поверхность юго-западного контакта практически вертикальна, северо-восточного – наклонена от массива под углом 40–70°. Выходу интрузива отвечает отрицательная гравитационная аномалия амплитудой до 16 мГал. Расчетная глубина распространения гранитоидов составляет до 6 км. По данным магнитотеллурического зондирования в краевых частях массива выделяются два подводящих канала. Аномальное магнитное поле слабое положительное, реже отрицательное ( $\Delta T_a$  от –50 до +100 нТл). На космоснимках лейкограниты выделяются ярким светло-серым фототонном, интенсивно расчлененным рельефом. Массив сложен преимущественно умереннощелочными лейкогранитами ( $\epsilon\gamma$ ). Менее распространены граносиениты, умереннощелочные двуполевошпатовые граниты.

Гранитоиды негаяхского массива содержат гигантские ксенолиты более древних интрузивных пород (предположительно колымского комплекса) до 6 км в поперечнике. Породы ксенолитов метаморфизованы с образованием крупных кристаллов андалузита, кордиерита, гломеробластов биотита, кварца и полевых шпатов. Среди гранитов отчетливо выделяются также пологие пластообразные ксенолиты мощностью от 3 до 100 м древних кислых субвулканических пород. Они превращены в разнообразные по цвету, текстуре и структуре гранитоиды, среди которых преобладают аляскитовые миароловые гранитоиды.

Границы с вмещающими терригенными отложениями нижней и средней юры резкие, извилистые. Ширина ореола ороговикования у юго-западной границы массива составляет 0,8–1,2 км, а у северо-восточной достигает 3 км. На первых десятках метров от контакта осадочные породы полностью перекристаллизованы в лепидогранобластовые, порфиробластовые роговики мусковит-роговиковой фации.

Умереннощелочные двуполевошпатовые лейкограниты слагают большую часть массива Негаях. Породы светло-серые, светло-буроватые среднезернистые, до крупнозернистых, состоят из плагиоклаза – 5–20 %, калинатрового полевого шпата – 39–60 %, кварца – 27–35 %, темноцветных – 2–4 %. Плагиоклаз – слабозональный олигоклаз, до альбита в каймах и андезина №33 в ядрах. Калинатровый полевой шпат, нередко зонального строения, представлен ортоклаз-пертитом, реже микроклином [Шишкин и др., 2000]. Темноцветные – бурый или зеленовато-бурый биотит (аннит), зеленый густоокрашенный амфибол (гастингсит), изредка присутствуют фаялит, клинопироксен. Структура гипидиоморфнозернистая, паналлотриоморфнозернистая, иногда порфировидная.

Акцессорные минералы – магнетит, циркон, апатит, ортит, флюорит. Более редкие – турмалин, ильменит, рутил, сфен, монацит, ксенотим, пирит, арсенопирит.

Вторичные изменения в породах комплекса незначительные – это слабая серицитизация плагиоклаза, хлоритизация биотита, замещение фаялита боулингом, изредка отмечается тонкозернистый агрегат арфведсонита, замещающий первичные темноцветные минералы.

Умереннощелочные двуполевошпатовые граниты в составе петротипа играют подчиненную роль. Это серые, светло-серые мелкозернистые резкопорфировидные породы, состоящие из незонального или со слабой прямой, реже рекуррентной зональностью плагиоклаза – олигоклаза до андезина в ядрах зерен – 23–36 %, калинатрового полевого шпата – 23–45 %, кварца – 25–35 %, бурого биотита – 4–7 %. В частых выделениях до 6 мм присутствуют полевые шпаты и кварц. Из темноцветных минералов, кроме биотита, sporadически отмечаются фаялит, клинопироксен и амфибол [Шишкин и др., 2000]. Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая, реже пойкилитовая.

Химический состав пород стабилен (табл. 24, 25). Содержание CaO менее 1,5 %, сумма щелочей 8,32–8,92 %. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  – 0,9, гранитоиды комплекса выделяются высокой относительной железистостью. Установлены повышенные содержания Zr, Y.

Негаяхский комплекс относится к аляскитовой формации. По минералогическим и петрохимическим признакам имеет черты, свойственные анорогенным (внутриплитным) образованиям. Высокое начальное отношение  $\text{Sr}^{87}:\text{Sr}^{86} = 0,7164$  [Шишкин и др., 2008] характерно для коровых магм. В грейзенизированных лейкогранитах присутствует оловянная минерализация, в некоторых ручьях, дренирующих массив Негаях установлены шлиховые оролы касситерита.

Таблица 24

Химический состав горных пород негаяхского комплекса, %.

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	70,90	0,27	14,90	1,36	1,15	0,07	0,65	1,65	4,16	4,33	0,12	0,23	99,90
2	76,10	0,25	12,10	1,04	1,50	0,05	0,05	0,88	3,48	4,15	0,05	0,36	100,00
3	74,10	0,19	13,20	1,03	1,23	0,04	0,13	1,00	3,70	4,99	0,05	0,14	99,90
4	74,74	0,15	13,13	0,87	1,11	0,02	0,03	0,22	3,60	5,27	0,01	5,27	99,90
5	75,89	0,16	13,21	0,19	0,85	0,01	0,19	0,27	3,90	5,00	0,02	5,00	100,18
6	74,16	0,21	13,58	0,77	0,92	0,01	0,12	0,76	3,91	4,90	0,02	4,90	100,14
7	74,43	0,16	13,14	0,49	1,43	0,03	0,07	0,65	3,77	5,23	0,01	5,23	99,84
8	76,39	0,11	13,37	0,03	0,56	0,01	0,05	0,42	3,39	5,58	0,02	5,58	100,34
9	72,21	0,30	13,70	0,67	2,21	0,01	0,41	1,14	3,66	4,80	0,09	4,80	99,85
10	68,07	0,34	15,89	1,40	2,11	0,06	0,05	1,19	4,52	5,65	0,02	5,65	99,90

Примечание. 1 – умереннощелочной гранит, 2 – лейкогранит; 3–8 – умереннощелочные лейкограниты; 9 – двуполевошпатовый умереннощелочной гранит; 10 – щелочной гранит (все петротипический массив Негаях: 1–колл. В. М. Кузнецова, 2007 г.; 2 – колл. В. И. Шпикермана, 2011 г.; 3–10 [Шишкин и др., 2008])

## Содержание микроэлементов в породах негаяхского комплекса, ppm (г/т)

№ н/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	La	Ba
1	1	305	487,0	30,0	385	37,9	9,03	92,8	14,6	73,3	1050
2	2	161	33,8	87,4	392	21,7	19,7	20,0	-	74,5	580
3	3	174	28,4	62,2	356	16,3	13,9	36,2	7,51	48,0	627

№ н/п	№ х/с	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	1	127,0	12,5	39,0	7,35	1,32	5,54	0,76	4,6	0,93	2,87
2	2	149,0	17,8	71,2	16,2	0,59	16,40	2,42	14,6	3,07	8,28
3	3	96,3	11,8	46,5	10,4	0,49	10,60	1,59	10,6	2,11	6,65

№ н/п	№ х/с	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	0,58	3,75	0,62	10,8	4,60	48,9	8,34	19,8
2	2	1,15	7,92	1,09	-	-	16,6	-	-
3	3	0,99	6,30	0,86	11,6	1,18	18,8	5,18	6,37

Гранитоиды массива Негаях прорывают отложения нижней и средней юры, интрузивные породы сохатинского и басугуньинского комплексов, дайки и малые тела неро-бохапчинского комплекса; прорваны поздне меловыми дайками трахидолеритов верхнеколымской группы. К-Аг датировки гранитоидов главной фазы, варьируют в диапазоне от 102,7 до 122 млн лет [Шишкин и др., 2008]. Для пород северо-западной части массива определена Rb-Sr изохронная дата – 113,6±4,8 млн лет [Шишкин и др., 2008]. В последние годы в Лаборатории Стэнфордского университета [Акинин и др., 2009] и в ЦИИ ВСЕГЕИ для гранитоидов Негаяхского массива получены U-Pb SHRIMP датировки по циркону: от 146,8±1,3 млн лет до 152±2 (табл. 26). Таким образом, U-Pb SHRIMP методом в разных лабораториях получены близкие результаты изотопного датирования Негаяхского массива. На основании геологических данных и близко воспроизводимых изотопных определений U-Pb SHRIMP методом по циркону для петротипического массива, возраст негаяхского комплекса принят как позднеюрский. Однако наблюдаемые взаимоотношения магматических пород показывают, что негаяхский комплекс является наиболее поздним в ряду позднеюрских плутонических комплексов, на основании чего, наиболее вероятным временем формирования комплекса является конец титона.

## Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород негаяхского комплекса

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	1	В. М. Кузнецов, 2007	3035-1	Негаях массив	Гранит	152,0 ± 2,0
2	2	В. И. Шпикерман, 2011	2-1-8	Негаях массив	Лейкогранит	146,8 ± 1,3
3	3	В. А. Шишкин, 2007	н/д	Негаях массив	Лейкогранит	148,0 ± 3,6

## РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Сылгыбыстахский андезит-дацит-порфировый гипабиссальный комплекс** (K<sub>1sl</sub>) выделяется впервые. Название по р. Сылгыбыстах (лев. пр. р. Берелёх), на левобережье которой находится петротипическая дайка Сылгыбыстахская. Основанием для выделения комплекса явились результаты U-Pb SHRIMP датирования, выявившее наличие внутри Главного Колымского плутонического пояса [5] даек раннемелового возраста. В междуречье Берелёх-Сусуман дайки комплекса образуют линейно вытянутый в широтном направлении Сылгыбыстахский ареал (см. рис. 9). Представлен в основном дайками порфировых андезидацитов ( $\alpha\zeta$ ), при этом состав отдельных даек варьирует от андезитов до дацитов (табл. 27). На местности дайки комплекса уверенно отличаются от даек неро-бохапчинского комплекса большей мощностью и протяженностью, иным простираем, менее раскристаллизованной основной массой и в меньшей степени подверженным метасоматическим изменениям.

Дайки имеют преимущественно субширотное, северо-восточное простираение, резко дискордантны по отношению к складчатым структурам. Мощность даек от 30 см до 3 м, падение субвертикальное, протяженность до первых километров, форма в плане прямолинейная или слабоизогнутая, контакты с вмещающими породами резкие, секущие.

Таблица 27

## Химический состав горных пород сылгыбыстахского гипабиссального комплекса, %

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1	59,65	0,41	16,27	1,33	4,46	0,12	6,93	6,50	2,98	0,89	0,09	99,63
2	67,77	0,42	17,67	0,17	2,23	0,06	1,94	2,52	3,92	2,42	0,19	99,4
3	64,66	0,44	15,68	1,57	3,23	0,11	4,70	4,27	1,92	2,93	0,11	99,62
4	63,21	0,59	18,39	1,29	3,08	0,10	2,33	4,82	2,83	2,96	0,14	99,74

Примечание. 1-андезит-порфирит петротипической дайки Сылгыбыстахской; 2-4 – дацит-порфириты даек в верховьях р. Сылгыбыстах (1 – колл. В. И. Шпикермана, 2012 г.; 2-4 колл. О. Ю. Лебедевой, 2012 г.)

Дацинты представляют собой светло-зеленовато-серые, розово-серые порфиновые породы, с тонкокозернистой или скрытокристаллической основной массой. Порфиновые вкрапленники представлены полевым шпатом, плагиоклазом. Структура основной массы – микродацитовая. Минеральный состав: вкрапленники (2–3 %) – плагиоклаз (олигоклаз № 20–30), кварц, калиевый полевой шпат; основная масса: ксеноморфные микролиты кислого плагиоклаза – 35–40 %, кварц –15–20 %, микролиты калиевого полевого шпата, стекло. Темноцветные минералы полностью замещены хлоритом. В некоторых случаях в породе отмечается ксеноморфный оплавленный кварц размерами до 2 см. Автометасоматические изменения проявились в серицитизации плагиоклаза, хлоритизации темноцветных минералов.

Химический состав даек позволяет отнести их к породам нормального ряда (табл. 27) с калиево-натровым и натровым типом щелочности. Содержания микроэлементов приведены в табл. 28.

Вмещающими породами для даек комплекса являются терригенные отложения нижней-средней юры. В породах комплекса U-Pb SHRIMP методом определен возраст цирконов соответствующий временному интервалу 136–126 млн лет (табл. 29).

Таблица 28

**Содержание микроэлементов в горных породах сылгыбыстахского комплекса, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	Ba	La
1	1	31,6	326,0	12,00	67,50	4,45	1,79	352,0	43,20	204,0	11,30
2	2	66,10	418,0	11,20	109,0	4,95	7,24	33,10	11,40	424,0	14,00
3	3	86,6	339,0	15,70	107,0	6,14	5,32	249,0	13,30	651,0	20,80
4	4	80,9	419,0	16,50	117,0	6,07	4,15	21,80	12,50	548,0	17,20

№ п/п	№ х/с	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	1	21,40	2,55	9,88	2,29	0,58	2,10	0,33	1,94	0,46	1,18
2	2	27,50	3,04	12,40	2,56	0,59	2,38	0,35	1,91	0,42	1,23
3	3	39,10	4,41	17,60	3,33	0,87	2,99	0,47	2,86	0,57	1,59
4	4	33,50	4,10	17,20	3,31	0,92	3,17	0,54	2,92	0,65	1,97

№ п/п	№ х/с	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	0,19	1,36	0,25	1,78	0,29	2,84	0,70	3,92
2	2	0,17	1,16	0,20	2,91	0,34	3,61	0,93	1,29
3	3	0,23	1,66	0,25	3,10	0,50	6,27	1,53	2,91
4	4	0,29	1,96	0,29	3,27	0,45	5,20	1,34	1,97

**Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород  
сылгыбыстахского комплекса**

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	1	В. И. Шпикерман, 2012	47	Сылгыбыстахская дайка	Андезит-порфирит	126,0±2,0
2	2	О. Ю. Лебедева, 2012	506–2	Дайка р. Сылгыбыстах (верховья)	Дацил-порфирит	136,0±3,0

По своим петрохимическим характеристикам и возрасту породы сылгыбыстахского комплекса близки к диорит-порфиридам и кварцевым диорит-порфиридам даек багы-дербекинского диорит-гранодиорит-гранитового комплекса так называемых «поперечных рядов» Восточного Верхоянья. Эти образования близки и своей структурной позицией. Дайки сылгыбыстахского комплекса, также как и дайки багы-дербекинского комплекса, имеют резко discordantное, почти поперечное простирание по отношению к общему структурному плану территории. Таким образом, впервые выделенный сылгыбыстахский гипабиссальный комплекс, представляет собой редуцированный аналог линейных дайковых ареалов гипабиссальных пород среднего состава «поперечных рядов» Восточного Верхоянья. Образование комплекса относится к дайковой фации диорит-гранодиоритовой формации.

**Омчанский гранит-лейкогранитовый plutonic complex** ( $K_1om$ ) выделен впервые. Петротип – гранитоидный массив Омчанский. Ранее Омчанский и расположенный рядом Лево-Сейманский массивы приводились как петротипические для позднемелового сейманского комплекса [Маннафов и др., 1999]. При составлении листа Р-55 Госгеолкарты–1000/3 установлено, что оба массива имеют не позднемеловой, а раннемеловой возраст. В связи с этим, сейманский комплекс был упразднен из ВКСЛ, а введен новый раннемеловой омчанский комплекс с указанным петротипом. В омчанский комплекс объединены раннемеловые гранитоидные массивы на юго-востоке территории в пределах Яно-Эвенской СФЗ (6.4) Охотско-Чукотской СФО: Омчанский (синонимы: Право-Сейманский и Верхне-Омчанский), Лево-Сейманский (Верхне-Сейманский), Окей, Ольчано-Анманнанджинский, Мылчеку, Небуханджа. Позднемеловые массивы, входившие ранее в сейманский комплекс, включены в неорчанскую гранитоидную группу plutonic complexes (см. ниже).

В составе интрузивных тел омчанского комплекса доминируют биотитовые граниты ( $\gamma$ ) и лейкограниты ( $1\gamma$ ).

Омчанский петротипический массив, площадью около 190 км<sup>2</sup> находится в верховьях рек Сейман и Омчан. Массив имеет неправильную грибообразную форму, однако в целом он заметно вытянут в меридиональном направлении.

нии, резко расширяясь в северной части. На юге прорывает отложения средней юры, на севере – верхнего триаса. На контакте с гранитами терригенные породы триаса и юры перекристаллизованы в биотитовые, кварц-биотитовые и кордиерит-биотитовые роговики. Восточный и западный контакты массива перекрыты туфами хольчанской свиты (низы сеномана) и риолитами ольской свиты (турон-коньяк) [Соболев, Колесниченко, 1979; Закандырин, 1963]. В туфах хольчанской свиты встречаются остроугольные обломки омчанских гранитов.

Омчанский массив сложен преимущественно среднезернистыми лейкогранитами, в которых присутствует небольшим количеством светло-коричневого биотита. Структура пород гранитовая, реже аллотриаморфно-зернистая и гранобластовая [Серебряков, 1964]. Северная часть массива частично сложена неравномернозернистыми биотитовыми, а в наиболее глубоко вскрытых частях массива – роговообманково-биотитовыми гранитами.

Левосейманская массив детально изученный Н. В. Ичетовкиным [Ичетовкин, 1970], расположен на левобережье р. Сейман. Массив метаморфизует триасово-среднеюрские отложения и перекрывается вулканитами хольчанской свиты (низы сеномана), в которых отмечается обломки этих гранитов. В его строении участвуют граниты, гранодиориты, амфибол-биотитовые лейкограниты, диориты и монцодиориты. Контакты массива с вмещающими породами преимущественно пологие, но имеют место и крутопадающие контакты (до 80—85°), трактуемые некоторыми геологами как тектонические. Строение приконтактных зон сложное: в результате послойных инъекций вмещающие породы пронизаны гранитоидными жилками, в непосредственном эндоконтакте отмечаются крупные ксенолиты (верховья р. Хольчан). Ширина ореола контактово-метаморфизованных вмещающих осадочных пород достигает 3–5 км.

Гранодиориты Левосейманского массива имеют гибридный облик. Это грубозернистые породы, порфирированной структуры; с крупнозернистыми гранитами связаны постепенными переходами. Минеральный состав: плагиоклаз – 40 %, калинатовый полевой шпат – 26 %, кварц – 20 %, биотит – 10 %, роговая обманка – 3 %, акцессорные минералы (апатит, циркон, титанит) – 1 %. Плагиоклаз наблюдается в виде удлинённых таблиц с неровными краями, или в виде сложных сростков неправильных зерен. На контактах с калинатовым полевым шпатом плагиоклаз окружен альбитовой каймой с мирмекитовыми вросками. Ксеноморфные зерна калинатового полевого шпата пертитизированы, часто замещаются метасоматическим альбитом. Цветные минералы имеют обычно крайне причудливые формы зерен, замещены кварцем.

Массив Окей, площадью 12 км<sup>2</sup>, расположен среди верхнепермских отложений в бассейне р. Детрин на левобережье руч. Анмангынды. В плане интрузия имеет овальную форму, вытянут в широтном направлении. Судя по ширине зоны роговинок, контакты ее круто падают в северном, восточном и южном направлениях; западный контакт более пологий. Массив сложен неравномерно среднезернистыми, в меньшей мере мелкозернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, которые по минеральному составу и структурным особенностям аналогичны гранитам Омчанского мас-



сива. Биотитовые и роговообманково- биотитовые граниты – породы серого или розовато-серого цвета. Средний состав: калинатровый полевой шпат – до 40 %, кварц – 30–35 %, плагиоклаз – 20–30 %, биотит – 3 %, роговая обманка участками – до 1,5 %, аксессуарные минералы – до 1 %.

Породы комплекса относятся к нормальнощелочным, высококалийным кали-натрового типа щелочности (табл. 30), содержание микроэлементов представлены в табл. 31. Комплекс относится к аляскитовой формации.

Таблица 30

**Химический состав горных пород омчанского комплекса, %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO общ.	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	75,6	0,097	12,9	1,6	0,019	0,20	0,78	3,52	4,64	0,05	0,57	100,0
2	76,0	0,087	12,8	1,47	0,021	0,12	0,82	3,56	4,71	0,05	0,44	100,0
3	70,3	0,380	15,1	3,1	0,060	0,66	1,50	4,20	3,88	0,11	0,53	99,9

Примечание. 1–2 – лейкограниты петротипического массива Омчан, 3 – граниты массива Окей (1, 3 – колл. В. И. Шпикермана; 2 – колл. Е. К. Федоровой)

Таблица 31

**Содержание микроэлементов в горных породах омчанского комплекса, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	La	Ba
1	1	235,0	18,80	101,0	139,0	17,3	15,10	29,0	7,61	62,8	91,0
2	2	245,0	16,0	107,0	207,0	13,3	11,70	38,9	7,71	60,7	73,4
3	3	142,0	151,0	45,6	173,0	10,7	7,85	11,3	8,27	26,4	465,0

№ п/п	№ х/с	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	1	125,0	15,20	55,4	12,2	0,13	12,00	2,15	14,40	3,06	9,71
2	2	130,0	15,30	56,7	13,2	0,12	13,20	2,34	15,30	3,21	10,50
3	3	54,10	6,31	26,4	6,3	0,75	6,24	1,15	7,42	1,57	5,14

№ п/п	№ х/с	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	1,55	10,30	1,66	6,34	2,59	20,9	6,34	3,22
2	2	1,69	10,60	1,55	8,75	1,33	24,7	4,98	3,39
3	3	0,74	5,31	0,80	5,21	0,82	11,6	2,51	4,25

К Лево-Сеймканскому массиву приурочено никель-кобальтовое оруденение. В эндо- и экзоконтактных зонах Омчанского массива известны хлорит-

кварцевые, турмалин-кварцевые и флюорит-кварцевые жилы, нередко несущие оловянное оруденение. В северном экзоконтакте Омчанского массива и в кзоконтакте массива Окей известны скарноидные залежи с шеелитовым и золотым оруденением.

Описанные выше геологические соотношения гранитоидных массивов комплекса с вмещающими породами однозначно свидетельствуют о их допозднемеловом возрасте. Датирование этих массивов на картах предыдущих поколений поздним мелом [Сурмилова, Корольков, 1999; Маннафов и др., 1999] ошибочно. Из амфибол-биотитовых гранитов штока Окей Rb-Sr методом получена дата  $138 \pm 4$  млн лет. [Жуланова и др., 2007]. Для лейкогранитов северной части Омчанского массива установлена Rb-Sr дата  $135 \pm 3$  млн лет [Жуланова и др. 2007]. Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов в породах комплекса представлены в табл. 32. Таким образом, все современные геохронометрические данные уверенно указывают на раннемеловой возраст комплекса. Близкие результаты U-Pb датирования ( $129,4\text{--}120,4$  млн лет) позволяют определить возраст гранитоидов омчанского комплекса баррем-аптским-временем.

Таблица 32

**Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород омчанского комплекса**

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	1	В. И. Шпикерман, 2012	5-6-29	Омчанский массив	Лейкогранит	$124,7 \pm 1,0$
2	2	Е. К. Федорова, 2012	5-6-222	Омчанский массив	Лейкогранит	$127,55 \pm 0,94$
3	3	В. И. Шпикерман, 2012	607	Окей массив	Гранит	$120,4 \pm 0,78$
4	-	В. В. Акинин, 1995	95/ОМЧ	Омчанский массив	Гранит	$129,4 \pm 0,7$

**Магаданский гранит-гранодиоритовый плутонический комплекс** ( $K_1m$ ). Петротипом магаданского комплекса является расположенный к югу от рассматриваемой территории Магаданский многофазный массив, в составе которого выделяется магаданская серия, детально исследованная Н. В. Андреевой и др. [1999]. Выделенный на листе комплекс сопоставляется с указанной серией. В составе комплекса преобладают гранодиориты ( $\gamma\delta$ ) и граниты ( $\gamma$ ), в меньшем объеме присутствуют кварцевые диориты, диориты, габбро, в дайках и небольших телах отмечаются лейкограниты. На территории листа к магаданскому комплексу отнесены полихронные массивы Восточно-Челомджинский, Среднеянский (северная часть гетерогенного массива), размещающиеся в пределах Яно-Эвенской СФЗ (6.4).

Восточно-Челомджинский площадью выхода около  $200 \text{ км}^2$ , размещается внутри обширного поля контактовых роговиков и, судя по аэромагнитным и гравитационным аномалиям, общая его площадь на глубине составляет свыше  $650 \text{ км}^2$ . В целом массив удлиннен в северо-восточном направлении. Грани-

ты образуют округлое в плане ядро интрузива. Гранодиориты образуют серию выходов в северо-восточной части массива.

В составе гетерогенного Среднеянского массива, по данным П. Н. Анорова [2001 ф] породы магаданского комплекса занимают около половины его площади и представлены преимущественно гранодиоритами в незначительном количестве присутствуют габбро и диориты. Этими же породами сложена группа штоков на водоразделе рек Хольчан и Низкогорный.

Вмещающими породами для гранитов и гранодиоритов являются андезиты верхнеюрского-нижнемеловой момолтыкичской свиты. Характер контакта нерезкий. В экзоконтактовой зоне шириной от десятков до нескольких сотен метров в зависимости от крутизны контакта андезиты в той или иной степени гранитизированы, иногда преобразованы в гибридные гранитоиды.

Граниты –гипидиоморфнозернистой структуры. Минеральный состав: олигоклаз – 40–45 %, калинатровый полевой шпат – 23–25 %, кварц – 30 %, биотит до 2 %, акцессорные минералы –.

Гранодиориты обычно светло-серые, гипидиоморфнозернистые, сложены серицитизированными прямозональным. Встречаются зерна пироксена, титаномагнетита, апатита, сфена, циркона. Зерна роговой обманки представлены порфириновидными выделениями и имеют идиоморфный столбчатый облик.

Гранодиориты Средне-Янского массива – светло-серые, розоватые или желтоватые породы, состоящие из таблитчатых зерен андезина и их сростков, промежутки между которыми выполнены анортоклазом и кварцем. Темноцветные минералы почти всегда образуют крупные скопления неправильных зерен, с которыми пространственно ассоциируются акцессорные минералы. Структура гранодиоритов в общем случае гипидиоморфнозернистая, однако очень часто можно наблюдать участки пойкилитовой и монцититовой структур. При этом весьма характерно неоднородное такситовое строение породы: наличие обособленных мелкозернистых участков, неоднократная смена микроструктур, резкое преобладание цветных минералов на отдельных участках. Минеральный состав: плагиоклаз № 28–38 (часто серицитизированный) – 45–55 %, кварц – 13–20 %, калинатровый полевой шпат – 13–20 %, роговая обманка и биотит – 10–12 %, акцессорные минералы (apatит, циркон, сфен, магнетит) [Закандырин, 1963]. Кайма зерен плагиоклаза альбитизирована, на границах с зернами анортоклаза она содержит мельчайшие мирмекитовые вроски. Крупные ксеноморфные зерна анортоклаза часто включают резорбированные реликтовые кристаллики плагиоклаза. В анортоклазе нередко наблюдаются двойниковая решетка: пертировые вроски развиты слабо в виде редких пунктирных включений. Роговая обманка зеленая и буро-зеленая, в ее кристаллах довольно часто сохраняются мельчайшие реликты моноклинного бесцветного пироксена. Биотит отмечается в виде довольно крупных широких пластинок; часть биотита развивается за счет роговой обманки. Сфен образует прерывисто четковидные жилки, сетчатые агрегаты, тонкие каемки вокруг ильменита, развивается по спайности в биотите.

Химический состав пород магаданского комплекса в петротипе и других массивах всесторонне изучен и аналитические данные приводятся во многих работах [Андреева и др., 1999; Аноров, 2001 ф и др.]. Ниже в табл. 33 и 34

приводятся лишь некоторые новые данные по петротипу комплекса, полученные в ЦЛ ВСЕГЕИ.

Таблица 33

**Химический состав горных пород магаданского комплекса, %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	62,8	0,64	16,4	5,46	0,093	2,48	5,25	3,76	2,45	0,12	0,58	100,0
2	65,7	0,57	15,5	5,17	0,096	2,01	4,37	3,48	2,67	0,11	0,33	100,0

Примечание. 1–2 – гранодиориты петротипического Магаданского массива (колл. Н. В. Андреевой, 2009 г.

Таблица 34

**Содержание микроэлементов в горных породах омчанского комплекса, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	La
1	1	86,3	364	23,1	148	3,21	9,86	0,001	13,3
2	2	60,1	358	14,4	119	4,02	9,55	0,001	11,5

№ п/п	№ х/с	Ba	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
1	1	410	30,7	3,91	15,8	3,53	0,82	3,81	0,6
2	2	660	25,0	3,12	12,2	2,57	0,82	2,74	0,42

№ п/п	№ х/с.	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th
1	1	3,41	0,73	2,10	0,35	2,17	0,34	9,29
2	2	2,39	0,49	1,55	0,26	1,52	0,23	7,93

Магаданский комплекс – типичный представитель диорит-гранодиоритовой формации. С породами комплекса ассоциируют проявления меди молибдена порфирирового типа, а также кварцевые, хлорито-кварцевые и эпидот-кварцевые жилы с незначительным полиметаллическим оруденением. В контактовых зонах гранодиоритовых массивов известны небольшие рудопроявления золота.

Время формирования пород магаданского комплекса определяются геологическими наблюдениями и подтверждены геохронометрическими данными. Нижняя возрастная граница комплекса определяется метаморфизованными андезитами позднеюрско-неокомской момолтыкичской свиты (147–136 млн лет) [Русакова, 2011]. Верхняя возрастная граница устанавливается по многочисленным находкам галек так называемы «охотских» гранитоидов в верхнемеловых отложениях [Устиев, 1949; Устиев, Сперанская, 1949]. Об-

ломков диоритов, гранодиоритов и гранитов аналогичных магаданским встречаются в туфах позднемеловой хольчанской свиты (низы сеномана) и в конгломератах с флорой нижней половины верхнего мела.

Современные геохронометрические определения возраста пород магаданского комплекса на территории листа отсутствуют. U-Pb SHRIMP датирование по циркону двух образцов гранодиоритов из коллекции Н. В. Андреевой (2009 г.) петротипического Магаданского массива, расположенного немного южнее рассматриваемой территории, показали значения  $100,9 \pm 2,6$  и  $102,4 \pm 3,4$  млн лет [Шокальский и др., 2010 ф.]. Близкие значения возраста получены ранее Rb-Sr изохронным методом по гранитам комплекса также в Магаданском массиве –  $104,7 \pm 7,8$  млн лет. [Андреева и др., 1997]. Таким образом, возраст магаданского комплекса – конец раннего мела (альб).

**Охотинский габбро-гранодиорит-гранитный плутонический комплекс** ( $K_1o$ ) выделен и введен в ВКСЛ на соседнем листе Р-54 [Казакова и др., 2013]. Распространен в пределах на юго-западе территории в пределах Центрально Охотской СФЗ (6.3) Охотско-Чукотской СФО (6). Петротип не определен. Гранитоиды комплекса присутствуют в составе композитных массивов Наинский, Нюриченский, Жейджанский.

В составе комплекса выделено три фазы: 1 – габбродиориты, габбро, габбронориты, диориты и кварцевые диориты, 2 – гранодиориты, кварцевые диориты и кварцевые монзониты, 3 – граниты.

Первая фаза – габбро-диориты, габбро, габбронориты ( $v\delta K_1o_1$ ), диориты, диорит-порфириды ( $\delta K_1o_1$ ), кварцевые диориты ( $q\delta K_1o_1$ ) слагают в основном останцы кровли до нескольких сотен метров в поперечнике в Нюриченском и Хейджанском массивах раннемеловых гранодиоритов и в Нютском массиве позднемеловых умереннощелочных гранитов. В этих же массивах кварцевые диориты слагают относительно крупные останцовые тела с площадью выхода 25–40 км<sup>2</sup>. Небольшие самостоятельные штокообразные интрузии габбро-диоритов, прорывающие отложения перми, находятся в среднем течении р. Эмтыкчан (шток Эмтыкчан–2), на левобережье р. Хивэг (шток Нонна), в бассейне р. Туджак (шток Сопочный). Они сопровождаются дайками порфировидных габбро-диоритов, диорит-порфиритов, габбро и габброноритов мощностью до нескольких метров и протяженностью 0,2–0,8 км, имеющими преимущественно северо-западное простирание. Небольшие (не выраженные в масштабе карты) изометричные в плане тела габбро-диоритов, габбро и габброноритов с площадью выхода 0,3–2,5 км<sup>2</sup> отмечены на междуречье Асиберган–Хейджан [Атращенко и др., 1985 ф; Умитбаев, 1978]. Диориты слагают шток (Хивэгчанский), прорывающий андезиты ульбериканской свиты на правобережье р. Нилгысыг. Местами в нем наблюдаются постепенные переходы диоритов в габбро-диориты. Выходы диоритов и диорит-порфиритов в эрозионных окнах из-под гляциофлювиальных отложений верхнего неоплейстоцена известны в приустьевой части долины р. Нилгысыг. Кварцевые диориты обнажены в северо-восточной части Хейджанского массива гранодиоритов.

Габбродиориты и габбро в основном среднезернистые породы с содержанием обыкновенной роговой обманки, иногда биотита и моноклинного пироксена – в сумме 40–50 %. По темноцветным минералам обычно развивается

актинолит, хлорит, эпидот. В габброноритах темноцветные минералы представлены авгитом, гиперстеном, редко оливином. В верховье руч. Нимганджа, левого притока р. Асиберган, среди них встречены среднекрупнозернистые анортозитоподобные разности, состоящие из лабрадора – 82 %, диопсида, гиперстена, биотита – в сумме 14 % и рудных минералов – 4 %. Изотопный К-Аг возраст этих пород, определенный по валу, 113 млн лет [Умитбаев, 1978].

Диориты преимущественно мелкозернистые, содержат 60–65 % андезина, 30–35 % зеленой роговой обманки, часто развивающейся по диопсиду, и до 6 % кварца. В диорит-порфиритах основная масса микрозернистая, вкрапленники – основной плагиоклаз. Кварцевые диориты отличаются от диоритов среднезернистым сложением, большим содержанием кварца (до 9 %) и присутствием зеленовато-бурого биотита (до 2 %).

По петрохимическим свойствам габбро-диориты и диориты по типу щелочности относятся к калиево-натриевой группе с суммой щелочей соответственно 2,68–5,24 % и 5,30–5,62 % [Архангельская и др., 2001 ф; Умитбаев, 1978].

Вторая фаза – гранодиориты и кварцевые диориты ( $\gamma\delta K_1O_2$ ), кварцевые монцониты ( $q\mu K_1 O_2$ ) слагают большую часть полифазных Нюринского и Хейджанского массивов, занимая в них площадь соответственно 370 и 160 км<sup>2</sup>, и в меньшем объеме – части Нютского и Ульбейского массивов, сохранившиеся после внедрений позднемеловых гранитоидов. Небольшие (0,5–2,6 км<sup>2</sup>) штоко- и лакколитообразные тела, дайки и силлы преимущественно порфиридных гранодиоритов, прорывающие терригенные образования перми и верхнего триаса, вулканогенно-осадочные – верхней юры и нижнемеловые вулканы ульбериканского и хейджанского комплексов, распространены на юге территории: в бассейнах нижних течений рр. Нют, Хейджан, на междуречье Хуларин–Гынгычан–Лосиха, в верховье р. Нюриненья. Простираение даек северо-западное и близмеридиональное, мощность 0,5–15 м, протяженность 50–300 м.

В составе Нюринского, Хейджанского массивов и в большинстве малых тел преобладают массивные среднезернистые биотит-роговообманковые (иногда с диопсидом) гранодиориты с содержанием темноцветных минералов 8–15 %, кварца – 20–21 %, калинатрового полевого шпата – 10–20 %, плагиоклаза (олигоклаз–андезин) – 40–60 %. Кварцевые диориты и кварцевые монцониты связаны с ними постепенными переходами и не обнаруживают приуроченности к какой-либо определенной части интрузивов. Кварцевые диориты состоят из плагиоклаза – 55–65 %, биотита, обыкновенной роговой обманки, редко диопсида – до 30 %, кварца – 5–10 %, калинатрового полевого шпата – до 5 %. В кварцевых монцонитах содержание калинатрового полевого шпата достигает 25 %.

Преимущественно кварцевые монцониты слагают два самостоятельных интрузива на междуречье Иня–Нилгысыг, прорывающих андезиты ульбериканской свиты, – Пограничный и Устьянинский. Они отличаются неустойчивым составом за счет широких вариаций содержания калиевого полевого шпата, иногда достигающего 30–40 % [Атрашенко и др., 1985 ф].

По химическому составу гранодиориты и кварцевые диориты относятся к группе нормальнощелочных с суммой щелочей 6,67–7,3 % при небольшом преобладании натриевой составляющей [Атрашенко и др., 1985 ф].

Третья фаза – граниты ( $\gamma K_1 O_3$ ) слагают штоки с площадью выхода 6–25 км<sup>2</sup>, прорывающие на левобережье среднего течения р. Асиберган отложения перми, на междуречье Хейджан–Асиберган – гранодиориты второй фазы Хейджанского массива. Относительно крупное тело (около 150 км<sup>2</sup>) гранитов, первоначально, вероятно, имевшее форму лакколита [Атрашенко и др., 1985 ф], расположено в юго-восточной краевой части полифазного Нютского массива гранитоидов. Оно, кроме гранодиоритов второй фазы, прорывает пермские отложения и раннемеловые андезиты ульбериканского комплекса.

Граниты – светло- и розовато-серые, средне-, иногда мелкозернистые массивные породы, состоящие из олигоклаза – 35–50 %, калиевого полевого шпата – 15–20 %, кварца – 20–30 %, биотита – 5–10 %, редко роговой обманки – до 2 %.

Петрохимические особенности пород охотинского комплекса изучены достаточно подробно в работе А. Ф. Атрашенко и др. [1985 ф]. По данным химического анализа 19 проб гранитоидов Нютского массива, среднее содержание SiO<sub>2</sub> в них 59,93 %, суммы щелочей – 7,09 % при примерно равном содержании Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O [Атрашенко и др., 1985 ф]. В табл. 35, 36 приводятся новые данные по химическому составу и содержаниям микроэлементов в гранитоидах комплекса, полученные во ВСЕГЕИ.

Таблица 35

**Химический состав пород охотинского комплекса, %.**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	59,9	17,5	0,98	2,59	3,46	0,110	2,40	5,77	3,59	2,65	0,220	0,42	100,0
2	70,8	15,8	0,23	1,19	1,15	0,077	0,68	2,59	4,12	2,64	0,083	0,45	99,9

Примечание. 1 – кварцевый диорит, Хейджанский массив (первая фаза комплекса); 2 – гранит, Наинский массив (третья фаза комплекса) (все колл. А. Ф. Атрашенко, 1985 г.)

Таблица 36

**Содержание микроэлементов в горных породах охотинского комплекса, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	La	Ba
1	1	84,7	387	35,2	217	5,60	17,8	27,9	15,7	24,2	569
2	2	60,9	406	13,8	114	5,68	21,9	30,3	10,3	15,7	804

№ п/п	№ х/с	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	1	52,0	6,73	27,7	6,53	1,36	5,80	0,97	5,68	1,22	3,72
2	2	30,6	3,52	11,9	2,34	0,70	2,26	0,37	2,08	0,45	1,40

№ п/п	№ х/с	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	0,50	3,34	0,49	6,13	0,46	8,57	2,04	2,64
2	2	0,23	1,44	0,25	3,17	0,58	4,43	1,15	1,61

Интрузивы гранодиоритов, гранитов и монзонитов охотинского комплекса, кроме пермских отложений, прорывают нижнемеловые вулканиты ульбериканской свиты и хейджанской толщи и сами прорваны позднемеловыми гранитоидами нютско-куйдусунского ряда. Из имеющихся 25 калий-аргоновых датировок гранодиоритов и гранитов Нютского массива 18 укладываются в интервал 101–132 млн лет, остальные – 93–98 млн лет [Атрашенко и др., 1985 ф]. Такой разброс датировок может быть обусловлен неравномерным прогревом массива в процессе внедрения крупных масс позднемеловых гранитоидов, нарушивших ход аргоновых часов. Для охотинских диоритов Хейджанского массива получена U-Pb SHRIMP датировка 107,14 млн лет; для гранодиоритов Наинского массива – 107,8 млн лет. (табл. 37).

На основании этих данных возраст охотинского комплекса принят как раннемеловой.

Таблица 37

**Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород охотинского комплекса**

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	1	А. Ф. Атрашенко, 1985	2620	Хейджанский массив	Кварцевый диорит	107,14±0,76
2	2	А. Ф. Атрашенко, 1985	6548	Наинский массив	Гранит	107,8±0,7

**ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

**Североприохотская гранитоидная группа плутонических комплексов** ( $K_2Sv$ ) выделена в ВКСЛ [Ян-жин-шин и др, 2002ф.]. В состав группы включены светлинский и дукчинский плутонические комплексы [Аноров, 2001 ф], разделение которых масштабе 1 : 1 000 000 на листе Р-55 не представляется возможным. Петротипы обоих комплексов – Магаданский полихронный массив, расположенный в непосредственной близости от юго-восточного угла листа. В петротипе выделены и детально исследованы светлинская и дукчинская серии, которым и соответствуют одноименные комплексы [Андреева и др., 1999]. В состав группы включены граниты ( $\gamma$ ) и гранодиориты ( $\gamma\delta$ ) массивов Среднеянский (северная часть), Улахан, Террасовый (Родионовский), Танкист, Янский (Средне-Сеймканский). Массивы комплекса распространены в пределах Яно-Эвенской СФЗ (6.4) Охотско-Чукотской СФО.



Массив Улахан, площадью 82 км<sup>2</sup> находится на левобережье р. Чалбыга. Прорывает осадочные толщи перми и вытянут под углом 40° к направлению складок. Массив эродирован незначительно, о чем свидетельствуют сохранившиеся остатки кровли, а максимальный врез речных долин составляет 550 м. Контакты массива пологие в северо-западной, северной и северо-восточных частях и более крутые – в южной. Массив сложен гранодиоритами. В гранодиоритах наблюдаются частые ксенолиты кварцевых диоритов, диаметром до 30 см.

Северо-западный слабо вскрытый апофиз массива Улахан, представлен небольшими штоками Танкист и Террасовый (Родионовский). Шток Танкист выходит на дневную поверхность на площади около 0,1 км<sup>2</sup>. Сложен лейкократовыми гранит-порфирами, с многочисленными кварц-молибденитовыми прожилками в экзоконтакте.

Массив Янский (Средне-Сеймканский), расположен на левобережье нижнего течения р. Сеймкан и имеет, по данным В. В. Закандырина (1956, 1959 гг.), отчетливо зональное строение. Наиболее глубинные породы – средне- и мелкозернистые граниты – обнажаются в южной части массива; по периферии – преимущественно распространены граниты с миароловой текстурой, а краевые зоны массива сложены гранит-порфирами. Вдоль западного эндоконтакта Янского массива и в его центральной части широко представлены порфириовидные и равномернозернистые гранодиориты.

Граниты Янского массива прорывают раннемеловые гранодиориты Среднеянского массива магаданского плутонического комплекса. Гранит-порфиры краевых зон Янского массива и небольших интрузивных тел (Комар и Усть-Хольчанский) наряду с общностью геологического положения, обладают сходными петрографическими признаками. Они характеризуются плотным часто афанитовым сложением, коричневатым, кирпичным или палевым цветом. Вкрапленники представлены почти исключительно альбитом, биотит отмечается в виде редких мелких чешуек. Основная масса состоит из микропегматитовых сростаний калинатрового полевого шпата и кварца, в которых располагаются мелкие таблички альбита. Средний состав гранитов: альбит-олигоклаз – 29 %, кварц – 34 %, ортоклаз – 33 %, биотит – 2,5 %, роговая обманка – 0,5 %, акцессорные минералы – циркон, апатит, ортит, магнетит до 1 %. Структура породы обычно аплитовая с переходами к гранитной, участками микропегматитовая. Размер минеральных зерен изменяется от 0,1 до 0,6 мм, а иногда и до 2 или даже 4 мм, что обуславливает появление порфириовидных структур.

Средний состав гранодиоритов по данным В. В. Закандырина [1963]: плагиоклаз – 57 %, кварц – 19 %, калиатровый полевой шпат – 13 %, роговая обманка – 6 %, биотит – 3 %, акцессорные минералы (apatит, ортит, сфен, магнетит, ильменит) – 2 %. Для гранодиоритов характерна гипидиоморфнозернистая, монотонитовая и пойкилитовая структуры.

Контактные изменения в результате внедрения гранитоидов незначительны и охватывают зону экзоконтакта шириной в несколько десятков метров для межформационных тел и первых сотен метров для штоков. В непосредственном контакте образуются роговики.

Химический состав пород составляющих группу светлинского и дукчинского комплексов всесторонне изучен в их петротипах – в Магаданском полихронном массиве, расположенном чуть немногим к юго-востоку от южной рамки листа. Сводка аналитических данных по составу слагающих их гранитоидов дана в работе [Андреева и др., 1999]. По данным Н. В. Андреевой и др. [1999] породы светлинского комплекса представлены высоконатриевыми норамльнощелочными породами, однако лейкограниты – существенно калиевые. Дукчинский комплекс умереннощелочной также с натриевым типом щелочности, но подобно светлинскому комплексу в лейкогранитах калий также резко преобладает над натрием. Ниже в табл. 38 и 39 приводятся некоторые новые аналитические данные по петротипу светлинского комплекса и штоку Танкист, полученные в ЦЛ ВСЕГЕИ.

Таблица 38

**Химический состав пород североприморской гранитоидной группы комплексов, %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	64,10	0,69	15,40	1,48	3,75	0,095	2,31	4,61	3,22	3,42	0,11	0,36	100,0
2	75,70	0,01	13,60	0,65	0,25	0,030	0,19	0,60	2,51	6,05	0,05	6,05	100,0

Примечание. 1 – гранодиорит светлинской серии петротипического Магаданского массива; 2 – умереннощелочной лейкогранит-порфир штока Танкист (все колл. В. И. Шпикермана, 2011 г.)

Таблица 39

**Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород североприморской группы комплексов**

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	1	В. И. Шпикерман, 2011	Ш-3012	Магаданский массив	Гранодиорит	94,0±1,3
2	2	В. И. Шпикерман, 2011	4-6-13	Танкист шт.	Лейкогранит-порфир	93,3±2,0
3	-	В. В. Акинин, 2006	461-A84	Террасовый шт.	Гранит	96,6±0,6
4	-	В. В. Акинин, 2006	470-A84	Улахан массив	Адамеллит	98,3±0,7
5	-	В. В. Акинин, 2006	YAN4	Средне-Янский массив	Гранит	90,6±0,5

Содержание микроэлементов в лейкогранит-порфире штока Танкист (№ 2 табл. 38) североприморской группы гранитоидных комплексов характеризуется следующие (в г/т): Rb – 136; Sr – 60; Y – 27,10; Zr – 46,10; Nb – 8,3; Ni – 0,73; Ce – 23,3; Pr – 2,88; Nd – 10,10; Sm – 3,62; Eu – 0,15; Gd – 3,57;

Tb – 0,72; Dy – 4,4; Ho – 0,81; Er – 2,22; Tm – 0,33; Yb – 1,82; Lu – 0,24; Hf – 2,9; Ta – 1,17; Th – 1,60; U – 2, 61; Cs – 29.

Оба комплекса Северопряхотской гранитоидной группы ближе всего к гранитовой формации, однако натровый тип щелочности главных типов пород (гранодиоритов и гранитов) сближают их с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формацией [Магматические ..., 1979]. С гранитоидами светленского комплекса связано молибденевое оруденение порфиорового и жильного типов, а также молибден-урановое оруденение.

Нижний возраст гранитоидов рассматриваемой группы комплексов определяется их активными контактами с туфами хольчанской свиты (низы сеномана). В частности, в бассейне ручья Тарын граниты Янского массива метаморфизуют туфы смешанного состава, охарактеризованные верхнемеловой флорой. Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов различных массивов Северопряхотской гранитоидной группы приведены в табл. 39. Н. В. Андреевой и др. [1999] для лейкогранит-порфиров дукчинского комплекса в Магаданском массиве получена K-Ar изохрона со значением  $90 \pm 4$  млн лет. Таким образом, современные геохронометрические данные указывают на формирование магматических комплексов северопряхотской группы в первой половине позднего мела в интервале 98–90 млн лет (сеноман-турон).

**Неорчанская гранитоидная группа плутонических комплексов ( $K_2ng$ )** была выделена в ВКСЛ [Ян-жин-шин и др, 2002 ф]. Объединяет разнообразные плутонические образования позднемелового возраста преимущественно кислого состава, образующие внешнюю перивулканическую область Охотоско-Чукотского вулканогенного пояса в границах Нерючинско-Детриинской (6.2) и Яно-Эвенской (6.4) СФЗ. Группа объединяет позднемеловые гранитоидные плутонические комплексы: собственно неорчанский [Жуланова и др., 2007], верхне-ямский [Кузнецов и др., 1999]. и др. В состав группы на листе Р-55 включены многочисленные массивы средних и малых размеров, в том числе их дайковые фазы. Преобладают граниты ( $\gamma$ ) и гранодиориты ( $\gamma\delta$ ), меньше диоритов ( $\delta$ ) в незначительном количестве присутствуют кварцевые диориты ( $q\delta$ ), умеренно-щелочные граниты ( $\epsilon\gamma$ ), умеренно-щелочные лейкограниты ( $\epsilon\gamma$ ), кварцевые монцониты ( $q\mu$ ), кварцевые сиениты ( $q\xi$ .)

Гранитами сложены наиболее крупные массивы, равномерно расположенные на территории ареала: Геркулес Зап. и Вост. Нечинские, Ульчено-Одеринский, Тас-Эльбех, Зап. и Вост Бутугычаг, Верхне-Тенькинский, Майманжда, Право-Хетинский, Хурэн. Массивы помельче представлены: Хениканджа, Иньякан, Анманнэкан, Зарубежный, Бургагылкан, Звериный, Нараули, Верхнее-Хурэнский, Медведица, Янско-Сейманский, унга и др. Формы гранитных массивов, как правило, сложные, с разветвленными, изрезанными очертаниями.

Наиболее крупный Верхне-Тенкинский гранитный массив имеет неровные извилистые контакты, осложненные разрывными нарушениями. Восточный контакт наклонен от массива под крутым углом, а на отдельных участках он полого (30–50 %) падает под массив; западный контакт пологий и наклонен в

сторону от массива. Граниты в массиве – средне-, реже мелкозернистые, порфириовидные, с глубиной постепенно сменяются равномернозернистыми разностями.

Гранодиоритами сложены средние и мелкие массивы с вытянутыми или неправильными формами: Букэсенджа, Эмта, Некичан, Озернинский, Утуй, Шайтан, Интригано-Пересыпкинский, Тенгкечан, Севастопольский, Айлийский Зап., Валунчики, Геркелес, Улахан, Унга, Верхне-Хуренский, Верхне-Бургагылканский, Заросший, Право-Хуренский, Хуренский, Налтай, Последний, Катенинские, Икрикено-Берэнджинский, Марали. Гранодиориты прорывают и метаморфизуют эффузивно-туфовые покровы позднего мела, а сами пересечены более поздними дайками андезибазальтов.

Диоритами и кварцевыми диоритами сложены небольшие массивы вытянутой формы, расположенные в непосредственной близости или на некотором отдалении от гранитных массивов рассматриваемого комплекса. Это массивы: Верхне-Эмский, Авлинский, Лопатинский, Аулийский (восточная часть), Закат, Широкий, Право-Майманджинский и др.

Умереннощелочные и щелочные граниты слагают несколько небольших массивов в бассейне реки Нелькоба: Центральный Щелочной, южная часть Верхне-Тенкинского и др. Встречаются умеренно щелочные граниты в составе массивов Вост. и Зап. Бутугычаг. Интрузии умереннощелочных гранитов прорывают покровы хольчанской свиты, гранитоиды магаданского комплекса. Массивы кварцевых сиенитов отмечаются у южной рамки листа – Осинový и Верх. Кутанинские массивы, встречаются в составе Интригано-Пересыпкинского и Зап. нетченского массивов.

Умереннощелочные лейкократовые граниты слагают шток на правом берегу среднего течения руч. Унги, а также юго-западную часть Верхне-Тенкинского массива.

Для гранитов характерна гипидиоморфнозернистая, реже порфириовидная с участками микропйкилитовой структуры. Минеральный состав: ортоклаз – 35–45 %, олигоклаз-андезин – 20–30 %, кварц – 25–35 %, биотит – 1–4 %, роговая обманка – 0,1–2 %. Калинатовый полевой шпат образует ксеноморфные и широко таблитчатые зерна размером 4–6 мм с обильными микропертитовыми вростками альбита. В гранитах постоянно присутствуют флюорит, ортит и циркон; реже тонкоигольчатый апатит; обычны также магнетит, ильменит и титанит.

Гранодиориты розовато-серые, среднезернистые породы. Структура в равномернозернистых разновидностях гипидиоморфнозернистая. Структура основной массы в порфириовых разностях – микропйкилитовая. Состав гранодиоритов: лабрадор-андезин, анортоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, хлорит; акцессорные – апатит, ильменит, магнетит, циркон.

Диориты – мелкозернистые массивные темно-зеленые породы с диоритовой структурой. Сложены частично сосюритизированным прямозональным плагиоклазом № 40–57 – 80–85 % и хлоритизированным моноклинным пироксеном – 10–15 %, а также акцессорными – магнетитом, сфеном и апатитом – до 5 %.

Кварцевые диориты имеют гипидиоморфнозернистую, долеритовую и монзонитовую в эндоконтактных зонах структуры. Минеральный состав:

плагиоклаз – 56,3 %, калиевый полевой шпат – 4,1 %, кварц – 12,6 %, биотит – 8 %, пироксен и роговая обманка – 17,9 %, рудные и акцессорные минералы – 1,1 % [Малиновский, 1965 ф]. Из акцессорных постоянно присутствует апатит, иногда – циркон и сфен; рудные минералы – ильменит, рутил, пирит, арсенопирит, титано-магнетит. Широко развиты вторичные минералы: хлорит, роговая обманка, карбонат, лейкоксен.

Умереннощелочные граниты массивные, розовато-серые породы, обладают миароловой текстурой. Размер зерен в них 3–6 мм. Минеральный состав: анортоклаз – 64 %, кварц – 25 %, альбит – 8 %, биотит – 0,4 %, щелочная роговая обманка (гастингсит) – 2 %, встречается моноклинный пироксен; акцессорные минералы (ортит, циркон, апатит) и рудные (магнетит и ильменит) – 0,6 %. Структура пород микропегматитовая, реже – микропойкилитовая. В эндоконтактах интрузий они порфириовидные из-за наличия вкрапленников альбита в псевдосферолитовой основной массе.

Граносиениты – желтовато- или розовато-серые порфириовидные породы с мелкозернистой основной массой. Структура – гранофировая с элементами гранитной и монцонитовой. Плагиоклаз в порфириовидных выделениях представлен андезином № 33, в основной массе – олигоклазом № 26. Минеральный состав пород: плагиоклаз – 30–35 %, калинатровый полевой шпат, частью альбит – 33–43 %, кварц – 18–21 %, биотит – 4–5 %, роговая обманка – 1 %; акцессорные (1–1,5 %) – магнетит, титаномагнетит, апатит, циркон, сфен и ортит. Вторичные изменения граносиенитов проявились в пелитизации и серицитизации плагиоклазов, в образовании пертитов распада по полевому шпату, в развитии мусковита и хлорита по темноцветным минералам [Романова, 1983].

Кварцевые монцониты – зеленовато-серые, среднезернистые, структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз № 20–52 – 40 %, калинатровый полевой шпат – 32 %, кварц – 12 %, желтовато-зеленая роговая обманка – единичные зерна, биотит – 15 %, апатит, циркон, сфен, магнетит.

Ранее часть гранитоидных массивов относилась к позднемеловому сеймканскому (Нечинские, Анманнэкан), или к басугуньинскому (Интригано-Пересыпкинский, Лопатинский) [Ермолено, 2002], а также к раннемеловому тас-кыстабытскому (Тенгкечан, Тас-Эльбехский), или к сибердыкскому комплексам (Геркулес) [Манафов и др., 1999]. На основании выполненных в последнее время U-Pb SHRIMP датировок по цирконам многих гранитоидных массивов установлено, что возраст этих массивов не выходит за пределы интервала 87–83 млн лет и сопоставляется с датировкой Неорчанского массива ( $86,7 \pm 1,4$  млн лет), расположенного на соседней с востока территории. Новые петро-геохимические данные также позволяют говорить об общности вещественных характеристик рассматриваемых гранитоидов.

Дайковые тела группы представлены габбро-диоритами, лампрофирами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами. Дайки образуют несколько араалов вблизи крупных массивов комплекса – Икрыкено-Бэрэнджинский, Мало-Иняканский, Тенькинский, Верхне-Тенкинский ареалы.

Химический состав и содержания микроэлементов пород группы приведены в таблицах 40, 41. Неорчанская группа по составу входящих в нее комплексов довольно пестрая. В нее входят комплексы различной формационной

принадлежности: диорит-гранодиоритовой, лейкогранитовой и аляскитовой формаций. С лейкократовыми и аляскистыми гранитами группы связаны месторождения и многочисленные рудопроявления олова, вольфрама, свинца, цинка, урана, золото-серебряное и золото-редкометалльное оруденение.

Таблица 40

**Химический состав пород неорчанской группы комплексов, %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	75,5	0,14	13,1	1,77	0,030	0,22	0,87	3,75	4,39	0,05	0,15	100
2	68,8	0,39	15,6	3,42	0,051	0,84	2,44	4,28	3,69	0,13	0,33	100,0
3	68,8	0,28	16,5	2,76	0,051	0,83	3,75	3,75	2,67	0,076	0,50	100,0
4	65,8	0,69	16,1	4,64	0,069	1,35	1,72	3,61	4,59	0,19	1,21	99,9
5	65,0	0,63	16,8	4,82	0,086	1,28	3,21	3,63	2,96	0,23	1,21	99,9
6	57,0	1,22	16,7	7,57	0,130	4,22	5,96	3,61	2,73	0,35	0,37	99,9
7	66,7	0,63	15,2	4,28	0,085	1,75	3,64	3,72	3,59	0,19	0,23	100,0
8	64,0	0,59	17,5	4,39	0,095	0,93	3,77	4,17	4,17	0,17	0,61	99,9
9	68,4	0,54	15,0	3,86	0,082	1,48	3,15	3,68	3,22	0,14	0,43	100,0
10	70,4	0,25	15,3	1,99	0,033	0,52	1,74	3,66	5,02	0,076	0,93	100,0

Примечание. 1 – умереннощелочной лейкогранит, массив Зап. Бутугычаг; 2 – умереннощелочной гранит, массив Вост. Бутугычаг, 3 – гранит, массив Геркулес; 4–6 – Интригано-Пересыпкинский массив: граносиенит-порфир (4), гранодиорит (5), монцодиорит (6); 7 – гранодиорит Зап. Негчинский массив; 8 – граносиенит, Вост. Негчинский массив; 9 – гранодиорит, массив Севастопольский; 10 – гранит, массив Хениканджа (1, 3, 7, 8, 9 – колл. В. Н. Зелепугина; 2, 10 – колл. В. И. Шпикермана; 4–6 – колл. О. Ю. Лебедевой

Таблица 41

**Содержание микроэлементов в горных породах пород неорчанской гранитоидной группы комплексов, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с.	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	Ba	La
1	1	312,0	45,3	50,10	146,0	20,00	13,40	25,90	7,89	187	35,5
2	2	124,0	240,0	26,10	147,0	7,22	7,36	23,30	11,20	558	28,2
3	3	52,6	298,0	8,61	102,0	3,50	6,05	27,20	8,36	675	23,1
4	4	193,0	251,0	33,80	405,0	14,40	12,80	1,67	11,40	658	49,5
5	5	80,7	485,0	21,60	172,0	8,99	9,64	28,70	8,63	722	31,5
6	6	81,6	644,0	29,90	213,0	11,00	12,70	63,40	13,7	671	36,1
7	7	184,0	875,0	35,30	328,0	14,90	12,60	86,10	17,70	1320	53,3
8	8	230,0	895,0	59,80	555,0	18,40	26,60	41,40	15,20	1670	73,6
9	9	102,0	324,0	13,60	131,0	7,21	16,00	15,40	9,46	518	35,0
10	10	139,0	150,0	18,70	180,0	11,30	9,78	35,60	8,54	865,	41,2

№ п/п	№ х/с	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	1	75,20	8,78	31,90	7,47	0,28	6,86	1,30	8,08	1,64	5,65
2	2	55,40	6,50	24,00	5,15	0,92	4,75	0,72	4,22	0,86	2,29
3	3	39,90	4,21	15,30	2,28	1,20	1,83	0,28	1,47	0,30	0,84
4	4	103,00	11,80	46,60	9,04	1,16	7,50	1,09	6,27	1,28	3,72
5	5	60,20	7,27	28,00	5,53	1,37	4,61	0,75	3,97	0,83	2,13
6	6	75,2	9,3	39,8	8,29	1,96	6,96	1,02	5,9	1,21	3,42
7	7	101,00	11,50	43,60	8,46	2,12	7,41	1,10	6,29	1,20	3,29
8	8	143,00	16,50	62,20	12,80	3,13	11,50	1,78	10,10	1,99	5,94
9	9	62,80	5,89	21,00	3,86	0,78	2,96	0,44	2,29	0,44	1,16
10	10	76,60	8,49	29,90	5,79	0,71	4,63	0,66	3,38	0,65	1,83

№ п/п	№ х/с	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	0,92	5,58	0,93	5,74	3,32	26,30	5,38	9,33
2	2	0,36	2,42	0,36	4,73	0,82	12,20	2,57	4,83
3	3	0,15	0,86	0,17	3,23	0,22	4,45	0,84	1,50
4	4	0,55	3,73	0,50	11,10	1,08	33,20	3,91	4,36
5	5	0,30	2,31	0,33	5,17	0,67	11,50	3,46	3,34
6	6	0,48	3,3	0,48	6,14	0,77	10,4	3,17	3,45
7	7	0,56	3,49	0,63	10,80	1,50	28,20	3,95	6,83
8	8	0,96	6,16	0,95	15,20	1,24	27,60	6,45	14,90
9	9	0,19	1,39	0,22	4,19	0,85	14,40	1,68	5,68
10	10	0,26	1,76	0,23	5,59	1,02	13,70	2,39	6,99

Полученные ранее Ar-Ar датировки для различных пород неорчанской группы варьируют от 87 до 64 млн лет [Романова, 1983]. Результаты U-Pb SHRIMP датирования горных пород различных массивов неорчанской группы комплексов показаны в табл. 42. Диапазон вариаций U-Pb дат небольшой – от 87 до 82 млн лет. Таким образом, U-Pb и Ar-Ar датировки, полученные в разных лабораториях, позволяют уверенно датировать плутоны неорчанской группы комплексов второй половиной позднего мела, а U-Pb даты позволяют ограничить время становления массивов коньякским и сантонским веками.

**Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород неорчанской гранитоидной группы комплексов.**

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	1	В. Н. Зелепугин, 2011	5-3-136	Бутугычаг Западный	Умереннощелочной лейкогранит	81,88 ±0,66
2	2	В. И. Шпикерман, 2011	5-3-21	Бутугычаг Вост.	Умереннощелочной гранит	85,58 ±0,77
3	3	В. Н. Зелепугин, 2011	5-5-139	Геркулес	Гранит	83,3 ±1,1
4	4	О. Ю. Лебедева, 2011	518-2	Интригано-Пересыпкинский	Граносиенит-порфир	87,06 ± 0,7
5	6	О. Ю. Лебедева, 2011	518-1	Интригано-Пересыпкинский	Монцодиорит	83,5 ±0,7
6	8	В. Н. Зелепугин, 2011	4-2-134	Нетчинский Восточный	Граносиенит	84,0 ±1,5
7	9	В. Н. Зелепугин, 2011	4-7-128	Севастопольский	Гранодиорит	85,6 ±1,2
8	10	В. И. Шпикерман, 2011	4-5-14	Хениканджа	Гранит	86,29 ±0,63

**Нютско-куйдусунский габбро-гранодиорит-гранитовый латеральный ряд плутонических комплексов ( $K_2nk$ )** выделен и внесен в ВКСЛ на соседней территории листа Р-54 [Казакова и др., 2013]. В ряд были включены одновозрастные и близкие по составу и последовательности образования: нютский, ульбейский и куйдусунский плутонические комплексы. Позднемеловые интрузивные образования ряда наиболее широко распространенные на западе листа в пределах Куйдусунской (6.1) и Центрально-Охотской (6.3) СФЗ Охотско-Чукотской СФО (6). Отдельные интрузивы ряда проникают далеко на север территории за пределы Охотско-Чукотской СФО и присутствуют в Западно-Верхоянской СФЗ (7.1) Северо-Восточной магматической области (7) (массивы Юсь-Кюель и Куранах-Салинский).

Становление ряда происходило в гомодромной последовательности. В нем выделяются 3 фазы: 1 – диориты ( $\delta$ ) и кварцевые диориты ( $q\delta$ ), 2 – гранодиориты ( $\gamma\delta$ ), граниты ( $\gamma$ ), 3 – умереннощелочные граниты и лейкограниты ( $\epsilon\gamma$ ). Эта последовательность была установлена работами В. А. Архангельской и др. [2001], С. И. Горохова [1977 ф], Н. Г. Маннафова [1978; 1983], Р. Б. Умитбаева [1978] и др.

Крупные массивы (Нютский – 1210 км<sup>2</sup>, Архимед – 700 км<sup>2</sup>, Верх. Челомджинский – 550 км<sup>2</sup>, Пестрореченский – 460 км<sup>2</sup>, Нялопский – 300 км<sup>2</sup>) полифазные, имеют в плане сложные очертания, но в целом вытянуты в северо-западном направлении. Такую же ориентировку имеет большинство относительно небольших (10–90 км<sup>2</sup>), как правило, однофазных штоко-, лакколи-



тообразных и трещинных интрузивов. В окружении крупных массивов находятся многочисленные малые (с площадью выхода до 2 км<sup>2</sup>) интрузивы – сателлиты изометричной в плане формы и дайки гранитов, гранит-порфиров, гранодиоритов и гранодиорит-порфиров, реже диоритов и диорит-порфиров мощностью 0,5–10 м и протяженностью 100–200 м, редко до 4 км.

Вмещающими породами для них являются терригенные отложения перми и триаса, туфогенно-осадочные – верхней юры и вулканиты нижнего и верхнего мела. Контакты интрузивов обычно крутые (60–80°), реже пологие (20–40°) с падением преимущественно в сторону вмещающих пород. Ширина зон ороговикования колеблется от 0,02 до 2 км, достигая 5 км в местах пологих контактов [Маннафов, 1978; 1983]. Наиболее распространены биотитовые, иногда с андалузитом и кордиеритом роговики, формирующиеся по терригенным породам и вулканитам кислого состава. По вулканитам среднего состава развиваются роговики альбит-эпидотовой, реже амфиболовой и пироксеновой фаций.

Первая фаза – диориты, кварцевые диориты слагают небольшие (0,6–13 км<sup>2</sup>) штокообразные тела, прорывающие в основном вулканиты Куйдусунской СФЗ на правом берегу р. Олланджа (шток Наина) и в верховье р. Хейджан (штоки Верховой, Иганчинский, Левохейджанский и несколько меньших размеров – 0,3–1 км<sup>2</sup>). Исключительно диоритами сложен шток Наина, в других штоках преобладают кварцевые диориты, местами переходящие в диориты.

Диориты – темно-серые массивные среднезернистые породы, состоящие из зонального плагиоклаза – 60–70 %, моноклинного и ромбического пироксенов – 17–28 %, калиевого полевого шпата и кварца – в сумме 8–10 % и акцессорных минералов – магнетита, апатита и сфена – до 3 %. В кварцевых диоритах содержание кварца составляет 10–15 %, в составе темноцветных минералов преобладает роговая обманка – 10–15 %, на долю пироксенов приходится 5–10 %, биотита – 3–5 %. Характерным признаком диоритов и кварцевых диоритов комплекса, отличающим их от одноименных пород охотинского комплекса, является постоянное присутствие в них ромбического пироксена и плеохроизм биотита в красно-коричневых тонах.

Вторая фаза – гранодиориты, граниты распространены более широко, чем образования первой фазы и преимущественно в пределах Центрально-Охотской СФЗ. Преобладают гранодиориты, которыми почти полностью сложены массивы Пестрореченский, Нялопский, значительные части массивов Нютского, Архимед и их сателлитов. Граниты отмечаются в виде фациальной разновидности в упомянутых выше гранодиоритовых массивах и наряду с резко подчиненными им гранодиоритами образуют самостоятельные интрузивы преимущественно в восточной части СФЗ, в бассейне среднего течения р. Хейджан (Индуз, Бургалинский, Кадакчанский, Хурджимский и др.). Крупные (до 80 км<sup>2</sup>) выходы гранитов наблюдаются в северной и южной краевых частях Верх. Челомджинского массива умереннощелочных гранитов.

Гранодиориты второй фазы – светло-серые и серые массивные средне- и неравномернозернистые породы, состоящие из кварца – 20–25 %, плагиокла-

за – 35–55 %, калишпата – 15–25 %, роговой обманки – 5–15 %, биотита – 5–10 %. Из аксессуарных минералов обычны апатит, циркон, рутил и рудный минерал. В гранитах содержание кварца составляет 25–35 %, плагиоклаза – 30–35 %, калиевого полевого шпата – 25–35 %, роговой обманки – 5–8 %, биотита – до 8 %. Иногда граниты приобретают порфиroidный облик за счет относительно крупных (до 1,5 см) выделений калиевого полевого шпата.

По химическому составу гранодиориты и граниты второй фазы относятся к группе нормальнощелочных пород с калиево-натриевым типом щелочности с содержанием соответственно  $\text{SiO}_2$  – 62,76–68,00 % и 68,85–72,07 %,  $\text{Na}_2\text{O}$  +  $\text{K}_2\text{O}$  – 6,35–7,49 % и 6,53–7,92 % [Архангельская и др., 2001].

Третья фаза – умереннощелочные граниты, умереннощелочные лейкограниты являются наиболее распространенными в районе образованиями нютско-куйдусунского латерального ряда. В основном ими сложены крупные массивы Архимед, Нютский, Верх. Челомджинский, Лев. Нилгысыгский, Джапканджинский, Ульбейский. В значительных по площади выходах они известны в составе Хейджанского, Нюринского, Нялопского, Пестрореченского и других массивов. Многочисленные малые тела их с площадью выхода менее 10 км<sup>2</sup> и дайки широко распространены в Центрально-Охотской СФЗ.

Умереннощелочные граниты и лейкограниты отличаются желтовато- и розовато-серым цветом, средне- и крупнозернистым сложением, присутствием в них миароловых пустот, выполненных кварцем, кальцитом, эпидотом. Это массивные, иногда порфиroidные, в основном биотитовые граниты. В умереннощелочных гранитах содержание плагиоклаза 25–40 %, калиево полевого шпата – 25–50 %, кварца – 20–30 %, биотита – до 8 %, роговой обманки – до 1 %. В их лейкократовых разностях количество плагиоклаза не превышает 25 %, а кварца достигает 45 %, биотита – не более 3 %. При одинаковом количестве щелочей – 8–9 %, содержание кремнезема в обычных и лейкократовых умереннощелочных гранитах составляет соответственно 68,2–72,3 % и 73,2–76,6 %. По типу щелочности породы калиево-натриевые [Атрашенко и др., 1985 ф; Раузер, 1983 ф; Эйхвальд и др., 1992 ф и др.].

Гранитоиды первой и второй фаз ряда принадлежат диорит-гранодиоритовой формации, гранитоиды третьей фазы – следует относить к лейкогранитовой формации. С интрузивами гранитоидов нютско-куйдусунского латерального ряда в районе связаны проявления и пункты минерализации молибдена, меди, олова, урана, золота и серебра (золоторудной кварцевой, золоторудной кварц-сульфидной и золото-серебряной формаций). Рудопроявления локализованы как внутри интрузивов, так и вблизи них во вмещающих породах.

По геологическим данным позднемеловой возраст интрузивов комплексов нютско-куйдусунского ряда определяется тем, что они прорывают все меловые вулканы, кроме мыгдыкитских базальтов, и сами прорваны субвулканическими дайками последних [Маннафов, 1978]. К-Аг датировки 20 проб, отобранных из всех разновидностей гранитоидов в Нюринском, Верхнечеломджинском, Нялопском и других массивах, укладываются в интервал 70–97 млн лет [Маннафов, 1978; 1983; Раузер, 1985 ф; Тиньков, 1998 ф]. Опубли-

кованы К-Аг и Аг-Аг датировки биотита из гранитоидов Куранах-Салинского массива, соответственно 91,0 и 86,1 млн лет [Бахарев, Зайцев, 2001].

Из двух массивов, отнесенных к нютско-куйдусунскому латеральному ряду получены две уверенные конкордантные U-Pb SHRIMP датировки цирконов (колл. А. Ф. Атрашенко, 2009 г.):  $152,5 \pm 1,6$  млн лет (гранит Наинского массива) и  $161 \pm 1,5$  млн лет (лейкогранит Нютского массива). Эти результаты не ставят под сомнение позднемеловой возраст магматических образований нютско-куйдусунского ряда в целом, однако следует принимать во внимание, что в обширных сложно построенных плутонах этого ряда могут находиться крупные реликтовые останцы более древних гранитоидных комплексов, как это ранее неоднократно устанавливалось в пределах Охотско-Чукотской СФО к востоку от рассматриваемой территории [Шокальский и др., 2010 ф].

**Уза-инский гранитовый плутонический комплекс** ( $K_{2ui}$ ). выделен в работе [Маннафов и др., 1999], по материалам которой дается описание комплекса. В пределах листа комплекс представлен массивами 6 Северный Большой. Анначаг (Сев. Бол. Анначаг), Уза-Ина, Хапчагай, Северный, Неожиданный, Имегинский. Петротип – Сев. Бол. Анначаг. Массивы расположены в пределах Главного Колымского Плутонического пояса (5). Форма массивов в плане изометричная, контакты пологие, крутые и обратные. Массивы расположены резко несогласно относительно складчатых структур. Эрозионный срез умеренный, что фиксируется по наличию апикальных фаций на высоких гипсометрических отметках. Массивы сложены гранитами ( $\gamma$ ), гранодиоритами ( $\gamma\delta$ ) и лейкогранитами ( $l\gamma$ ).

Массив Сев. Бол. Анначаг (петротип) имеет форму ассиметричного купола с пологой сводовой поверхностью, пологими, падающими под вмещающие породы, северным и восточным контактами и крутым западным контактом, наклоненным под интрузив [Липатов, 1960 ф]. Массив слагают гранодиориты и граниты, с преобладанием последних. Гранодиориты распространены в западной части массива.

Массив Уза-Ина, площадью  $270 \text{ км}^2$  характеризуется изометричной куполовидной формой. Контакты падают под вмещающие породы триаса и юры. В пределах массива распространены светло-серые среднезернистые и порфирированные граниты.

Массив Хапчагай находится в междуречье Кюнгкуй-Кюель-Сиен, имеет форму эллипса, удлинённого параллельно простиранию вмещающих отложений триаса и нижней юры. Его площадь  $70 \text{ км}^2$ . Контакты крутые, падают в сторону вмещающих пород. Массив сложен светло-серыми и буровато-серыми порфирированными гранитами.

Вмещающие триас-юрские терригенные породы контактово изменены с образованием мускивитовых роговиков. Мощность зоны ороговения от 100–1000 м. Контакт уза-инских гранитоидов с более древними позднеюрскими двуслюдянными гранитами колымского комплекса (Южн. Бол. Анначаг) сопровождается перекристаллизацией последних [Некрасов, 1962 ф]. Сами уза-инские гранитоиды рассеяны позднемеловыми дайками верхне-колымской группы гипабиссальных комплексов.

Гранодиориты светло-серые породы, с крупными порфирированными вкраплениями плагиоклаза (15–20 %) в среднезернистой основной массе, сложенной

зернами калиевого полевого шпата – 27 %, кварца – 20–25 %, реже – плагиоклаза – 40 % и чешуйками биотита – 8–10 %; роговая обманка – 1 %, акцессорные минералы (апатит, циркон, ортит, монацит, сфен, рудный минерал). Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, а также монцонитовая. Состав пород непостоянный, при преобладании гранодиоритов встречаются кварцевые диориты, кварцевые сиениты, кварцевые монцониты.

Граниты светло-серые и желтовато-серые массивные порфирировидные и крупнозернистые, а в эндоконтактовой и апикальной частях массива – массивные и мелкозернистые. Структура гранитов преимущественно гипидиоморфнозернистая. Состав гранитов: андезин-олигоклаз – 21–36 %, калишпат – 28–34 %, кварц – 23–40 %, биотит – 3–12 %, акцессорные минералы – апатит, циркон, ортит, в отдельных массивах – монацит, ксенотим, магнетит, ильменит, золото, молибденит и другие сульфиды.

Развиты поздние аплитовые жилы и гнезда пегматитов; в последних присутствуют горный хрусталь, морион, турмалин, гадолинит, касситерит, самородный висмут, висмутин.

По петрохимическим особенностям по сравнению с пространственно близкими негаяхскими гранитоидами уза-инские выделяются более низкой общей щелочностью и более высокой известковистостью. От сибердыкских отличаются – более высокой общей щелочностью.  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -отношение у всех этих гранитоидов близкое. Вместе с тем, в составе комплекса, наряду с породами нормальнощелочного ряда присутствуют умереннощелочные граниты, монцодиориты и граносиениты, а также лейкограниты. Данные по химическому составу и содеожанию микроэлементов в породах комплекса представлены в (табл. 43, 44).

Таблица 43

**Химический состав пород уза-инского plutонического комплекса, %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
1	69,3	0,28	16,1	2,56	0,067	0,72	1,80	3,68	5,07	0,10	0,35	100,0	0,81	1,58
2	57,0	1,05	19,3	6,61	0,100	2,09	5,44	3,39	3,46	0,34	0,94	99,8	1,83	4,30
3	77,0	0,14	12,4	1,37	0,038	0,072	0,80	3,43	4,48	0,04	0,34	100,0	2,80	1,08
4	72,1	0,31	14,2	2,64	0,057	0,38	1,39	3,57	4,82	0,11	0,54	100,0	2,80	2,38
5	71,2	0,33	14,9	2,60	0,057	0,63	1,66	3,88	3,97	0,13	0,41	99,8	0,84	1,58
6	68,9	0,61	14,7	4,49	0,097	1,03	1,49	3,40	4,57	0,23	0,41	100,0	1,20	2,97
7	63,5	0,60	18,4	4,23	0,073	1,14	4,05	4,16	2,84	0,21	0,66	99,1	1,08	2,84

Примечание. 1 – умереннощелочной гранит, массив Хапчагай; 2–7 – петротипический массив Сев. Бол. Анначаг: монцодиорит (2), лейкогранит (3), умереннощелочной гранит (4), гранит (5), граносиенит (6), кварцевый диорит (7). (1 – колл. Н. А. Горячева, 2011 г.; 2, 5–7 – колл. О. Ю. Лебедевой, 2012 г.; 3,4 – колл. А. В. Альшевского, 2009 г.)

Комплекс принадлежит гранитовой формации. С ним связаны проявления горного хрусталя и мориона в пегматитах, рудопоявления олова и молибде-

на в пегматитах, зонах дробления и кварцевых жилах, встречаются кварцевые жилы с бедной золотой и висмутовой минерализацией, шлиховые потоки касситерита, шеелита и золота, литохимические аномалии золота, олова, вольфрама, ртути.

Таблица 44

**Содержание микроэлементов в горных породах уза-инского комплекса, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с.	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	Ba	La
1	1	158,0	232,0	19,0	133,0	12,60	11,10	23,00	7,45	787	23,3
2	2	67,6	400,0	25,3	350,0	9,54	8,36	56,20	15,5	1710	34,8
3	3	244,0	44,4	72,1	72,1	9,62	30,80	0,001	-	130	18,8
4	4	216,0	148,0	34,9	169,0	14,20	25,70	0,001	-	430	39,4
5	5	191,0	147,0	33,6	205,0	11,90	16,70	42,00	8,5	334	39,6
6	6	284,0	107,0	52,0	269,0	21,20	18,90	26,90	9,7	223	44,7
7	7	95,1	353,0	32,8	323,0	11,00	11,60	22,10	10,0	767	15,8

№ п/п	№ х/с	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	1	40,4	4,40	16,6	3,48	0,68	3,18	0,51	3,03	0,72	1,99
2	2	67,4	7,93	34,0	6,50	2,19	5,67	0,82	4,70	1,01	2,72
3	3	39,2	4,95	18,0	4,71	0,19	5,20	0,83	5,80	1,26	3,81
4	4	79,1	9,43	35,3	7,45	0,56	7,18	1,03	6,08	1,13	3,40
5	5	81,5	9,36	38,0	8,13	0,67	6,61	1,09	6,15	1,27	3,70
6	6	91,2	10,80	45,9	11,10	0,45	9,23	1,47	9,44	1,93	5,39
7	7	33,8	4,38	21,1	6,17	1,67	5,68	0,97	5,75	1,31	3,79

№ п/п	№ х/с.	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	0,32	2,20	0,32	3,69	1,34	12,50	2,52	5,13
2	2	0,38	2,67	0,36	7,44	0,66	6,8	2,09	5,79
3	3	0,73	4,45	0,67	-	-	15,00	-	-
4	4	0,52	3,50	0,50	-	-	20,3	-	-
5	5	0,56	4,08	0,60	6,44	1,61	21,3	5,57	16,00
6	6	0,80	5,93	0,80	8,58	2,63	37,1	15,2	28,8
7	7	0,58	3,96	0,61	9,07	0,99	7,34	2,54	5,56

Гранитоиды комплекса прорывают отложения триаса, нижней и средней юры, а также граниты позднеюрского колымского комплекса. Верхняя возрастная граница определяется на основании современных изотопно-геохронометрических данных (табл. 45). Установлены вариации конкордантных U-Pb SHRIMP дат в цирконах пород комплекса – 87–83 млн лет, что

вполне определенно указывает на позднемеловой (коньяк-сантонский) возраст комплекса.

**Биликанский монцонит-сиенитовый плутонический комплекс (K<sub>2</sub>b1)** объединяет в небольшие интрузивы умереннощелочных пород в пределах Аркагалинской СФО (8). Несколько тел размещаются в пределах Главного Колымского плутонического пояса (5). Обычно это мелкие штоки, которые часто не выражаются в масштабе карты, и немногочисленные дайки протяженностью до 10 км. Лишь в правобережном бассейне р. Мылга присутствует относительно крупный массив Хатыннах. Тела дискордантны по отношению к складчатым структурам, а некоторые их цепочки северо-восточного простирания являются косесекущими по отношению к складчатым структурам. Контакты тел с вмещающими породами крутые.

Таблица 45

**Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород уза-инского комплекса**

№ п/п	№ таб.	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	1	Н. А. Горячев, 2011	КМ-27	Хапчагай массив	Умереннощелочной гранит	87,47±0,86
2	2	А. В. Лебедева, 2012	503-2	Сев. Бол. Анначаг	Монцодиорит	83,66±0,96
3	3	А. В. Альшевский, 2009	СБА-4	Сев. Бол. Анначаг	Лейкогранит	86,05 ±0,75
4	4	А. В. Альшевский, 2009	СБА-1	Сев. Бол. Анначаг	Умереннощелочной гранит	83,35 ±0,68

В составе комплекса выделяются умереннощелочные граниты (εγ), лейкограниты (ιγ), кварцевые монцониты (qμ), монцониты (μ), монцодиориты (μδ), сиениты (ζ). Состав пород в пределах даже одного тела неустойчив. Описание комплекса дается по материалам Госгеолкарт-200/2 [Петухов и др., 1999а,б; Шишкин и др., 2000; Шишкин и др., 2008].

Монцониты, монцодиориты и кварцевые монцониты являются наиболее распространенными разновидностями в составе комплекса. Ареалы развития массивов образуют три узкие, вытянутые с юго-запада на северо-восток прерывистые зоны. Монцониты слагают массивы Лучистый, Эликан, Омчиханджа, расположенные у северной рамки территории в междуречье Делянкир и Худжах и Верхнесусуманский массив, расположенный в верхнем течении р. Сусуман, на незначительном удалении от массива Тызэллах.

Монцодиориты слагают массивы Чагачаннах, Быстрый, расположенные в междуречье Беличан – Чагачаннах.

Кварцевые монцониты слагают юго-западную часть массива Хатыннах, расположенного в среднем течении р. Мылга; небольшой массив Олбот, расположенный на правобережье реки Аян-Юрях, в ее среднем течении; массив

Кеминджа (Сохатый), расположенный на левобережье Берелех; шток Ветренный, расположенный в междуречье Сусуман – Дебин.

Сиениты представлены в массиве Биликанские штоки, расположенный на правобережье руч. Хмурого, левого притока р. Мянунджи.

Массив Хатыннах – штокообразное тело, вытянутое на северо-запад, площадью 80 км<sup>2</sup>. Контакты круто падают в сторону вмещающих пород на юге и юго-западе и более полого (30–50°) на северо-востоке. Глубина распространения интрузивных пород по гравиметрическим данным 5 км, поперечные сечения линзовидные. Монцонитоидам массива в его юго-западной части соответствует высокоинтенсивное положительное аномальное магнитное поле ( $\Delta T_a = 200\text{--}1000$ , до 1500 нТл). Выходы умереннощелочных гранитоидов центральной и северо-восточной частей массива сопровождаются повышенным магнитным полем средней интенсивности ( $\Delta T_a = 200\text{--}400$  нТл). В поле силы тяжести массив выделяется минимумом амплитудой в 6 мГал. Массив прорывает отложения верхнего триаса, нижней-средней юры, им метаморфизованы дайки основного и среднего состава нера-бохапчинского комплекса.

В массиве Биликанские штоки, каждый из штоков занимает площадь около 0,16 км<sup>2</sup>. Штоки прорывают терригенные породы юры и на поверхности имеют крутые извилистые контакты. Биликанский массив на юго-востоке имеет слабое знакопеременное магнитное поле, на северо-востоке – аномальное отрицательное (около 500 нТл). Для пород Биликанских штоков характерны интенсивные контактовые изменения, ширина ореола колеблется от 0,2 до 1 км. В приконтактных частях во вмещающих породах отмечаются скарноиды с развитием полевого шпата, пироксена, реже рутила и гетита.

Шток Чагачаннах, площадью 3 км<sup>2</sup>, изометричной формы расположен в междуречье Беличан – Чагачаннах. Границы извилистые, контакты полого падают в сторону вмещающих пород. Глубина распространения интрузивных пород по геофизическим данным – до 1 км, поперечные сечения линзовидно-уплощенные. Шток однофазный, сложен мелкозернистыми монцодиоритами. К северо-западу и западу от него расположены небольшие (до 0,5 км<sup>2</sup>) сателлиты, также сложенные монцодиоритами. Ширина ореола ороговикования около интрузий составляет 0,3–1 км. В экзоконтакте распространены биотитовые роговики, сменяющиеся на удалении мусковит-биотитовыми с кордиеритом, во внешней зоне слабого ороговикования развиты серицит, хлорит, мусковит, в незначительном количестве биотит [Шестаков, 1956 ф].

Дайковые образования биликанского комплекса образуют ореол шириной, около 10 км, вытянутой в юго-западном направлении от р. Аркагала до верховьев р. Адыгалах в Аркагагинской СФЗ. Комплекс включает дайки кварцевых сиенит-порфиров (q $\zeta$ п), и кварцевых монцонит-порфиров (qпл). Умереннощелочные дайки имеют преимущественно северо-западное простирание, переходящее на севере территории в субширотное. Мощность изменяется от 2 до 10 м, достигая в раздувах 15–30 м, протяженность – от нескольких сотен метров до 2,5 км. Форма даек в плане прямоугольная или слабоизогнутая, контакты с вмещающими породами резкие, падение тел вертикальное или крутое.

Граносиениты в составе биликанского комплекса распространены ограничено, слагают шток Находка, который расположен на водоразделе Светлая –

Омчикандя – Эфка. Это каплевидный выход (0,5 км<sup>2</sup>) ориентированный широтно, фиксируется повышением напряженности аномального магнитного поля до 400–750 нТл. Контакты резкие, полого погружаются в сторону вмещающих пород. Шток сложен мелко-среднезернистыми граносиенитами и, значительно подчиненным им, гранодиоритами. Кварцевые монцониты и монцониты, имеют ограниченное распространение на юге массива.

Умереннощелочные граниты биликанского комплекса слагают северо-восточную часть массива Хатыннах, небольшой (0,2 км<sup>2</sup>) массив Карапет, расположенным на водоразделе руч. Штурмового и р. Чек-Чек; и массив Олбот, правобережья реки Аян-Юрях.

Монцониты – темно-серые, мелкозернистые породы с монцонитовой или диоритовой структурой. Состав: зональный плагиоклаз №43–67 – 51,3 %, калиевый полевой шпат – 31,1 %, кварц – 4 %, биотит – 11 %, роговая обманка – 1,6 %, моноклинный и ромбический пироксен – 8,5 %, акцессорные: апатит – 2,2 %, циркон – 0,1 %, рудные – 2,2, %.

Монцодиориты – серые, темно-коричневато-серые с зеленоватым оттенком равномерно-среднезернистые породы с монцонитовой, диоритовой и гипидиоморфнозернистой структурой при явном ксеноморфизме калинатрового полевого шпата. Состав монцодиоритов: плагиоклаз №50 – 51–60 %, калинатровый полевой шпат – 10–17 %, кварц – 1,7–3 %, клинопироксен – 10–15 %, ортопироксен – 4–7 %, роговая обманка – единичные зерна., биотит – 7–9 %, акцессорные минералы (магнетит, циркон, апатит, турмалин) – 1–3 %. Часто наблюдается замещение пироксена роговой обманкой, которая в свою очередь замещается биотитом. Вторичные изменения проявлены в незначительной цеолитизации плагиоклазов и хлоритизации цветных минералов.

Кварцевые монцониты – серые, среднезернистые, большей частью с крупными (до 5 см) порфиroidными выделениями полевых шпатов (25–30 %). Содержание темноцветных – роговой обманки, биотита (лепидомелана) и клинопироксена (диопсид-геденбергита) – 10–14 %. Плагиоклаз представлен андезином (до лабрадора № 70 в ядрах, и до олигоклаза № 15 в оторочках) – 40 %, калинатровый полевой шпат – 34 %. Акцессорные – магнетит, апатит, циркон, сфен, более редкий – ортит. Структура порфиroidная гипидиоморфнозернистая, иногда монцонитовая и пойкилитовая. Вторичные изменения относительно слабые; темноцветные минералы незначительно хлоритизированы, плагиоклаз сосюритизирован и серицитизирован, калиевый полевой шпат пелитизирован, отмечают также новообразованные эпидот и клиноцоизит [Шишкин и др., 2008].

Сиениты – светло-серые, розово-серые породы, иногда с зеленоватым оттенком, порфиroidные, с мелкозернистой или скрытокристаллической основной массой и частыми вкраплениями плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Количество вкрапленников 20–22 %, размер до 5 мм. Минеральный состав: калиевый полевой шпат – 40 %, плагиоклаз № 22–46 – 30–35 %, роговая обманка – 9–10 %, биотит – 7 %, клинопироксен – 5 %, кварц – 3–4 %, апатит, гранат, циркон. Структуры породы – гипидиоморфнозернистая, среднезернистая, иногда порфиroidная [Петухов и др., 1999а,б].

Граносиениты содержат: плагиоклаз № 48 – 30–39 %, калинатровый полевой шпат – 35–39 %, кварц – 15–20 %, клинопироксен – 0–4 %, биотит – 0,2–



4 %, аксессуарные минералы (магнетит, циркон, апатит, сфен) – 1–1,5 %. Структура пород – порфиroidная с гипидиоморфнозернистой или пойкилитовой основной массой.

Умереннощелочные граниты – мелкозернистые, порфиroidные породы светло-серого цвета, с порфиroidными выделениями размером до 5 мм. Порфиroidные выделения представлены каликатровым полевым шпатом, плагиоклазом, зеленым амфиболом и бурым биотитом. Минеральный состав умереннощелочных гранитов: плагиоклаз – 25 %, каликатровый полевой шпат 40–49 %, кварц 30–35 %, биотит – 2–6 %, мусковит – 0,5 %, амфибол – 0,7 %. Аксессуарные представлены магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном, ортитом. Вторичные изменения большей частью слабые, отмечаются новообразованные хлорит, эпидот, соссюрит, турмалин, гидрослюда. Структура пород порфиroidная, гломеропорфиroidная, основная масса микропойкилитовая, микрогипидиоморфнозернистая, микрографическая.

Кварцевые сиенит-порфиры макроскопически представляют собой светло-серые, розово-серые породы, иногда с зеленоватым оттенком, порфиroidные, с мелкозернистой или скрытокристаллической основной массой. Количество вкрапленников от 10–20 %, размер до 5 мм. Минеральный состав: калиевый полевой шпат – 20–60 %, плагиоклаз № 35–55 – 30–60 %, роговая обманка – 10–20 %, кварц – 3–20 %, апатит, гранат, циркон. Микроструктуры породы – порфиroidные, порфиroidные с мелкозернистой, фельзитовой, пилотакситовой основной массой.

Кварцевые монцонит-порфиры – зеленовато-серые порфиroidные породы с количеством вкрапленников от 7 до 30 %, представленных плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом, размером от 0,2 до 1 см. Состав из андезина – 33 %, каликатрового полевого шпата – 24 %, кварца – 12 %, роговой обманки, биотита – 30 %, магнетита, апатита, циркона – 1–2 % [Шишкин и др., 2000]. Микроструктура породы порфиroidная с призматическизернистой и трахитоидной основной массой.

Автометасоматические изменения в кварцевых сиенит- и монцонит-порфирах проявились в серицитизации плагиоклаза, хлоритизации и эпидотизации темноцветных минералов. Из других вторичных минералов присутствуют карбонат, лейкоксен, мусковит, пренит, калишпат. В малых интрузиях комплекса и вмещающих роговиках распространены кварцевые, сульфидно-кварцевые прожилки, жилы, зоны прожилково-жильного окварцевания. [Шишкин и др., 2000].

Химический состав и содержания микроэлементов в породах комплекса представлены в табл. 46 и 47. Все породы биликанского комплекса относятся к умереннощелочным с каливо-натриевым типом щелочности. Комплекс относится к монцонит-сиенитовой формации. С магматическими образованиями комплекса связано молибденовое, вольфрамовое, оловянное оруденение.

Возраст комплекса определен по геологическим данным и подтвержден геохронометрическими определениями. Породы биликанского комплекса прорывает отложения верхнего триаса, нижней-средней юры, метаморфизуют дайки нера-бохапчинского комплекса. В междуречье Олбот – Боролбот субмеридиональное тело монцодиоритов прорывает и метаморфизует породы атканской свиты. Пространственно часто ассоциируют с субвулканическими

образованиями позднемелового аркагалинского трахиадезитового вулканического комплекса. По соотношению с субвулканическими дайками аркагалинского комплекса возраст биликанского определяется в пределах сенона. К-Аг-методом получено 18 датировок пород и минералов комплекса, отвечающих позднему мелу (88–71 млн лет) [Шишкин, 2000]. Возраст, полученный Аг-Аг-методом, определенный по биотиту из гранитоидов Хатыннахского массива соответствует  $81,8 \pm 0,7$  млн лет [Шишкин и др., 2000]. В настоящее время получено 5 конкордантных U-Pb SHRIMP датировок цирконов из пород различных тел биликанского комплекса (табл. 48). Минимальный разброс значений U-Pb дат (86–83 млн лет) позволяет уверенно определять возраст комплекса как позднемеловой (сантонское время)

Таблица 46

**Химический состав пород биликанского гипабиссального комплекса, %**

№ п.п.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	71,90	0,31	14,3	0,33	2,07	0,049	0,72	1,64	3,63	4,00	0,14	0,61	99,7
2	73,98	0,16	13,7	0,00	1,51	0,05	0,24	1,01	3,85	4,96	0,06	0,31	100,0
3	57,40	0,77	18,4	2,34	4,37	0,18	2,24	5,35	4,56	3,59	0,41	0,23	99,9
4	46,50	1,64	17,1	3,32	7,82	0,22	7,08	10,50	2,46	1,28	0,32	1,72	99,9
5	70,90	0,27	14,9	1,43	1,19	0,071	0,65	1,65	4,16	4,16	0,12	0,23	99,8
6	60,00	0,64	17,1	3,27	2,46	0,18	1,98	5,52	3,82	3,97	0,39	0,23	99,9
7	64,40	0,48	16,3	1,69	2,50	0,13	1,61	4,08	3,35	4,80	0,24	0,36	100,0

Примечание. 1 – гранит; 2–5 – массив Хатыннах: умереннощелочной лейкогранит (2); монзонит (3); монцогаббро (4); умереннощелочной гранит (5); 6 – монзонит, шток Ветренный; 7 – граносиенит, шток Находка (1, 4 – колл. В. И. Шпикермана, 2011 г.; 2- колл. В. В. Акинина, 2008 г.; 3, 6, 7 – колл. В. Н. Зелепугина, 2011 г).

Таблица 47

**Содержание микроэлементов в горных породах биликанского комплекса, ppm г/г)**

№ п/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	Ba
1	1	368,0	280,0	47,9	380,0	27,1	12,90	70,5	15,9	489
2	2	170,0	168,0	13,0	70,0	12,0	-	-	-	348
3	3	92,6	704,0	26,6	243,0	13,8	4,67	19,0	8,22	1030
4	4	119,0	900,0	47,5	202,0	13,8	17,6	202,0	77,0	535
5	5	305,0	487,0	30,0	385,0	37,9	9,03	92,8	14,6	1050
6	6	101,0	1170,0	31,3	201,0	11,8	9,01	20,0	12,7	1090
7	7	131,0	847,0	21,6	135,0	8,59	7,28	15,3	8,27	914

№ п/п	№ х/с	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy

1	1	57,5	120,0	14,00	50,9	10,50	1,24	9,70	1,26	7,73
2	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	3	38,9	77,9	9,54	37,0	7,62	1,78	6,33	0,82	4,75
4	4	32,1	67,4	8,71	35,8	8,51	2,77	8,93	1,27	7,95
5	5	73,3	127,0	12,50	39,0	7,35	1,32	5,54	0,76	4,60
6	6	57,5	119,0	14,70	60,5	12,10	3,40	9,31	1,30	6,53
7	7	37,9	75,1	8,97	35,0	7,42	1,80	5,83	0,79	3,94

№ п/п	№ х/с	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
1	1	1,55	4,99	0,81	4,41	0,74	11,90	3,59	45,10	9,77
2	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	3	0,90	2,59	0,40	2,56	0,39	5,64	0,68	6,04	1,23
4	4	1,47	4,83	0,74	3,54	0,56	5,34	0,84	2,06	0,88
5	5	0,93	2,87	0,58	3,75	0,62	10,8	4,60	48,90	8,34
6	6	1,16	3,09	0,46	2,78	0,42	5,29	0,88	-	13,2
7	7	0,71	2,14	0,33	2,00	0,29	4,18	0,65	10,00	3,12

Таблица 48

**Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород биликанского гипабиссального комплекса.**

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	1	В. И. Шпикерман, 2011	1-5-5/1	Карапет шт.	Гранит	84,0±1,0
2	2	В. В Акинин, 2008	2-2038/2	Хатыннах массив	Умеренно щелочной лейкогранит	84,0±1,0
3	3	В. Н. Зелепугин, 2011	3 109/3	Хатыннах массив	Монцонит	84,08±0,68
4	4	В. И. Шпикерман, 2011	2-2-7/4	Хатыннах, секущая дайка	Монцогаббро	83,0 ±1,0
5	6	В. Н. Зелепугин, 2011	3-2-123/6	Ветренный шт.	Монцонит	86,0±1,0

**Ялокохчанский щелочногранитный плутонический комплекс (K<sub>2j</sub>)** выделен в пределах Центрально-Охотской СФЗ (6.3) Охотско-Чукотской СФО (6). Представлен щелочными лейкогранитами (ly) и щелочными граносиенитами (Ely). Породами комплекса сложен Ялокохчанский массив размером 4–7×19 км на левобережье р. Нилгысыг, который выделяет-

ся в рельефе купольной морфоструктурой с массивными водораздельными гривками, вытянутыми в северо-западном направлении. Он прорывает покровные и субвулканические образования кунанского комплекса, частично терригенные породы перми и по форме является типичным лакколлитом с пологими, близкими к горизонтальным контактовыми поверхностями. Заметные контактовые изменения вмещающих трахидацитов кунанского комплекса наблюдаются в основном в многочисленных небольших провесах кровли. Они выражены в развитии в породах мелкозернистых агрегатов вторичных эгирина и рибекита в зонах шириной в первые метры. В части таких провесов трахидациты подвержены щелочному метасоматозу с образованием пород, отвечающих по составу щелочным трахидацитам и комендитам [Эйхвальд и др., 1992 ф].

Массив почти полностью сложен щелочными лейкогранитами. Граносиениты встречаются в его северной краевой части и, по данным Е. А. Тинькова [1998 ф], связаны с щелочными лейкогранитами постепенными переходами. В разных частях массива отмечены близвертикальные дайки щелочных гранит-порфиров, андезитов, андезибазальтов и базальтов мощностью 2–10 м и протяженностью до первых сотен метров, ориентированные в основном в северо-западном направлении.

Щелочные лейкограниты – светло-серые с зеленоватым оттенком мелко-, реже среднезернистые массивные породы гипидиоморфнозернистой структуры. Они состоят из микроклина – 55–70 %, кварца – 25–30 %, альбита – 1–10 %, эгирина – 2–10 %, рибекита – 0–10 %. Щелочные граносиениты, внешне похожие на щелочные лейкограниты, содержат 50–70 % микроклина, 5–10 % альбита, 10–20 % кварца, 10–15 % эгирина и рибекита. В лейкогранитах и граносиенитах рибекит присутствует как в виде самостоятельных кристаллов, так и в виде мелкоигльчатых агрегатов, обрастающих по краям кристаллы эгирина [Эйхвальд и др., 1992 ф].

По данным химического анализа, в щелочных лейкогранитах содержание кремнезема 74,66–74,70 %, щелочей – 8,44–8,79 % при некотором преобладании натриевой составляющей [Тиньков, 1998 ф]. Комплекс принадлежит щелочно-гранитовой формации.

Полезных ископаемых, связанных с щелочными лейкогранитами, в районе не известно.

Позднемеловой возраст ялокохчанского комплекса определяется тем, что щелочные лейкограниты и граносиениты прорывают позднемеловые вулканы кунанского комплекса и сами прорваны дайками андезитов, андезибазальтов и базальтов, принадлежащих позднемеловому мыгдыкитскому комплексу.

**Верхнеколымская монцогаббро-трахидолерит-лампрофировая группа гипабиссальных комплексов (K<sub>2</sub>vk)** выделена в ВКСЛ [Ян-жин-шин и др., 2002 ф]. В группу объединены несколько преимущественно дайковых комплексов кайнотипных пород среднего и основного состава, часто лампрофирового ряда, широко распространенных в пределах территории (кадыкчанский, умбинский и др. комплексы). Дайковые ареалы верхнеколымской группы характеризуются резко дискордантным простиранием (субширотным и северо-восточным) по отношению к основным структурам. Образуется не-

сколько ареалов в пределах Главного Колымского плутонического пояса: на северо-востоке территории – Левомылгинский ареал, южнее, бассейне р. Дебин – Джелгалинский ареал и на юго-востоке в бассейне р. Детрин – Бутугычагский ареал. Наиболее всего распространены в крупных гранитных плутонах различного возраста, включая позднемеловые.

Дайки представлены протяженными (до 6 км), почти вертикальными телами, широтного или северо-восточного простирания, мощностью до 1–2 м. По составу это трахидолериты (тВ), габбро (v), монцогаббро (tv) и лампрофиров (χ).

Трахидолериты – наиболее распространенные породы: темно-серые, почти черные тонкоравномернозернистые или порфиновые. Структура – долеритовая, габбровая (зерна пироксена заключены между лейстами плагиоклаза).

Химический состав и содержания микроэлементов некоторых пород верхнеколымской группы комплексов отражены в табл. 49 и 50. Дайки комплексов верхнеколымской группы относятся к трахидолеритовой формации [Магматические..., 1979].

Таблица 49

**Химический состав горных пород верхнеколымской группы комплексов, %.**

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
1	52,8	2,11	17,7	3,70	4,35	0,12	3,82	5,80	3,51	2,79	0,77	2,41	99,9
2	54,7	1,67	16,2	3,46	4,05	0,13	4,42	4,39	3,09	3,70	0,76	3,06	99,9
3	53,5	2,26	16,4	5,20	3,59	0,13	3,11	4,94	2,98	3,85	0,93	2,87	99,8
4	53,7	1,68	17,3	4,67	3,29	0,15	4,46	6,31	3,48	2,30	0,76	1,67	99,8

Примечание. 1 – монцогаббродиорит-порфирит; 2 – трахиандезитбазальт; 3 – трахидолерит; 4 – трахидолерит (все колл. В. И. Шпикермана, 2012 г.)

Таблица 50

**Содержание микроэлементов в горных породах верхнеколымской группы гиабиссальных комплексов, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	Ba	La
1	1	120,0	740,0	31,5	349,0	23,9	11,50	59,5	15,0	978,0	53,7
2	2	192,0	549,0	29,7	328,0	22,6	9,43	69,2	27,7	933,0	56,4
3	3	154,0	591,0	36,3	375,0	25,8	10,80	22,6	10,0	1380,0	59,5
4	4	42,5	531,0	30,0	359,0	20,2	10,80	65,4	32,7	787,0	56,5

№ п/п	№ х/с	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	1	116,00	14,20	58,90	10,40	2,69	8,78	1,16	6,43	1,31	3,17
2	2	119,00	14,60	58,00	11,00	2,36	8,36	1,07	5,95	1,13	3,20

3	3	123,00	15,20	66,30	12,20	2,80	10,50	1,42	7,69	1,45	3,78
4	4	114,00	14,00	60,40	11,80	2,42	8,88	1,19	6,19	1,14	2,77

№ п/п	№ х/с	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	0,43	3,04	0,47	8,65	1,36	6,92	1,94	11,50
2	2	0,39	2,74	0,41	8,28	1,32	9,61	4,90	12,30
3	3	0,48	3,28	0,43	9,06	1,45	7,77	2,09	11,70
4	4	0,36	2,53	0,32	8,51	1,17	6,86	1,53	0,99

Поздне меловой возраст даек верхнеколымской группы уомплексов определяется тем, что они пересекают гранитоидные массивы поздне мелового возраста (неорчанской группы комплексов, уаза-инского комплекса), однако современные изотопно-геохронометрические данные (табл. 51) показывают, что эти породы не моложе конца позднего мела. Скорее всего комплексы данной группы синхронны мыгдыкитскому вулканическому комплексу Охотско-Чукотской СФО.

Таблица 51

**Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород верхнеколымской группы комплексов гипабиссальных малых интрузий**

№ п/п	№ х/с	Автор коллекции, год	№ авторский	Объект	Горная порода	Возраст, млн лет
1	1	В. И. Шпикерман, 2012	59-1	Дайка на правом берегу р. Джелгала	Монцонабродиорит-порфирит	78,9±1,1
2	2	В. И. Шпикерман, 2012	59	Дайка на правом берегу р. Джелгала	Трахиандезибазальт	79,15±0,66

**ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

**Омулёвский тешенит-трахидолерит-лампрофировый гипабиссальный комплекс (P<sub>20m</sub>)** выделяется из состава верхнеколымской группы гипабиссальных комплексов ВКСЛ, так как установлен более молодой возраст магматических образований комплекса, относительно остальных верхнеколымских. Дайки, реже небольшие штоки, комплекса пространственно приурочены к Дарпирской СФЗ [4.2] Уяндино-Ясачненской СФО [4], но непосредственно с вулканизмом Уяндино-Ясачненского пояса не связаны. Ареалы развития комплекса ограничиваются районом распространения палеозойских терригенно-карбонатных отложений Селенных-Омулевской СФЗ. На площади листа выделяется два ареала северо-западного простирания: Увалненский и

Супканьинский (см. рис. 9). Немногочисленные тела комплекса сложены преимущественно кайнотипными меланократовыми порфировыми породами. В центральных частях крупных тел наблюдаются хорошо раскристаллизованные разности. Петролитом комплекса следует считать серию даек умеренно-щелочных габброидов и трахидолеритов на руч. Увальный в верховьях р. Таскан.

Петрографическая и петрохимическая характеристика пород комплекса детально дана в работе В. М. Мерзлякова и Н. М. Рогатных [1974]. Эти авторы выделили и описали следующие основные разновидности магматических пород: меланократовые оливиновые габбро, тешенит-пикриты, камтониты. Позднее, О. Н. Омиров [1980] в составе небольших штоков Горн и Сова, расположенных вблизи восточной рамки листа, описал габбро различного состава (преобладают монцогаббро), щелочные сиениты, камтониты. В соответствии с современной классификацией гипабиссальных магматических пород на листе в масштабе карты выделяются малые интрузии трахидолеритов ( $\tau\beta$ ), габбро ( $\nu$ ) (оливиновое габбро), умереннощелочных габбро ( $\epsilon\nu$ ) (эссекситы, монцогаббро). Распространенные здесь же небольшие маломощные дайки камтонитов и щелочных габброидов (тешениты) в масштабе карты не отражаются. Химический состав некоторых разновидностей горных пород комплекса в табл. 52, содержания микроэлементов в табл. 53

Таблица 52

**Химический состав горных пород омулевского комплекса, %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
1	48,0	1,69	18,3	15,2	0,37	5,36	4,65	3,27	0,99	0,07	1,93	99,8	4,04	10,00
2	42,8	3,27	14,3	11,5	0,18	7,62	9,92	3,08	0,86	0,67	4,26	98,4	3,46	7,22
3	43,7	2,98	12,4	10,5	0,17	11,00	10,70	2,30	0,92	0,43	4,09	99,1	3,17	6,60

Примечание. 1 – эссексит руч. Кривун; 2–3 – трахидолериты (тешенит-пикриты) петротипических даек руч. Увальная (все колл. В. И. Шпикермана, 2012 г.).

Таблица 53

**Содержание микроэлементов в горных породах омулевского комплекса, ppm (г/т)**

№ п/п	№ х/с	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Cr	Ni	Ba	La
1	1	8,41	470	86,5	434	40,0	6,92			230	21,9
2	2	11,7	329	30,7	186	58,8	6,73	105	59,6	15200	42,3
3	3	16,6	448	25,5	170	46,9	5,31	268	50,7	6880	35,1

№ п/п	№ х/с	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	1	33,3	3,35	11,8	3,28	1,71	6,11	1,62	13,2	3,29	10,9
2	2	89,3	11,4	46,5	9,85	5,38	8,47	1,36	6,81	1,19	3,02
3	3	71,5	9,24	38,7	8,35	4,03	7,14	1,16	5,3	0,98	2,68

№ п/п	№ х/с	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Cs
1	1	1,93	13	1,94	9,01	2,43	1,48	2,53	
2	2	0,41	2,31	0,29	5,27	3,94	4,18	1,17	4,67
3	3	0,34	1,98	0,27	4,87	3,52	3,43	1,03	5,19

Комплекс магматических образований омулёвского комплекса ближе всего отвечает щелочно-габброидной формации [Магматические ..., 1979].

Дайки омулёвского комплекса пересекают отложения палеозоя, триаса, средней и верхней юры. Выполненные ранее единичные K-Ar определения абсолютного возраста показали дату 58 млн лет [Мерзляков, Рогатных, 1974]. В 2015 г. для дайки эссекситов руч. Кривун (севернее рамки листа) из колл. В. И. Шпикермана (1989 г.) в ЦИИ ВСЕГЕИ получена уверенная конкордантная U-Pb SHRIMP дата по цирконам  $53 \pm 0,5$  млн лет. На основании последней принимается эоценовый возраст комплекса.

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На изученной территории в различной степени распространены образования регионального (динамотермального), контактового (термального) метаморфизма, выделяются динамометаморфические, а также метасоматические образования.

### РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Самыми древними регионально-метаморфизованными образованиями на территории листа Р-55 являются нескрытые на дневной поверхности породы фундамента Охотского блока (микроконтинента) на юго-западе листа, показанные только на разрезе Б<sub>1</sub>-Б<sub>3</sub>. Они представлены архейским мигматит-гранито-гнейсовым комплексом преобразованным в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. На дневную поверхность комплекс выходит в непосредственной близости от западной рамки листа (басс. р. Кухтуй), где он описан на листе Р-54 Госгеолкарты-1000/3 как стратифицированное подразделение – охотская серия [Казакова и др., 2013]. Для кристаллических сланцев основного состава гранулитов наиболее распространены ми ассоциациями являются: плагиоклаз+роговая обман-



ка+гиперстен+диопсид; плагиоклаз+роговая обманка+гиперстен; плагиоклаз+роговая обманка. Плагиоклаз по составу относится к андезину с содержанием анортозита 30–43 %. Роговая обманка от зеленовато-бурой до бурой. Для гнейсов охотской серии наиболее характерны ассоциации: плагиоклаз+кварц+роговая обманка+биотит; плагиоклаз+кварц+гранат+биотит; плагиоклаз+биотит+ гиперстен+гранат+кварц; плагиоклаз+биотит+гиперстен+гранат+ кордиерит+кварц+ортоклаз; гранат+гиперстен+биотит+силлиманит+кварц+ортоклаз. Гранат в этих ассоциациях пироп–альмандиновый с содержанием 54–69 % альмандиновой, 22–40 % пироповой, 0,4–12,8 % спессартитовой составляющих. Ассоциация, в которой в равновесном состоянии находятся гранат, гиперстен и кордиерит, свидетельствует о гранат-кордиерит-ортоклазовой фации глубинности гранулитового метаморфизма ( $T = 750^{\circ} - 850^{\circ}C$ ,  $P = 6 - 8$  кбар) [Гринберг, 1968]. По данным В. К. Кузьмина и др., [2008], гранулитовый метасоматизм на Охотском микроконтиненте проявился в два этапа – 3,3 и 2,7 млрд. лет.

Помимо гранулитовых ассоциаций минералов, в породах охотской серии встречаются парагенезисы, характерные для амфиболитовой фации метаморфизма: плагиоклаз–зеленая роговая обманка; плагиоклаз+зеленая роговая обманка+диопсид; плагиоклаз+биотит+зеленая роговая обманка+эпидот; плагиоклаз+кварц+биотит+мусковит+ортоклаз; плагиоклаз+кварц+биотит+ гранат. [Казакова и др., 2008]

Другой не вскрытый блок метаморфических пород показан на геолого-геофизическом разрезе Б<sub>1</sub>-Б<sub>3</sub> к геологической карте как нерасчлененный раннерифейский (RF<sub>1</sub>) фундамент Верхоянского складчато-надвигового пояса. По данным А. П. Смелова и др., [2001] в основании Верхоянского пояса залегают метаосадочные породы раннерифейского возраста, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Эти образования вскрыты Ивановской структурной скважиной за пределами территории листа Р-55. Они представлены blastsмилонитами, метапесчаниками, биотитовыми и биотит-мусковитовыми микрогнейсами. Возраст слабометаморфизованных пород, определенный Sm-Nd методом около 1500 млн лет, возраст метаморфизма, определенный тем же методом в породах эпидот-амфиболитовой фации – около 1000 млн лет [Смелов и др., 2001].

На северо-востоке территории в верховьях р. Уочат находится зональный комплекс метаморфических пород, известный в некоторых работах под названием уочатский метаморфический комплекс [Мерзляков, Лычагин, 1977]. Метаморфическими изменениями в этом районе затронуты стратифицированные образования, возраст и стратиграфическая позиция которых определены. В связи с этим, метаморфический комплекс на карте не выделяется. Метаосадочные и метавулканические толщи слагают крылья Уочатской антиклинали, в ядре которой размещается одноименный гнейсогранитоидный массив позднерифейского возраста. Крылья сложены метаморфизованными породами верхнего рифея (хобойская толща), верхнего кембрия – нижнего ордовика (лайминская свита элекческой серии), нижне-го-среднего ордовика (журская свита ясачненской серии). Кроме этого, в составе юго-западного крыла антиклинали присутствует блок метаморфизован-

ных карбонатных пород нижнего силура (нижняя параллельнинская подсерия).

Процессам динамо-термального метаморфизма подвержен весь комплекс пород Учатской антиклинали. Залегающие в её ядре гранитоиды Учатского массива приобрели гнейсовидный облик в основном вследствие метаморфизма. В слабо гнейсовидных биотитовых порфиридных гранодиоритах массива задокументированы зоны рассланцевания и эпидотизации, в которых, с постепенными переходами, породы превращены в биотит-эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевые сланцы [Шпикерман и др., 1991 ф]. Минеральные преобразования заключаются в замещении кристаллов плагиоклаза и калий-натрового полевого шпата эпидот-альбит-кварцевым и мусковит-кварцевым агрегатом, а затем в рассланцевании пород с обособлением среди обогащенной эпидотом и биотитом общей ткани, прослоев и линз полевошпат-кварцевого состава. При этом валовый химический состав гранитоидов меняется незначительно. Из-за альбитизации несколько уменьшается отношение  $K_2O/Na_2O$ , но при этом увеличивается содержание  $CaO$  и  $Fe_2O_3$ , в связи с образованием минералов эпидот-цоизитовой группы. Метаморфические преобразования гранитоидов происходили в тектонически активной обстановке, вследствие чего они часто диагностируются как очковые бластомилониты.

Уровень метаморфизма на крыльях Учатской антиклинали меняется ступенчато. Отложения хобойской толщи верхнего рифея метаморфизованы на уровне эпидот-амфиболитовой фации. Песчаники, алевролиты, туфы кислого состава превращены в двуслюдяные и биотитовые гнейсы, хлорит-эпидотовые сланцы. В этих породах фиксируются гранатсодержащие ассоциации, спорадически встречается дистен. Минеральная ассоциация по кварц-полевошпатовым песчаникам, преобразованным в кварцито-сланцы: кварц + микроклин + мусковит ± биотит ± альбит ± цоизит. Метавулканиты основного состава представлены амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, амфибол-хлоритовыми сланцами. В metabazитах присутствует сине-зеленая роговая обманка. Среди метаморфизованных отложений хобойской толщи встречены линейные зоны мигматитов, превращенных вследствие метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации в полевошпат-слюдисто-эпидотовые сланцы очковой текстуры.

Осадочные породы лайминской и журской свит метаморфизованы значительно слабее. Ассоциации метаморфических минералов в этих породах в основном отвечают среднему уровню зеленосланцевой фации, постепенно снижаясь вверх по разрезу. По пелитовым породам развиваются: кварц-хлорит-мусковитовые, хлорит-эпидотовые с порфиробластами альбита, двуслюдяные, актинолит-хлоритовые, актинолитовые с биотитом, графит-хлоритовые сланцы, филлиты. Широко распространены мраморизованные известняки и доломиты, доломитовые мраморы, слюдисто-карбонатные и хлорит-карбонатные породы, карбонатсодержащие сланцы. Встречаются кварциты и другие метаморфические породы. Блок силурийских пород в юго-западном крыле Учатской антиклинали сложен мраморизованными известняками, содержащими остатки фавозитид раннего силура [Сотников и др., 1983 ф].

Метаморфические преобразования пород Учатского блока были поли-этапными. По результатам изотопно-геохронометрических определений возраста гнейсов хобойской толщи Rb-Sr изохронным методом получено две изохроны:  $727 \pm 23$  млн лет (лаборатория СВКНИИ ДВО РАН) и  $500 \pm 3$  млн лет (ЦИИ ВСЕГЕИ). Первая дата едва ли отвечает метаморфическим преобразованиям, так как процессам метаморфизма подвержены не только осадочные породы хобойской толщи, но и внедрившиеся в них гранитоиды учатского комплекса, возраст которых, как установлено U-Pb SHRIMP датированием, не древнее 650 млн лет. Второе значение отвечает границе среднего и позднего кембрия. Однако каких либо геологических данных о тектонических событиях этого времени не имеется. Скорее всего, возраст данного этапа метаморфизма – ранневендский. Отражением тектонических движений этого времени является повсеместно распространенное предвендское структурное несогласие. На это также указывают датировки в отдельных омоложенных зернах циркона в амфиболитах хобойской толщи и в гранитоидах Учатского массива. Омоложенные зерна характеризуются нарушенной магматической зональностью и частными значениями U-Pb возраста от 573 до 590 млн лет.

В отложениях лайминской и журской свит, метаморфизованных на уровне зеленосланцевой фации, получены две близкие по значениям Rb-Sr изохроны:  $428 \pm 13$  млн лет (лаборатория СВКНИИ ДВО РАН) и  $430,0 \pm 2,4$  млн лет (ЦИИ ВСЕГЕИ). Эти значения отвечают силурийским тектоническим движениям, признаки которых установлены во многих районах Северо-Востока России [Шпикерман и др., 2001]. Для этих же толщ получена группа из трех Rb-Sr изохрон, отвечающих рубежу перми и триаса:  $288 \pm 58$  млн лет (лаборатория СВКНИИ ДВО РАН),  $251 \pm 6,3$  млн лет,  $237 \pm 37$  млн лет (обе ЦИИ ВСЕГЕИ). Скорее всего, эти даты соответствуют событию позднепалеозойского рифтогенеза, с которым на рассматриваемой территории связан тасканский габбро-долеритовый гипабисальный комплекс. На участках развития силл и даек этого комплекса наблюдались филлиты по породам девонского возраста. Еще две Rb-Sr изохроны, полученные в ЦИИ ВСЕГЕИ с датами  $173 \pm 13$  млн лет и  $159 \pm 37$  млн лет, отражают этап среднеюрского тектогенеза – заложение Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса [Шпикерман и др., 1997].

Учатский массив и его гнейсо-сланцевое обрамление – типичный представитель полихронных зональных гнейсово-мигматитовых комплексов складчатых областей, наиболее детально описанных на Урале [Кейльман, 1974].

Почти повсеместно на территории листа развиты регионально-метаморфические изменения по дислоцированным осадочным отложениям перми, триаса нижней и средней юры. Эти изменения проявлены за пределами зон влияния крупных плутонов. Представлены продуктами метаморфизма низких ступеней зеленосланцевой фации, диагностируемой только при изучении глинистых пород под микроскопом. По данным М. П. Крутоус [1984] породы относятся к хлорит-серицитовой и стильномелановой субфациям зеленосланцевой фации. Минеральный состав новообразований серицит-хлоритовой субфации довольно однообразен. Глинистый цемент в различной

степени кливажированных пород замещен серицитом и хлоритом, которые обычно приспособляются к направлениям сланцеватости.

Стильпномелановая субфация выделяется по появлению в метаморфизованных породах стильпномелана. Минерал присутствует в глинистых породах в виде мелких чешуек, также приспособляющихся к трещинам сланцеватости. В алевролитах и песчаниках зависимость развития стильпномелана от направления рассланцевания проявлена в меньшей степени. Разделить в пространстве участки развития изменений серицит-хлоритовой и стильпномелановой субфаций зачастую невозможно, однако установлено, что породы, содержащие стильпномелан, тяготеют к крупным тектоническим нарушениям [Крутоус, 1984]. Наиболее распространенная ассоциация вторичных минералов в рассматриваемой субфации: хлорит + серицит + кварц + стильпномелан ± мусковит. В регрессивную стадию в разной степени проявлена аргиллизация (развитие гидрослюда, иногда – монтмориллонита и редко – каолина)].

Описанные проявления низких ступеней зеленосланцевого метаморфизма в пермских, триасовых и юрских толщах являются, вероятно, верхней дистальной зоной нескрытого на дневной поверхности раннемелового мигматитового комплекса, породы которого установлены в позднемеловой дайке среди пермских пород в районе золоторудного месторождения Дегдекан [Акинин и др., 2003]. В ксенолитах дайки обнаружены биотит-кварц-плагиоклазовый сланец (метааркоз), графитсодержащий плагиогнейс (парагнейс), крупнозернистые гранатовые плагиогранито-гнейсы. Текстура и состав метаморфических сланцев указывает на их метатерригенную природу. В каймах цирконов из плагиогранитных мигматитов U-Pb SHRIMP датированием установлено среднее значение  $137 \pm 5$  млн лет. В каймах цирконов из метаморфических сланцев установлены значения U-Pb изотопного возраста 128–130 млн лет. Авторы [Акинин и др., 2003], опубликовавшие эти данные считают, что ксенолиты представляют собой фрагменты гранитно-метаморфического купола, мигматитообразование в котором происходило в интервале времени 130–142 млн лет. В ядрах цирконов мигматизированных пород установлены U-Pb SHRIMP датированием реликтовые значения возраста  $1839 \pm 37$ ,  $308 \pm 10$ ,  $211 \pm 6$ ,  $193 \pm 6$  млн лет. С традиционных представлений о структурной позиции месторождения Дегдекан в пределах в пределах Аян-Юрхского антиклинория последние две даты (поздний триас и ранняя юра) не имеют объяснения, на что указывают и сами авторы [Акинин и др., 2003], так как ксенолиты обнаружены в дайке среди пермских отложений. Этот феномен может быть объяснен только аллохтонным залеганием отложений, вмещающих месторождение. В автохтоне (паравтохтоне) залегают породы юры, триаса и более древние. По геофизическим данным позднемезозойские мигматизированные породы широко распространены на рассматриваемой территории. Они отражены на геолого-геофизических разрезах к геологической карте знаком мигматитов.

## КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Контактово-метаморфические образования на территории листа распространены весьма широко. Выделяется два структурных типа развития этих изменений: ареальный и локальный.

Ареальный тип развития контактово-метаморфических пород некоторыми исследователями на Северо-Востоке России выделялся под названием контактово-региональный [Крутоус, 1984]. Обширные ареалы термального метаморфизма установлены на севере и в центре у восточной рамки листа на участках развития крупных гранитных плутонов колымского комплекса. Измененные породы занимают надынтрузивные области и межынтрузивные пространства. Индекс-минералом контактовых изменений ареального типа является бурый биотит. Биотит бурый, редко зеленовато-бурый и зеленый, отличается от контактового биотита локальных ореолов отсутствием красного оттенка, высокой железистостью – (56–58 %) [Пальмская 1985 ф., Кузнецов и др., 2008]. Развивается этот минерал вдоль трещин кливажа. В регрессивную стадию замещается хлоритом, иногда светлой слюдой.

В ареалах развития бурого биотита выделяются локальные участки пятнистых сланцев, в которых может присутствовать и красновато-бурый мелкочешуйчатый биотит. В таких сланцах на фоне основной ткани выделяются изометричные или слабо вытянутые по сланцеватости светлые пятна, замещенные серицитом, мусковитом, иногда – карбонатом, или темные пятна, обусловленные концентрацией пелитового материала. По данным М. П. Крутоус [1984ф.] и З. А. Пальмской [1985ф.] эти пятна представляют зачаточную кристаллизацию порфиробластов кордиерита (?). Биотит на таких участках составляет 50–54 %, характеризуется умеренной железистостью. Для ареальных контактовых термальных изменений характерна ассоциация вторичных минералов: кварц + мусковит + серицит + хлорит + биотит ± альбит.

Локальные ореолы контактового метаморфизма связаны непосредственно с выходами плутонических пород на дневную поверхность. Измененные породы в экзоконтактах гранитоидных массивов представлены полнопроявленными роговиками. Мощности зон роговиков и ороговикованных пород составляют от первых см у даек до 3–4 км у крупных плутонов. При пологих интрузивных контактах ширина ореола ороговикования может достигать 10 и более км. Выделяются две фации контактового метаморфизма – амфибол-роговиковая и мусковит-роговиковая.

Принадлежность роговиков к амфибол-роговиковой фации в локальных контактовых ореолах гранитоидов, залегающих в осадочных породах, определяется наличием мусковита, серицита наряду с обычными минералами для этой фации (андалузит, кордиерит, биотит, плагиоклаз, кварц, калишпат). Основной объем контактово метаморфизованных пород локального типа принадлежит мусковит-роговиковой фации. Здесь возможно выделение субфаций, но обычно контактовые роговики разделяются по степени преобразования исходной породы. Во внутренних частях ореолов в метапелитах распространены биотит, мусковит, кварц, кордиерит, андалузит. Во внешних частях

обычны биотит, серицит, хлорит, реже встречается кордиерит [Кузнецов и др., 1988].

### ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Состав и структура тел, образованных в результате динамометаморфических преобразований, в основном аналогичны таковым на соседнем листе Р-56. Ниже дается характеристика этих образований применительно к листу Р-55 с использованием анализа, выполненного на соседней территории В. М. Кузнецовым и др. [2008].

Динамометаморфизм наиболее интенсивно проявлен в линейных зонах смятия среди юрских и пермских отложений центральной и северо-восточной частей листа Р-55. Простираение зон динамометаморфизма северо-западное, согласное с простираением структур. Мощности зон составляют обычно 1–5 км, протяженность от 30 до 130 км.

В целом, для зон динамометаморфизма (смятия) характерно крутое, часто близвертикальное и вертикальное залегание осадочных пород, интенсивный кливаж глинистых и алевроито-глинистых пород (вплоть до образования филлитов, филлонитов), сульфидизация, наличие жил и прожилков кварца, зон прожилкового окварцевания. В поперечном сечении строение зон смятия сложное. Среди интенсивно кливажированных и преобразованных в филлиты осадочных пород отмечаются блоки слабо кливажированных пород. Характерный элемент рассматриваемых образований – зонки милонитизации, выполненные рыхлыми «сажистыми» милонитами. На участках повышенной сульфидизации в таких зонах присутствуют линейные глинистые коры химического выветривания («синюга»). Мощности таких зон от первых сантиметров до нескольких метров, простираение преимущественно согласное с общим простираением зон динамометаморфизма. Границы зон смятия нерезкие.

Наиболее сильно преобразованные породы динамометаморфических зон – филлиты и филлониты – блестящие листоватые и тонколистоватые, нередко гофрированные с гранолепидобластовой, лепидогранобластовой, бластоалевропелитовой структурами, характерны сланцеватая, плоччатая, очковая текстуры. Новообразования представлены светлыми слюдами (мусковитом, серицитом), хлоритом, кварцем, немного углеродистого вещества, лейкоксена, альбита, отмечаются скопления тонкого игольчатого рутила. Для филлонитов характерны удлиненные «очки» кварца, ориентированные согласно сланцеватости. Реже в «очках» отмечается хлорит с небольшим количеством кварца и бесцветной слюды.

Типичные для территории листа динамометаморфические преобразования средней степени описаны Т. И. Михалицыной [2011] в пермских отложениях на р. Кулу, напротив устья р. Дегдекан в зоне крупного Тенькинского разлома. В глинистых разностях пород этого участка чешуйчатые минералы концентрируются в тонкие гофрированные субпараллельные обособления, содержащие углеродистое вещество. Между ними локализируются линзовидные агрегаты альбит-кварцевого состава. До 10–15 % составляют порфибласты бурого ромбовидного и ксеноморфного карбоната. В алевролитах и песчани-

ках кластогенная структура пород преобразуется в микрогранолепидобластовую ткань, на фоне которой обособляются удлиненные зерна кварца и полевого шпата. Порода приобретает линзовидно-полосчатую сланцевую текстуру. Тонкодисперсное углеродистое вещество образует линзовидные скопления по сланцеватости, заполняет трещинки кливажа.

Динамометаморфические образования формировались длительно, но большей частью до внедрения крупных гранитоидных масс. Об этом свидетельствует потеря сланцеватости и ороговикование филлитов в контактовых ореолах гранитоидных массивов басугуньинского комплекса. Соотношения даек нера-бохапчинского комплекса с динамометаморфическими зонами иные. Дайки в этих зонах рассланцованны и катаклазированны.

## МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метасоматические образования на рассматриваемой территории связаны как с региональными, так и с локальными гидротермально-метасоматическими системами. Соответственно нами выделяются типы метасоматических образований регионального и локального распространения.

### Метасоматические образования регионального распространения

Метасоматические образования регионального распространения, как фактор контроля золотого оруденения, в складчатых структурах Верхояно-Колымской области изучила М. П. Крутоус [1984]. Ею было выделено несколько типов метасоматических образований, как элементов проявления «регионального плутонического метаморфизма» [Крутоус, 1984]. Дальнейшее описание метасоматических образований регионального распространения выполнено по материалам М. П. Крутоус, однако для их систематики будет использована современная классификация метасоматитов, предложенная в легенде к Карте гидротермально-метасоматических формаций России масштаба 1 : 2 500 000 [Молчанов и др., 2014]. В соответствии с этой классификацией на рассматриваемой территории выделяются следующие типы гидротермально-метасоматических формаций регионального распространения: плутоногенный оксеталитовый и тектоногенный (приразломный) пропицит-серицитолитовый.

*Оксеталитовая ассоциация метасоматитов* описана М. П. Крутоус [1984] как метасоматиты ранней щелочной стадии. Характерной особенностью этих гидротермальных изменений на рассматриваемой территории является широкое развитие альбитовых прожилков, пересекающих как осадочные породы, так и дайки нера-бохапчинского комплекса. В кварцевых жилах и прожилках «альпийского типа» зерна альбита приспособляются к ограничениям кварцевых агрегатов. В ареалах оксеталитового метасоматоза дайки сильно изменены, зачастую полностью превращены в карбонат-серицитовые березиты.

*Пропицит-серицитолитовая гидротермально метасоматическая формация* приурочена к осадочным и вулканогенно-осадочным породам перми, триаса и юры в зонах крупных разломов: надвигам и аллохтоным блокам.

Описана М. П. Крутоус [1984] как продукты кальциево-железисто-магнезиального метасоматоза и поздней щелочной стадии метасоматоза. Ареалы и зоны развития метасоматитов пропилит-серицитолитовой формации характеризуются концентрационной зональностью. Фон – хлорит-карбонатные пропилиты, внутренние части – серицитолиты.

Пропилиты представлены хлоритозированными и карбонатизированными аргиллитами, песчаниками, туффитами и пр. Хлорит по составу от магнезиального до магнезиально-железистого. Карбонаты распространены очень широко и разнообразны по составу: кальцит, доломит, ферродоломит, сидерит, магнезит и др. Во вмещающих породах карбонат присутствует в виде агрегатных скоплений различного размера, прожилков, параллельных полос вдоль сланцеватости.

Серицитолиты представляют собой осадочные породы, насыщенные тонкими чешуйками бесцветной или зеленоватой слюды. Количество слюды в измененных породах варьирует от 1 % до 50 % объема, составляя в среднем 20–30 %. В ассоциации со слюдой присутствуют тонкозернистый кварц и пирит. Вблизи гидротермально-жильных систем в серицитизированных породах появляется карбонат и альбит [Михалицына, 2011]. Серицитолиты – важный поисковый признак большеобъемных месторождений золота в кварцевых жилах.

Кроме складчатых структур юга Верхояно-Колымской складчатой области, пропилитизация широко распространена в позднеюрских и меловых вулканических образованиях территории. Среди позднемеловых образований наиболее сильно изменены вулканические породы сеномана. Пропилитовые изменения в более молодых вулканитах развиты значительно слабее и проявлены локально, преимущественно по основным и средним породам в пределах рудных полей, а также на участках развития позднемеловых интрузий. С пропилитами в меловых вулканоструктурах ассоциирует золото-серебряное и молибденовое оруденение.

### **Метасоматические образования локального развития**

Контактово-метасоматические образования – *скарны и скарнированные породы* распространены в контактовых ореолах как позднеюрских, так и позднемеловых интрузий, а также вблизи субвулканических тел в днищах локальных вулканоструктур. Развиты по карбонатным или карбонатсодержащим вмещающим породам, иногда отмечаются в эндоконтактах гранитных массивов. Наиболее благоприятной структурной позицией являются тектонические контакты карбонатных и алюмосиликатных пород вблизи скарнообразующих интрузий. Минеральный состав скарнов и скарнированных пород разнообразный. В контактовом ореоле гранитного массива Хиулчан каньонского комплекса описаны пироксеновые, гранат-пироксен-амфиболовые, цоизит-эпидот-пироксеновые, волластонитовые скарны; в поле развития позднеюрских субвулканических даек в верховьях р. Таскан – гранат-геденбергитовые скарны [Шпикерман, 1987]. В пермских и триасовых известняках вблизи массивов Окей и Омчан в южной части территории наблюдаются скарны везувиян-гранатового, амфибол-гранатового и эпидот-



гранатового состава, а также хлорит-эпидотовые скарноиды. Со скарнами связаны месторождения и проявления железа, свинца, цинка, олова, вольфрама, золота.

*Грейзены и грейзенизированные породы* распространены более широко, встречаются в гранитоидах, многих комплексов как позднеюрских, так и позднемеловых, реже во вмещающих их породах. Выделяются площадные (не превышают 1 км<sup>2</sup>) и линейные зоны грейзенизации. В полнопроявленных грейзенах типоморфными минералами являются кварц, мусковит, альбит, в переменных количествах могут присутствовать микроклин, топаз, турмалин, флюорит. Акцессорные – циркон, рутил, гранат, андалузит, рудные. Грейзенизированные гранитоиды и другие породы сохраняют реликтовую структуру пород субстрата. Здесь развит мусковит, замещающий биотит и полевые шпаты; плагиоклаз обычно альбитизирован, отмечается вторичный кварц. Из рудных минералов в грейзенах и грейзенизированных породах распространены касситерит, пирит, арсенопирит, вольфрамит; отмечаются магнетит, шеелит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, галенит, пирротин, молибденит. С грейзенами ассоциируют месторождения и проявления олова, молибдена, золота, вольфрама, висмута. Месторождения и рудопроявления олова и вольфрама приурочены обычно к кварц-турмалиновым грейзенам, а молибдена – к кварц-мусковитовым.

*Березиты и березитизированные породы* – важные околорудные метасоматические породы золоторудных объектов. На территории листа главным образом развиты березиты по магматическим породам (в дайках среднего состава и в гранитоидных массивах). Березиты – в различной степени осветленные пиритизированные породы. Новообразования представлены ассоциацией кварца и серицита, характерны пирит, арсенопирит и железистый карбонат. Золотоносные дайки нера-бохапчинского комплекса часто березитизированы на всю мощность. В гранитоидных штоках золоторудные жилы приурочены к зонам окварцевания и березитизации протяженностью до 1,5 км, мощностью до 200–300 м, а сами жилы сопровождаются зонами оруденелых березитов мощностью до 2 м. (шток Бургагы).

*Аргиллизиты* связаны в основном с позднемеловыми вулканическими комплексами: ольским, кунанским, дюстачанским, хольчанским. Метасоматиты представлены площадными слабо проявленными полями и хорошо проявленными линейными телами. Протяженность полей аргиллизитов на листе достигает 1,5 км при ширине до 0,5 км. Аргиллизиты – светло-серые породы с зеленоватым, буроватым, желтоватым оттенками, с лепидогранобластовой структурой. Наиболее часто встречающиеся разновидности – адуляр-гидрослюдисто-кварцевые и гидрослюдисто-кварцевые. Кроме того, часто присутствуют монтмориллонит, каолинит, алуниит, карбонат, цеолиты. Количество новообразований составляет 10–30 % и более. Из рудных минералов установлены киноварь, антимонит, гематит, пирит, халькопирит, настуран, самирезит, отенит. Аргиллизиты – важный поисковый признак золото-серебряного и уранового оруденения.

*Вторичные кварциты* по вулканическим породам на рассматриваемой территории распространены незначительно. Они встречаются на юге листа на

участках проявления позднемеловых субвулканических тел, где ассоциируют с золото-серебряным и молибденовым оруденением.

*Джаспероиды* – разновидность вторичных кварцитов по карбонатным породам. Встречаются в известняках и доломитах под экранами глинистых и карбонатно-глинистых пород в палеозойских толщах Тасканской СФЗ. По внешнему облику часто очень сходны с породами субстрата, но легко отличаются по твердости и при микроскопическом изучении. Ассоциируют со стратиформными ртутными, полиметаллическими и медными проявлениями в карбонатных толщах.

*Доломитизированные породы* широко проявлены в палеозойских известняках Селеннях-Омулёвской СФО, Наиболее всего распространены диагенетические и катагенетические доломиты по органогенным известнякам: серые и темно-серые породы с характерным запахом сероводорода, с унаследованной органогенной и слоистой текстурой. Эти породы характеризуются региональным развитием. В них локально проявлены гидротермально-метасоматические доломиты, представленные светлыми крупнокристаллическими породами, часто с характерной полосчатой текстурой («зебра-доломиты») [Шпикерман, 1987]. С доломитизированными породами Селеннях-Омулевской СФО ассоциирует стратиформное оруденение свинца, цинка, флюорита.

*Жильные гидротермальные образования* широко распространены на территории листа. Представлены кварцевыми, карбонат-кварцевыми, сульфидно-кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, турмалин-кварцевыми, флюорит-кварцевыми, касситерит-кварцевыми и другими жилами, прожилками, образующими также зоны прожилково-жильного окварцевания. Жилы и прожилки залегают как в терригенных породах, так и вулканических и интрузивных. Гидротермальные образования связаны с большинством интрузивных и вулканических комплексов, а также с метаморфизмом. Некоторые из жильных образований несут рудную минерализацию благородных и цветных металлов.

---

---

## ТЕКТОНИКА

Строение изученной территории рассматривается авторами с позиции плейттектонической модели аккреционной тектоники. В данной главе использованы схемы разработанные для Северо-Востока Азии в Карте тектоно-стратиграфических террейнов и перекрывающих комплексов северной части Циркум-Пацифика [Nokleberg, Parfenov and others, 1994] и в работе В. И. Шпикермана [Шпикерман, 1998].

Согласно этим построениям рассматриваемая территория входит в состав северо-восточной аккреционной окраины Евразии к востоку от Сибирской платформы. Современная аккреционная структура Северо-Востока Азии сформировалась при длительном взаимодействии Сибирского палеоконтинента (Северо-Азиатского кратона), океанических плит Палеопацифика и блоков Северо-Американского континента. Процесс этого взаимодействия не был для Сибирского палеоконтинента только конструктивным. В определенные периоды (особенно в позднем палеозое и раннем мезозое) происходило разрушение континентальных окраин. Однако общим итогом к нынешнему моменту стало то, что к востоку от неразрушенной части Сибирского палеоконтинента, нарастился фрагмент континента в виде сложной мозаики разнородных блоков (террейнов), «цементированных» в позднем мезозое и кайнозое.

Общая блоковая структура и доминирующая роль горизонтальных перемещений рассматриваемой территории подтверждаются и новейшими геофизическими данными о ее глубинном строении. Выполненный на территории листа Р-55 опорный геолого-геофизический профиль 3-ДВ (ОГГП 3-ДВ) [Сальников и др., 2014 ф] и проведенный в рамках настоящей работы анализ глубинных геофизических неоднородностей территории, не подтверждают ее синклинорно-антиклинорное строение. В структуре земной коры преобладает горизонтальная тектоническая расслоенность, независимая от современного структурного рисунка дневной поверхности. Вместе с тем, наиболее крупные крутопадающие сквозькоровые разломы, значительно смещены в пространстве относительно границ главных структур на поверхности. В приповерхностной части земной коры эти разломы перекрыты горизонтальными пластинами мощностью от 1,5 до 10–12 км. Все это указывает на чешуйчато-надвиговое строение приповерхностной части территории листа Р-55.

Под террейном (тектоно-стратиграфическим террейном) мы понимаем ограниченное разломами реально существующее геологическое тело регио-

нального размера, характеризующееся присущей только ему геологической историей, явно отличающейся от таковой смежных террейнов. Таким образом, террейны представляют собой тектонические структуры, частично или полностью развивавшиеся независимо друг от друга. Аккреционная тектоника, основывающаяся на доминанте горизонтальных движений, допускает присутствие в современных структурах смежных блоков (террейнов), частично или полностью не связанных общей историей геологического развития. Их современное положение определяется тектоническим совмещением при надвиговых или сдвиговых перемещениях.

Террейны характеризуются стратиграфической последовательностью геологических комплексов, сформированных в определенной геодинамической обстановке (литодинамические комплексы), а также особенностями проявления деформаций, магматизма и метаморфизма. В зависимости от преобладающих типов литодинамических комплексов, характера магматизма и метаморфизма выделяются типы террейнов (островодужные, кратонные, пассивной континентальной окраины и т.п.). Внешние границы террейнов всегда разрывные. Внутреннее строение террейнов чаще всего неоднородно как в литофациальном, так и в структурном отношении. В связи с этим, на тектонической схеме внутри террейнов могут выделяться синклинии и антиклинории, структурно-формационные зоны, поднятия и прогибы, складки различных порядков.

Большинство террейнов на территории листа Р-55 тем или иным образом связаны с переработкой Сибирского континента на границе его взаимодействия с океаническими плитами. Одни являются отторженцами самого Сибирского палеоконтинента, другие представляют собой фрагменты палеоостроводужных систем (включая задуговые бассейны), развивавшихся вблизи окраины Сибири, третьи – остатки ложа эпиконтинентальных морей и микроокеанов, возникших при разрушении окраины континента. Современная структура террейнового агломерата на территории листа определяется в основном их скучиванием (амальгамаций) и причленением (аккрецией) к краю кратона в позднем мезозое. Агломерат террейнов, возникший при амальгамации называется супертеррейном, в результате аккреции образуется агломерат, называемый аккреционным клином кратона. Время амальгамации и аккреции определяется нижней возрастной границей осадочного комплекса, перекрывающего образовавшийся агломерат террейнов (постаккреционные перекрывающие комплексы).

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Особенностью регионов аккреционного строения является широкое развитие покровно-надвиговых структур с большими амплитудами перемещения блоков в приповерхностной части земной коры. Такие структуры возникают на этапе аккреции, сопровождаемой коллизией, обдукцией, формированием олистостром. Соответственно, первичные границы блоков (террейнов) значительно смещаются на близповерхностном уровне. Именно этим объясняется существенные различия в районировании территории по структурным эле-

ментам, установленным на дневной поверхности с одной стороны, и по глубинным геофизическим неоднородностям – с другой. Этот феномен в полной мере проявлен и на площади листа Р-55. В связи с этим тектоническое районирование проводится нами исключительно по элементам, наблюдаемым на современном эрозионном срезе. Глубинные элементы охарактеризованы во второй части главы.

Заключенная в рамках листа Р-55 часть аккреционной окраины Северо-Востока Азии замечательна тем, что здесь в наиболее полной степени проявлены особенности сочленения доаккреционных структур Верхояно-Колымской аккреционной складчато-надвиговой области, с перекрывающими постаккреционными комплексами Уяндино-Ясачненского (поздняя юра), Удско-Мургалского (поздняя юра- ранний мел) и Охотско-Чукотского (ранний-поздний мел) вулканогенных поясов.

Верхояно-Колымская область включает в себя деформированную палеоокраину Сибирского континента и серию аккретированных к ней в позднем мезозое террейнов. В пределах листа Р-55 область представлена небольшим фрагментом деформированной окраины Сибирского палеоконтинента (Аллах-Юньская тектоническая зона Верхоянского складчато-надвигового пояса) и фрагментами тектоно-стратиграфических террейнов, объединенных по их геодинамической природе в три складчато-надвиговые системы (с юга на север): Охотско-Тайгоносскую, Яно-Колымскую, Индигиро-Колымскую.

Охотско-Тайгоноская палеостроводужная система выделяется на юге листа Р-55. Представлена Кони-Тайгоносским остороводужным террейном и Вилигинским террейном, который в данной работе рассматривается как структурный элемент, сформированный в окраинноморском задуговом палеобассейне Кони-Тайгоносской островной вулканической палеодуги. Выходы на дневную поверхность Кони-Тайгоносского террейна на территории листа достоверно не установлены и предполагаются по геофизическим данным под перекрывающими постаккреционными образованиями. Оба террейна присоединились к аккреционной окраине Палеосибири в период основных аккреционных процессов в позднем мезозое.

Яно-Колымская складчато-надвиговая система объединяет террейны, литодинамические комплексы которых сформировались на пассивной окраине Северо-Азиатского кратона (Кулар-Нерский террейн), в рифтогенном бассейне при деструкции пассивной окраины (Иньяли-Дебинский террейн). В эту же систему включен отторженец фундамента кратона – Охотский террейн (микроконтинент).

Индигиро-Колымская складчато-надвиговая система выделяется нами как региональная амальгамационная структура, отделявшая в средней юре окраинное море и погруженную окраину Палеосибири от открытого океана, в пределах которой к середине юры сгруппировались разнородные террейны (Индигиро-Омолонский супертеррейн по В. И. Шпикерману [1998]). В рамках листа Р-55 Индигиро-Колымская система представлена фрагментом Омуплевского террейна, в северо-восточном углу площади.

Активные процессы аккреции Палеосибири начались в конце средней юры на севере рассматриваемой территории и в раннем мелу на юге. Соответственно, в северной части листа Р-55 постаккреционные образования пред-

ставлены позднеюрскими структурами – Уяндино-Ясачненским вулканогенным поясом и Главным Колымским плутоническим поясом. На юге территории постааккреционные образования слагают Удско-Мургальский позднеюрско-раннемеловой и Охотско-Чукотский ранне-позднемеловой вулканогенные пояса. Плутоны перивулканических областей обоих этих поясов мы выделяем в самостоятельный постааккреционный Приохотский плутонический пояс. В центральной части территории присутствуют постааккреционные внутриконтинентальные угленосные впадины (Аркагалинская СФЗ).

Структуры кайнозойского рифтогенеза выражены неотектоническими активными разломами и связанными с ними впадинами. В региональном плане выделяются два рифта, состоящих из серий впадин: Момский и Охотско-Анадырский.

## СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

В вертикальном разрезе верхней части земной коры в пределах территории листа Р-55 выделяется два структурных этажа – доаккреционный рифейско-верхнеюрский и постааккреционный среднеюрско-кайнозойский. В связи с неодновременным завершением процессов аккреции, нижняя граница постааккреционного этажа скользящая. Во внутреннем наполнении этажей и ярусов на тектонической схеме дается вещественная характеристика представленных в них литодинамических комплексов и палеогеодинамическая интерпретация этих комплексов. Схема и легенда к ней составлена на основе методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании [Основы ..., 1997; Типовые ..., 1997], хорошо применимых к принципам аккреционной тектоники.

### Доаккреционный структурный этаж

Доаккреционный этаж включает небольшой фрагмент палеоокраины Сибири и группу дочерних ей террейнов. Наиболее полно разрез доаккреционного структурного этажа представлен в Омудевском террейне Индигиро-Колымской складчато-надвиговой системы. Всего выделяется четыре доаккреционных структурных яруса: рифейский, венд-нижнедевонский, среднедевонско-нижнекаменноугольный, нижнекаменноугольный-верхнеюрский. В юго-западной части территории на глубине более 2 км предполагается наличие также дорифейских (раннеархейских) образований. Они показаны на геолого-геофизическом разрезе А<sub>1</sub>-А<sub>3</sub> к геологической карте и будут описаны ниже при характеристике глубинного строения территории.

**Рифейский структурный ярус.** Образования рифея на территории листа Р-55. выделены впервые в пределах Омудевского террейна в небольшом тектоническом блоке (Уочатский блок) вблизи юго-западной границы террейна. Они представлены дислоцированной метаморфизованной осадочно-вулканогенной толщей (хобойская толща), рифейский возраст которой установлен с помощью U-Pb SHRIMP датирования. Осадочно-вулканогенные отложения участками мигматизированы и интродуцированы гранитоидами уочатского комплекса тоже позднерифейского возраста.

К рифейскому ярусу также относятся нижнерифейские метаморфизованные образования основания Верхоянского складчато-надвигового пояса. Они показаны только на геолого-геофизическом разрезе А<sub>1</sub>-А<sub>3</sub> к геологической карте и будут описаны ниже при характеристике глубинного строения территории.

**Венд-нижнедевонский структурный ярус.** Отложения венда на территории листа Р-55 не установлены. Однако они известны на прилегающих с востока территориях Индигиро-Колымской системы. Там они образуют единые комплексы с вышележащими нижнепалеозойскими карбонатными образованиями, залегая на рифейских толщах с угловым несогласием. На рассматриваемой территории в основании яруса выделяется верхнекембрийско-нижнеордовикская терригенно-карбонатная элекченская серия, основание которой вскрывается в тех же разрезах верховий р. Уочат, что и рифейская хобойская толща. Песчаники, доломиты и конгломераты основания элекченской серии от образований хобойской толщи отделены разрывными нарушениями. Степень метаморфизма в элекченской серии резко снижается по сравнению с хобойской толщей.

Нижнепалеозойские (ордовикские и силурийские) отложения, составляющие непрерывный разрез мощностью до 10000 м, слагают основную площадь Индигиро-Колымской складчато-надвиговой системы в пределах листа. В целом это единый терригенно-карбонатный шельфовый комплекс пассивной континентальной окраины, в составе которого выделяются карбонатно-шельфовые формации (нижне-среднеордовикская биогенно-известняковая, верхнеордовикская биогермная), силурийская известняково-глинистая, терригенно-карбонатная и красноцветная доломитово-карбонатная формации. Далее следует нижнедевонская рифогенная формация (ирисская серия). Эйфельские отложения отсутствуют. Этот перерыв маркирует верхнюю границу яруса.

**Среднедевонско-нижнекаменноугольный ярус.** Литодинамические комплексы среднедевонско-нижнекаменноугольного структурного яруса на листе Р-55 наблюдается только в пределах Индигиро-Колымской складчато-надвиговой системы в северо-восточной части территории. Нижняя граница яруса здесь проводится по подошве гагиевской серии. Основание серии представлено вояхской и мылгинской свитами живетского возраста, залегающих на нижнедевонских карбонатных толщах ирисской серии. Таким образом, устанавливается стратиграфический перерыв в объеме эйфеля. В основании вояхской свиты живета присутствуют конгломераты, однако структурного несогласия не устанавливается.

Верхняя граница яруса проводится в низах виле по кровле устьувальненской серии нижнего карбона. Эта граница четко фиксируется сменой органогенных известняков угрюминской свиты верхов устьувальненской серии туфогенно-кремнистыми сланцами и алевролитами весёлинской серии.

Ярус сложен главным образом формациями карбонатного шельфа – доломитами, органогенными известняками, в низах (в мылгинской свите гагиевской серии) мергели и седиментационные брекчии. В верхах живета присутствуют покровы субаквальных трахибазальтов рифтогенной природы. В

средней части яруса (низы устьувальненской серии) появляются относительно глубоководные осадки – кремнистые сланцы и аргиллиты.

**Нижнекаменноугольный – верхнеюрский структурный ярус.** Ярус составляют мощные (более 10 км) толщи верхоянского комплекса и разновозрастные с ним образования. Различные элементы этого яруса установлены во всех системах рассматриваемой территории. Литодинамические комплексы яруса знаменуют новый крупный этап развития территории.

Наиболее древние элементы яруса вскрываются на северо-востоке территории в пределах Индигиро-Колымской складчато-надвиговой системы, где они представлены ниже- среднекаменноугольными кремнистыми сланцами и песчаниками, туфоалевролитами, туффитами, кремнистыми аргиллитами и фтанитами. Эти глубоководные осадки представляют фации подножия континентального склона.

Пермские отложения наиболее полно представлены в Охотско-Тайгоносской палеостроводужной системе, где они слагают литодинамический комплекс задугового бассейна. Пермь Яно-Колымской складчато-надвиговой системы на территории листа представлена литокомплексом терригенного шельфа пассивной континентальной окраины. На площади Индигиро-Колымской системы верхнепалеозойские отложения различной полноты имеет мощность около 1,5 км и образованы вулканогенно-терригенной и марганценосной кремнисто-сланцевой формациями подножия континентального склона. Пермь Охотского блока Верхояно-Колымской системы представлена терригенным комплексом континентальных осадков.

Триасовые толщи образованы преимущественно тонкотерригенными породами. В Яно-Колымской системе возможно выделение нижнетриасовой черносланцевой, средне-верхнетриасовой сероцветной песчано-глинистой, верхнетриасовой флишоидной формаций. Особенностью триаса Охотско-Тайгоносской системы является верхнетриасовая вулканогенно-терригенная формация. Юрские толщи Яно-Колымской системы образованы нижнеюрской черносланцевой и вулканогенно-терригенной формациями, среднеюрской флишоидной и терригенной шлировой формациями.

Верхняя граница яруса скользящая. На территории Индигиро-Колымской системы фиксируется байос-батскими базальными конгломератами тасканской свиты. В Яно-Колымской – несогласным залеганием верхнекемериджитонских вулканогенных образований улахан-чистайской группы вулканических комплексов.

В целом ярус сложен литодинамическими комплексами, сформированными в условиях пассивной окраины с проявлениями процессов рифтогенеза (Яно-Колымская система) и в условиях задугового бассейна активной окраины континента (Охотско-Тайгоносская палеостроводужная система).

### **Постаккреционный структурный этаж**

Этаж составляют большей частью существенно вулканогенные образования, которые с угловым несогласием перекрывают подстилающие толщи, отчетливо разделяется на два структурных яруса: среднеюрский-нижнемеловой и ниже-верхнемеловой. Кроме того, выделяется палеоген-неогеновый ярус,



континентальных терригенных (часто угленосных) отложений, выполняющих кайнозойские неотектонические впадины.

**Среднеюрский-нижнемеловой ярус.** Среднеюрский-нижнемеловой ярус со структурным несогласием перекрывает складчатые структуры Индигиро-Колымской системы. Объем структурного яруса не везде одинаковый, в различных структурных зонах может быть представлен средне-верхнеюрскими, верхнеюрскими-нижнемеловыми и только нижнемеловыми отложениями. Верхнеюрско-нижнемеловые элементы яруса выходят за пределы Индигиро-Колымской системы и перекрывают складчатые структуры некоторых участков Верхояно-Колымской системы

Средне- верхнеюрские толщи в Индигиро-Колымской системе выполняют ряд позднебайос-келловейских, оксфорд-кимериджских и позднекимериджитонских прогибов (в бассейне р. Таскан и Момонтай). Толщи составляют прибрежно-морские и континентальные терригенные, терригенно-вулканогенные и вулканические (андезитовая и дацит-риолитовая) формации мощностью до 2 км Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса.

Верхнеюрские-нижнемеловые отложения распространены на самом юге территории (момолтыкичская свита). Представлены континентальной терригенно-вулканогенной формацией мощностью 3–4 км, которые некоторыми исследователями относятся к Удскому [Парфенов и др., 1993] или Удско-Мургальскому [Горячев и др., 2005] окраинно- континентальному поясу. Нижнемеловые (берриас-аптские) отложения в юго-западной части территории листа выполняют серию континентальных вулканогенных прогибов внутри и по границам Охотского блока.

**Нижне- верхнемеловой структурный ярус.** Ярус объединяет нижне-верхнемеловые (альб-кампанские) вулканические и терригенно-вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На подстилающих более древних образованиях, в том числе на вулканогенных верхнеюрского-нижнемелового яруса, располагается с угловым несогласием. В нижней части обычно присутствуют терригенные молассовые образования и породы андезитовой формации, они сменяются выше по разрезу дацит-риолитовой, риолитовой и завершается ярус преимущественно трахибазальтовой формацией, суммарная мощность 4–5 км. Образования яруса слагают структуры Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканогенного пояса.

**Палеоген-неогеновый структурный ярус.** Локально распространенные палеоген-неогеновые и плейстоценовые рыхлые отложения сконцентрированы в неотектонических впадинах, объединяющихся в составе континентальных рифтовых систем. Характеризуются субгоризонтальным залеганием, с угловым несогласием перекрывают все более древние образования, знаменуют этап неотектонической активизации. По составу представляют собой континентальные угленосные терригенные молассы мощностью до 1,5 км. В наиболее полном виде представлены в Малык-Сиенской и Челомджинской впадинах.

## Тектонические структуры: строение, дислокации, происхождение *Доаккреционные структуры*

### *Верхояно-Колымская аккреционная складчато-надвиговая область*

Материнская окраина Сибирского палеоконтинента на рассматриваемой территории представлена небольшим фрагментом *Аллах-Юньской тектонической зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса*. Представленные в этом небольшом фрагменте пояса морские терригенные толщи верхней перми и триаса интерпретируются нами как дистальные элементы шельфа, сложенного терригенными отложениями подводных дельт крупных рек Палеосибири. Осадочные толщи деформированы в пологие складки субширотного и северо-западного направлений.

*Охотский кратонный террейн* примыкает с юга к деформированной окраине Палеосибири. Граница перекрыта постаккреционными образованиями. Традиционное название структуры – Охотский срединный массив. В отличие от большинства предшествующих схем районирования, восточная граница террейна проводится много западнее ранее предложенных границ – вдоль меридиональной долины р. Нильгысыг. Основанием для проведения тектонической границы террейна именно здесь является резкая смена вдоль этой границы морских отложений перми относительно маломощными и слабодислоцированными континентальными отложениями перми. Последние интерпретируются нами как чехол континентального блока (микроконтинента). Древний (докембрийский) метаморфизованный фундамент Охотского микроконтинента (кратонного террейна) на территории листа Р-55 не обнажается. Выходы фундамента известны немного западнее рамки листа в бассейне рек Охота и Кухтуй. Породы чехла залегают горизонтально либо со слабым наклоном, занимая промежутки между многочисленными плутонами позднемезозойского возраста.

*Кулар-Нерский террейн пассивной континентальной окраины* выделен под таким названием Л. М. Парфеновым [Nokleberg, Parfenov and others, 1994]. Выделялся также под названием Яно-Колымский террейн [Шпикерман, 1998]. Примыкает с востока к Верхоянскому поясу и Охотскому террейну вдоль крупного меридионального сдвига (Нильгысыгский разлом), размещающаяся в центральной и северо-западной части территории листа. Сдвиг, вероятнее всего, является южным продолжением крупного Адыча-Тарынского разлома [Nokleberg, Parfenov and others, 1994]. Южная граница террейна проводится вдоль крупного скрытого разлома, по которому устанавливается резкая смена типов разрезов перми и триаса. Северо-восточная часть террейна перекрыта серий чешуй примыкающего Вилигинского террейна и осложнена многочисленными крупными сдвигами.

Низы разреза на территории листа представлены комплексом шельфовых терригенных осадков верхней перми (кулинская свита). Выше залегают мощные толщи триаса (колымо-охотская, мандыченская и хиникенская серии), участками нижней и средней юры. Это в основном алевролитово-песчаниковые отложения относительно глубокого шельфа и континентального склона. Присутствуют прослойки и пачки аргиллитов, туфов среднего состава и туффицитов.

Внутреннее строение террейна на территории листа характеризуется преобладанием брахиформных складок северо-восточного, реже субширотного простирания. Наиболее отчетливо система брахиформных складок северо-восточного направления проявлена в южной части террейна в верховьях р. Кулу: Верхнебулунчинская и Верхнекулинская синклинали и расположенная между ними Хеникенджинская антиклиналь. Поперечный размах складок 20–25 км, протяженность 40–50 км. Складки осложнены разломами различных направлений. На северо-западе территории складки приобретают линейный характер и меняют простирание на северо-западное. По данным Л. М. Парфенова и др., [2001], севернее рассматриваемой территории, в пределах Кулар-Нерского террейна распространены неоднократно деформированные изоклинали складки северо-западного направления.

По своей природе осадочный комплекс Кулар-Нерского террейна является элементом Верхоянского осадочного клина восточной окраины Сибирского палеоконтинента. Однако явные признаки горизонтального перемещения этого блока относительно кратона вдоль крупных сдвигов, более напряженные структуры, позволяют выделять его в качестве самостоятельного тектоно-стратиграфического террейна [Nokleberg, Parfenov and others, 1994].

*Иньяли-Дебинский террейн окраинноморского бассейна (микроокеана)* отделяет Кулар-Нерский террейн от Омудевского террейна Индигиро-Колымской складчато-надвиговой системы. Юго-западная граница представлена крупным сдвигом, переходящим на юге террейна в надвиг (Чай-Юрьинский разлом). Северо-восточная граница перекрыта надвиговыми пластинами соседнего Омудевского террейна (Мылгинский, Дарпирский разломы). Традиционное название структуры – Иньяли-Дебинский синклинорий (мегасинклинорий). Однако границы этого элемента тектонической структуры региона нами изменены. По сравнению с известными границами Иньяли-Дебинского синклинория он существенно урезан с юга; из него вычленена так называемая Бахапчинская ветвь, которая отнесена нами к примыкающему с юга Вилигинскому террейну Охотско-Тайгоносской палеоостроводужной системы. Граница с этим террейном проводится вдоль крупного надвига, впервые выделенного нами на левобережье р. Колыма (Левоколымский разлом).

Террейн сложен преимущественно относительно глубоководными тонко-терригенными осадками триаса, нижней и средней юры. Верхней части разреза (средняя юра) свойственна отчетливая флишоидная слоистость (артыкская серия). Наличие во флишоидах градационной слоистости позволяет интерпретировать эти осадки как турбидиты. Наиболее глубоководные фации, представлены кремнистыми породами и черными углеродистыми сланцами (рассланцованными аргиллитами) и туфогенными отложениями, нижней юры (бурустахская серия).

Площади выхода террейна характеризуется контрастными знакопеременными полями магнитного и гравитационного полей. Осадочные толщи интенсивно дислоцированы, иногда изменены до уровня зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, вмещают многочисленные тела позднемезозойских магматических пород (батолиты, штоки, дайки). В одном из участков террейна в верховьях р. Сохатиния известны выходы габбро и ультрабази-

тов (сохатиный перидотит-монцодиорит-габбровый комплекс). Совокупность всех данных позволяет рассматривать ранне- среднеюрские отложения Иньяли-Дебинского террейна в качестве наиболее глубоководного элемента мезозойского окраинного моря с участками в его ложе рассеянного спрединга. Таким образом, природа террейна определяется как микроокеаническая. От открытого океана этот бассейн отделялся островной сушей, представленной ныне Омудевским и террейном.

Внутреннее строение террейна весьма сложное. Важнейшим элементом его структуры является впервые выделяемый *Сусуманский аллохтонный блок*, который представляет собой, состоящую из нескольких чешуй, пластину протяженностью 200 км шириной до 80 км на юге и 30 км на севере. Пластина сложена в основном теми же отложениями триаса – нижней юры (колымо-охотская, мандыченская, буркотская, брустахская серии и нижняя артыкская подсерия), надвинутых на средне- верхнеюрские отложения верхней артыкской подсерии и хара-юряхской серии (паравтохтон). Именно многочисленные тектонические «окна» отложений хара-юряхской серии, среди более древних пород нижней юры в бассейне рр. Сусуман и Берелех, послужили основанием для выделения Сусуманского аллохтона. Весь аллохтонный блок разбит серией крупных сдвигов на отдельные фрагменты. Аллохтонный блок террейна насыщен позднеюрскими гранитоидными плутонами значительно больше по сравнению с паравтохтонной частью. Соотношения границ аллохтона с гранитоидами достоверно не установлены. Отсутствие в крупных гранитных массивах явных признаков перемещений по detachmentу аллохтона, позволяет предполагать догранитный возраст формирования Сусуманского аллохтона.

Нижняя граница Сусуманского аллохтона отчетливо фиксируется на разрезах профиля МОВ «Сусуман» в интервале от 292 до 1080 пикетов [Большаков и др., 1988 ф]. На глубинах 5–8 км от дневной поверхности фиксируется слегка волнистый горизонт с высокой плотностью отражателей. Верхняя кромка этого горизонта (5–6 км от поверхности) принимается нами за нижнюю границу аллохтона. Аналогичный горизонт высокой плотности отражателей фиксируется и на глубинном разрезе МОВ-ОГТ опорного ОГП–3ДВ в интервале 2230–2450 км [Сальников и др., 2014 ф]. Однако, судя по материалам ОГП–3ДВ, глубина верхней кромки этого горизонта на северо-западе фрагмента профиля вблизи Чай-Юрьинского разлома (2240 км) погружается до 10 км от поверхности, на юго-востоке (2450 км), в долине р. Дебин, выходит на дневную поверхность (Кунтук-Дебинско-Умарский разлом).

При общем северо-западном простираении Иньяли-Дебинского террейна направление осей складок варьирует в различных его частях. В паравтохтоне все складки линейные северо-западного простираения с ундулирующими шарнирами, на многих участках образуют кулисообразные системы. Размах крыльев складок 4–6 км, протяженность от 15 до 50 км, а с учетом ундуляции шарнира и кулисных смещений протяженность может достигать 100 км. Нередко отмечаются опрокинутые складки юго-западной вергентности. В пределах Сусуманского аллохтона стиль складчатости резко меняется – складки приобретают сложные изометричные очертания без четко выраженного направления осей, свиты даек имеют субширотное (сылгыбыстахский ком-

плекс) и северо-восточное (нера-бохапчнский комплекс) простираение. В северо-восточной части аллохтона оси складок приобретают северо-восточное направление, поперек к основной структуре.

### **Охотско-Тайгоноская палеостроводужная система**

*Кони-Тайгоносский островодужный террейн* размещается на крайнем юге рассматриваемой территории. Выделяется по геофизическим данным, так как образования террейна на площади листа Р-55 полностью перекрыты постаккреционными комплексами. Стратиграфический разрез террейна обнажается к востоку от рассматриваемой территории на п-ове Тайгонос, где он сложен очень мощным комплексом морских и континентальных вулканических и вулканокластических пород, возраст которых определяется интервалом от раннего карбона до верхней юры. Изверженные породы представлены в основном андезитами, андезибазальтами, андезидацитами, туфами базальтов. В верхней части разреза присутствуют кислые вулканыты. Осадочные породы включают вулканокластические песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты с параллельной, косой и волнистой слоистостью. На рассматриваемой территории островодужные комплексы террейна выделяются по резкому увеличению поля силы тяжести.

*Вилигинский террейн задугового бассейна.* Вилигинский террейн выделяется нами в границах Бахапчино-Вилигинской СФО для пермского возрастного среза. Именно лито-фациальные особенности пермских отложений послужили основанием для выделения Вилигинского террейна в представленных границах. Важнейшее значение для интерпретации геодинамической природы пермских отложений имели работы последних лет А. С. Бякова [2003; 2010 и др.], и А. Э. Хардикова [2009 и др.], обративших внимание на туфогенную природу ряда отложений перми района, а также геологосъемочные работы В. В. Петухова [1999а], показавшего, что пермские отложения северной части, так называемого Аян-Юряхского антиклинория, залегают в виде аллохтона на триасовых толщах Кулар-Нерского террейна. Нами структура, ранее называвшаяся Аян-Юряхским антиклинорием трактуется как серия надвиговых пластин, перемещенных с юго-востока на северо-запад вдоль крупных сдвигов северо-западного простираения. Основное тело террейна размещается в юго-восточной части территории листа Р-55: от Кулар-Нерского террейна отделен скрытым разломом северо-восточного простираения. Около восточной рамки листа террейн частично перекрыт аллохтонными пластинами Иньяли-Дебинского террейна.

Нижние части разреза террейна представлены морскими пермскими отложениями, включающими все три отдела перми. Пермские отложения занимают не менее 70 % площади террейна. Давно установленной особенностью этих отложений является наличие в них горизонтов и целых свит пестрых разнообломочных пород, получивших местное название «рябчики». В литературе эти породы чаще всего называют диамиктитами. Это, как правило, обычные темно-серые алевролиты с включениями обломков вулканических и осадочных пород. Размер обломков от нескольких миллиметров до глыбовой размерности, количество варьирует в широком диапазоне – от долей процен-

та до конгломератовидных пород с 50–60 % обломков. Состав вулканических пород в обломках от андезитов до риолитов. В диамиктитах широко распространены текстуры оползания. Традиционно эти породы рассматривались как продукты ледового разноса. Однако в последние годы, благодаря работам А. С. Бякова, А. Э. Хардикова и др., образования этих своеобразных пород стали связывать с пермским подводным вулканизмом. Эти представления подтверждаются и нашими исследованиями. По данным U-Pb SHRIMP геохронометрии оказалось, что обломки вулканических пород близки по возрасту вмещающим осадкам. Оползневые текстуры скорее всего свидетельствуют о сползании осадков с подводных вулканических хребтов (не вышедшие на поверхность островодужные вулканы). Таким образом, насыщенные диамиктитами пермские толщи Вилигинского террейна в пределах листа Р-55, рассматриваются нами как образования задугового бассейна Кони-Тайгоносской островодужной системы. Характер задугового бассейна сохранился и в триасе. Особенно ярко это проявилось в конце периода. Поздненирийско-рэтская буркотская серия Вилигинского террейна характеризуется широким распространением туфогенных пород и даже отдельными потоками андезитов.

Структурно террейн делится на две части. Южный фрагмент представлен куполовидными и брахиформными антиклиналям размером от 15 до 40 км в поперечнике и седловидными синклиналям в промежутках между куполами. В ядрах куполов обнажаются отложения средней- верхней перми, в седловидных синклиналях – толщи триаса и низов юры.

Далеко выступающий на север фрагмент Вилигинского террейна рассматривается в качестве *Аян-Юряхского аллохтонного блока*. Надвиговая природа крупного структурного элемента территории, традиционно называемого Аян-Юряхским антиклинорием, на государственной карте отображается впервые. Многочисленные аллохтонные пластины, сложенные пермскими отложениями, надвинутыми на толщи триаса в северо-западной части Аян-Юряхского антиклинория впервые закартировал В. В. Петухов [Петухов и др., 1999а]. В неопубликованной статье В. А. Шишкина и А. П. Ганова (2012 г.) на основе анализа геологических, геоморфологических и геофизических (МТЗ) данных приводятся аргументированные доводы о чешуйчато-надвиговой или полностью аллохтонной природе этой структуры в целом. Многочисленные надвижки, тектонические окна триасовых отложений среди разновозрастных пермских отложений отмечались при ГДП-200 и другими геологами. Идеи об аллохтонной природе так называемого Аян-Юряхского антиклинория ранее высказывали также геологи Н. А. Горячев, Ю. П. Карелин, Б. Ф. Палымский (устные сообщения).

Протяженность Аян-Юряхского блока 300 км, максимальная ширина 80 км. Общее простирание блока северо-западное. С юго-запада и северо-востока аллохтон ограничен крупными сдвигами (Нерючинский и Чай-Юрьинский разломы соответственно). Северо-западное ограничение представлено пологим надвигом [Петухов и др., 1999а]. Аллохтонная структура северо-западного окончания Аян-Юряхского блока отчетливо проявилась на глубинном разрезе ОГПП–3ДВ. Граница аллохтона пересечена профилем на 2180 км. Далее в интервале до 2240 км фиксируется горизонт высокой плот-

ности отражателей, нижняя волнистая граница которого фиксируется на глубинах от 0 до 6 км. На 2240 км граница «утыкается» в круто наклоненный на северо-восток разлом (Чай-Юрьинский разлом). Эта граница интерпретируется нами как подошвенный надвиг северо-восточной части Аян-Юрхского аллохтонного блока.

Главной особенностью Аян-Юрхского аллохтона является его чешуйчато-надвиговое строение, что определяет основные черты его структуры. В пределах блока устанавливается две крупных антиклинали – Тенькинская (на юго-западе) и Аян-Юрхская (на северо-востоке). Протяженность каждой около 200 км. Обе антиклинали связаны с крупными надвигами – соответственно Тенькинским и Хенике-Кулинским разломами. Оба надвига имеют северо-восточное падение и в совокупности с расположенным на крайнем северо-востоке блока Аян-Юрхским разломом образуют пакет из четырех крупных пластин, составляющих Аян-Юрхский аллохтон.

Тенькинская антиклиналь представляет собой крупную рамповую складку, сформировавшуюся во фронте Тенькинскинского надвига. Ядро складки сложено отложениями нижней и средней перми (родионовская и пионерская свиты). Северо-Восточное крыло складки осложнено вдоль зоны Тенькинско-го разлома листрическими взбросами и сбросами и опрокинутыми складками мелкого порядка.

Аян-Юрхская антиклиналь представляет собой взбросо-складку вдоль Хенике-Кулинского разлома. Антиклиналь имеет ассиметричное строение – опрокинутое юго-западное крыло и нормальное крыло на северо-востоке. Ядро складки сложено ниже- среднепермскими отложениями пионерской свиты.

Промежуток между антиклиналями представлен серией мелких чешуй и опрокинутых складок сложенных наиболее молодыми толщами аллохтона (омчакская, старательская свиты). В зоне Хенике-Кулинского надвига устанавливаются линзовидные тектонические окна, в пределах которых обнажаются специфичные только для Аян-Юрхского блока триасовые отложения трусской и аян-юрхской толщ.

### **Индиги́ро-Колы́мская складчато-надвиговая система**

*Омулевский террейн пассивной континентальной окраины* выступает в виде блока с надвиговым юго-западным ограничением. Чешуи террейна надвинуты на юрские толщи Иньяли-Дебинского террейна.

В основании разреза рассматриваемого фрагмента террейна – метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения верхнего рифея (хобойская толща), пронизанные телами позднерифейских гнейсо-гранитоидов (уочатский комплекс). Выше залегают ордовикско-силурийские существенно карбонатные осадочные породы, которые образуют почти непрерывный разрез мощностью до 9 км. Отложения девона (до франского яруса включительно) характеризуют обстановку шельфа с многочисленными островами, рифогенными постройками и локальными глубоководными прогибами. Они представлены рифогенными известняками, карбонатными брекчиями, красноцветными калькаренитами, органогенными детритовыми известняками, обо-

гашенными углеродом глинисто-карбонатными ритмитами и др. На большей части террейна девонские толщи согласно лежат на красноцветных доломитах пржидолия, лишь на северо-востоке в их основании фиксируется небольшое угловое несогласие. Отложения фамена и нижнего карбона в центральной части террейна также представлены карбонатными породами. Вся эта ассоциация осадочных отложений от низов ордовика до нижнего карбона – типичные образования карбонатного шельфа пассивной континентальной окраины. Большое сходство разрезов Омулёвского террейна с одновозрастными толщами Южного Верхоянья (хр. Сетте-Дабан) свидетельствует о том, что террейн является отторженцем погруженной окраины Палеосибири (Северо-Азиатского кратона).

Вдоль юго-западной границы террейна, начиная с отложений фамена и до нижнетриасовых включительно, в разрезе доминируют глубоководные кластогенные и кремнистые породы, часто марганценозные: алевролиты, фтани-ты, кремни; в подчиненном количестве присутствуют туфы андезитов и базальтов, туффиты, туфопесчаники, известняки. Последние начинают преобладать на уровне верхнего турне – нижнего визе и в низах верхней перми (колымиевые известняки). Верхнепалеозойские толщи, за исключением верхнепермских, насыщены силлами карбон-пермских долеритов и габбро-долеритов (тасканский комплекс), смятыми в складки вместе с вмещающими породами. Всю эту ассоциацию осадочных и магматических пород верхнего палеозоя – нижнего мезозоя, скорее всего, следует интерпретировать как сформировавшуюся на подводном склоне и у его подножия в субокеаническом бассейне, возникшем вследствие средне-позднепалеозойского рифтогенеза.

Строение рассматриваемой части Омулёвского террейна чешучато-надвиговое, с типичными элементами таких структур – опрокинутыми складками, клиппенами, тектоническими окнами и др. [Шпикерман В., Шпикерман Л., 1990]. Расположенные в промежутке между разломами Дарпир и Улахан чешуйчато-надвиговые пакеты в совокупности составляют *Урультунский аллохтонный блок*. Аллохтонная природа этого блока впервые была обоснована Б. И. Мальковым [1976]. Хорошая обнаженность, контрастная литология, обилие фаунистических остатков позволили на этой территории достоверно задокументировать многочисленные границы надвигов девонских отложений на юрские, триасовые и пермские, силурийских на девонские, ордовикских на силурийские и девонские и т.п. [Сотников и др., 1983 ф, Шпикерман и др., 1979 ф, Шпикерман и др., 1981 ф].

С юго-запада Урультунский аллохтон ограничен разломами Дарпир и Мылгинский, являющихся пологими надвигами, что установлено по данным сейсморазведки на профиле МОВ «Сусуман» в интервале пикетов 1778–2200 [Большаков и др., 1988 ф] и электроразведки методом МТЗ [Шишкин и др., 2008]. На северо-востоке Урультунский блок ограничен крупным левым сдвигом – разломом Улахан.



## ***Постаккреционные структуры***

### ***Восточно-Азиатская система окраинно-континентальных вулканических и плутонических поясов***

Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс в пределах рассматриваемой территории проявлен лишь фрагментом внешней юго-западной зоны. Основная часть пояса размещается на фундаменте, состоящем из складчато-надвиговых структур Индигиро-Колымской системы. Вместе с тем, отдельные вулканоструктуры пояса «выплеснулись» за ее пределы и наложены на образования Иньяли-Дебинского и Кулар-Нерского террейнов Верхояно-Колымской области.

Внутреннее строение пояса характеризуется сочетанием протяженных прогибов, выполненных морскими вулканогенно-осадочными толщами, с рядами близких по возрасту локальных наземных вулканоструктур. Структуры того и другого типа «вложены» в дислоцированный цоколь, состоящий из пород террейна-хозяина. В окраинной северо-восточной части Иньяли-Дебинского террейна поясовые вулканиты располагаются на нижележащих толщах также со структурным несогласием. Однако разновозрастные им позднеюрские кластогенные породы в центральной части террейна наращивают общий морской разрез, но с менее выраженным перерывом и несогласием. Таким образом, в течение среднеюрской амальгамации террейнов деформирован был лишь край ложа бассейна, отделявшего Индигиро-Омолонский супертеррейн от Северо-Азиатского кратона.

Крупнейшими вулканогенными прогибами пояса являются Лыглыхтахский и Сумуно-Урультунский. В разрезах морских вулканогенных прогибов участвуют толщи переслаивания эффузивных покровов и потоков, морских кластогенных и глинистых осадков, разнообломочных туфов и туффитов. Роль пирокластики значительна, иногда преобладающая. Субвулканические тела представлены преимущественно межпластовыми залежами. Разрезы наземных вулканоструктур сложены в основном туфогенными породами. Обычно в них широко распространены субвулканические и экструзивные образования (штоки, дайки, некки и др.) и брекчиевые тела. Вулканиты, пояса по данным фаунистических определений, имеют возраст от келловея до титона включительно.

Замечательной чертой Уяндино-Ясачненского пояса является его отчетливая магматическая зональность, наиболее детально изученная Е. Ф. Дылевским [1994]. С северо-востока на юго-запад в направлении от палеоокеана к Сибирскому палеоконтиненту наблюдается последовательная латеральная смена вулканических ассоциаций от натриевых базальтов к контрастной базальт-риолитовой, затем к последовательно дифференцированной андезит-дацит-риолитовой и далее к андезитовой и существенно риолитовой формациям. В этом же направлении происходит постепенное омоложение возраста преобладающей части вулканических пород, обогащение калием и снижение роли натрия в породах с одинаковым содержанием кремнезема, увеличение коэффициента агпаитности.

В морских вулканогенных прогибах верхнеюрские и, вероятно, связанные с ними среднеюрские (тасканская свита) отложения собраны в широкие, вы-

тянутые в северо-западном направлении брахискладки длиной 10–20 км, осложненные перегибами на крыльях и более мелкими складками шириной 1,5–2,5 км. В ряде случаев наблюдалось запрокидывание крыльев антиклиналей на северо-восток. Падение слоев пород в осевых частях складок 10–30°, на крыльях – колеблется от 20 до 45° и местами достигает 60°. Отмечается довольно резкая ундуляция шарниров складок, в местах их резкого подъема, обнажаются палеозойские и триасовые отложения.

Приведенные сведения позволяют интерпретировать Уяндино-Ясачненский пояс как надсубдукционную структуру, сформировавшуюся в обстановке активной континентальной окраины и зрелой (энсиалической) островной дуги. Принципиальное значение здесь имеет решение вопроса о положении и направлении падения палеозоны Беньофа. Данные о магматической зональности не позволяют помещать эту зону в иное место, кроме как к северо-востоку (в современных координатах) от основного фрагмента пояса, а наклонена сейсмофокальная плоскость была на юго-запад в современных координатах. Такая позиция зоны ранее была обоснована М. И. Гедько [1988].

*Главный Колымский плутонический пояс* размещается к юго-западу от Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса и в целом конформен последнему. Гранитоидные массивы и свиты даек Главного Колымского пояса размещаются в основном в пределах Иньяли-Дебинского террейна, в меньшей степени Кулар-Нерского. В состав пояса входят интрузивные тела басугуньинского, колымского, сибердыкского, каньонского плутонических и нерабохапчинского и нерского гипабиссального комплексов. Возраст магматических образований пояса по данным современных изотопно-геохронометрических измерений заключен в интервале 165–144 млн л (келловей-титон), что практически точно соответствует времени формирования вулканитов Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. Описание плутонических и гипабиссальных комплексов приведено в главе «Магматизм». Здесь мы коснемся лишь вопроса палеогеодинамической зональности Главного Колымского плутонического пояса.

В главе «Магматизм» показано, что по петрохимическим и геохимическим характеристикам большинство позднеюрских комплексов относятся к категории островодужных, сформировавшихся, однако, на зрелой континентальной коре (гранитоиды относятся к ильменитовой серии). Вместе с тем, устанавливается отчетливый эволюционный ряд позволяющий оценить временную, латеральную и вертикальную зональность в размещении плутонических и гипабиссальных комплексов в островодужной системе.

Наиболее древними в этом ряду (додуговыми) являются дайки нерабохапчинского комплекса. Изотопный возраст даек (Rb-Sr изохронный и U-Pb SHRIMP) варьирует от  $162 \pm 16$  млн лет до  $148,6 \pm 1,3$  млн лет, что примерно совпадает с цифрами изотопного возраста последующих басугуньинского, каньонского, колымского комплексов. Однако имеются многочисленные наблюдения над взаимоотношениями нерабохапчинских даек с батолитами перечисленных комплексов. Из этих взаимоотношений отчетливо явствует, что дайки внедрялись до внедрения батолитов указанных комплексов и метаморфизуются этими батолитами. Поэтому есть основания считать, что дайки

нера-бохапчинского комплекса внедрялись на стадии заложения островной дуги в обстановке растяжения формирующегося задугового бассейна.

Плутонические комплексы Главного Колымского плутонического пояса (басугуньинский, каньонский, тас-кыстабытский) образуют разновозрастную надсубдукционную серию, но отличаются по глубинности формирования и по своей позиции в магматической дуге. Типичные гранитоиды I – типа басугуньинского комплекса сформировались за счет плавления нижних частей зрелой континентальной коры и в магматической дуге занимают осевое положение. Гранитоиды каньонского и тас-кыстабытского комплексов сформировались за счет плавления верхней коры в тыловых зонах магматических дуг. Крупные плутоны колымского комплекса по составу являются переходными от I к S типу. Их и сходные с ними плутоны сибердыкского комплекса многие авторы относят к коллизионным гранитам. Однако гранитоидные плутоны этих комплексов не несут структурных признаков коллизионного происхождения. Вокруг этих плутонов совершенно отсутствует гнейсо-мигматитовое обрамление, а окружающий их метаморфизм представлен обычными роговиковыми фациями. Отсутствуют признаки анатектического переплавления и метасоматической гранитизации вмещающих пород; в гранитах не наблюдается ориентированных текстур. Близость изотопного возраста пород этих комплексов с вулканитами Уяндино-Ясачненского пояса, в еще большей степени ставят под сомнение их коллизионную природу. Полностью отрицать наличие коллизионных гранитов в составе Главного Колымского пояса нельзя, однако доминирующую роль в его образовании, скорее всего, играла субдукция.

*Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП)* – гигантская окраинно-континентальная надсубдукционная структура андийского типа. В пределы рассматриваемой территории попадает западная часть Охотского сектора ОЧВП и восточный фрагмент Куйдусунского сектора. Разрез пояса в обеих этих частях состоит из двух гомодромных и одной контрастной вулканических серий. Нижняя серия в нижней части (500–3000 м) представлена андезитами, андезибазальтами и их туфами. В верхней части (200–800 м) дацитами, риолитами, игнимбритами кислого состава и их туфами. Следующая гомодромная серия общей мощностью 600–2500 м в низах представлена андезитами, андезибазальтами и их туфами, в верхах – риодацитами, риолитами, туфами и игнимбритами кислого состава. Верхняя контрастная серия (200–250 м) представлена в основном базальтами, трахибазальтами, андезибазальтами, в небольшом объеме встречаются прослойки кислых игнимбритов и риолитов. Все вулканические серии континентальные.

Структура ОЧВП представляет собой сложную совокупность главным образом кольцевых вулканогенно-тектонических структур, перемежающихся со структурами вулканокупольного типа и с относительно обширными вулканогенными прогибами субширотного простираения. Крупнейшими вулканогенными прогибами пояса на листе Р-55 являются: восточный фрагмент Куйдусунского прогиба на западе территории и Хурэн-Янский прогиб на юге. При общем субширотном простираении пояса характерны его субмеридиональные ответвления, состоящие из цепочек (гирлянд) кольцевых вулканогенно-тектонических структур.

Пликативные дислокации в структурах пояса проявлены незначительно. Наиболее заметные наблюдаются в локальных кольцевых отрицательных вулcano-тектонических структурах, для которых характерен наклон слоев к их центру.

*Удско-Мурга́льский вулcanoгенный пояс.* Верхнеюрские-нижнемеловые терригенно-вулcanoгенные формации, прослеживающиеся вблизи южной рамки листа Р-55 и перекрытые покровами ОЧВП, составляют обособленный комплекс, положение которого спорное. Часто они относятся к верхним элементам позднепалеозойско- мезозойской Кони-Тайгоносской островодужной системы, однако структурная обособленность и специфичность развития и металлогении определяют выделение самостоятельного Удско-Мурга́льского окраинно-континентального пояса [Горячев, 2005]. На территорию листа попадает лишь северная часть Приохотского сектора этого пояса, сложенная верхнеюрско-нижнемеловыми момолтыкичской свитой. Среди вулканитов преобладают андезиты, подчиненное значение имеют базальты и туфы кислого состава. Полого дислоцированные толщи пояса на территории листа слагают несколько обособленных впадин.

*Приохотский плуто́нический пояс* выделяется как самостоятельный элемент крупной надсубдукционной системы (систем) на юге территории. Авторы не стали объединять его с ОЧВП в единый вулcano-плуто́нический пояс, так как в состав Приохотского пояса входят магматические тела более широкого возрастного диапазона, чем вулканиты ОЧВП, включая баррем-аптские. Однако большая часть магматитов пояса несомненно комагматична вулканитам ОЧВП, составляя плуто́нические фации внутри пояса и в его перивулканической зоне. В состав пояса входят интрузивные тела магаданского, охотинского, омчанского, плуто́нических комплексов нютско-куйдусунского латерального ряда плуто́нических комплексов и неорчанской группы плуто́нических комплексов. Возраст магматических образований пояса по данным современных изотопно-геохронометрических измерений заключен в интервале 110–85 млн л (альб-коньяк), что близко соответствует времени формирования вулканитов ОЧВП, однако наиболее древние (раннемеловые, начиная с баррема) омчанский, магаданский и охотинский комплексы, рассматриваются нами как допоясовые, так как гранитоиды такого типа известны в гальке базальной молассы ОЧВП. Возможно, магаданский комплекс является завершающим магматизм Удско-Мурга́льского вулcanoгенного пояса, тем не менее, мы рассматриваем его в составе общей надсубдукционной системы магматических дуг вдоль южной границы рассматриваемой территории. Описание плуто́нических комплексов приведено в главе «Магматизм».

### **Кайнозойские континентальные рифты**

*Момская рифтовая система* на территории листа представлена своим юго-восточным окончанием, к ней относятся Делянкирская, Одонканская, Верхнеберелехская, Талонская, Малык-Сиенская впадины, выполненные неогеновыми и четвертичными рыхлыми отложениями, представленные ледниковыми и аллювиальными образованиями. Самая глубокая Малык-Сиенская впадина достигает глубины 140 м [Ермоленко и др., 2016].

*Охотско-Анадырская рифтовая система*, развивавшаяся с мелового периода, для кайнозойского этапа образована серией удлиненных в северо-восточном и широтном направлении неотектонических впадин. На рассматриваемой территории система представлена сближенными Челомжинской и Кавинской неотектоническими впадинами. Впадины приурочены к зоне разлома субширотного простирания. Выполнены в основании верхнеплиоценовой угленосной толщей. Глубина Челомджинской впадины достигает 600 м, Кавинской – 1800 м [Маннафов и др., 1999].

## ***Разрывные нарушения***

### ***Границы террейнов***

Крупными разломами ограничены тектоно-стратиграфические террейны, и крупные элементы внутри террейнов. Аккреционное строение территории предопределяет широкое распространение крупных надвигов, сдвигов и аллохтонных блоков.

Разломы *Дарпир* и *Мылгинский* являются юго-западным ограничением Омудевского террейна. Оба представляют собой пологие деформированные надвиги, по которым блоки карбонатных и терригенных пород Омудевского террейна надвинуты на юрские терригенные толщи Иньяли-Дебинского террейна. Надвиговая природа разлома Дарпир установлена В. И. Шпикерманом непосредственно в обнажениях и задокументирована при вскрытии зоны разлома в канавах [Сотников, Шпикерман и др. 1983 ф.; Шпикерман, 1998]. Надвиговая природа Мылгинского разлома установлена В. А. Шишкиным по данным электроразведки методом МТЗ [Шишкин и др., 2008]

*Чай-Юрьинский* разлом является юго-западной границей Иньяли-Дебинского террейна. По данным геофизических исследований представляет собой выполаживающийся на глубине взбросо-сдвиг (Л. Л. Фельдман, устное сообщение). В настоящей работе установлено, что Чай-Юрьинский взброс к юго-востоку переходит в Левоколымский надвиг (название дается впервые), который отделяет Иньяли-Дебинский террейн с юго-востока от Вилигинского террейна. Надвиговая природа Левоколымского разлома устанавливается по структурно-картографическим данным: закартированная на этом участке сложная мозаика разновозрастных пород может быть корректно объяснена и отображена на карте только как взаимоотношения аллохтонных и автохтонных блоков. Сложенные юрскими отложениями блоки Иньяли-Дебинского террейна надвинуты на триасовые толщи Вилигинского террейна. В совокупности аллохтонные блоки Иньяли-Дебинского террейна формируют здесь Су-суманский аллохтон.

*Нерючинский сдвиг* и описанный выше Чай-Юрьинский разлом ограничивают, соответственно, с юго-запада и северо-востока протяженный выступ Вилигинского террейна северо-западного простирания, выделенный нами как Аян-Юрхский аллохтон. Нерючинский и Чай-Юрьинский взбросо-сдвиги явились своего рода направляющими «рельсами» вдоль которых и перемещались аллохтонные блоки в северо-западном направлении.

Первичная граница Вилигинского террейна с Кулар-Нерским террейном проводится нами по *Рынскому разлому* северо-восточного направления. Разлом не имеет четкого геологического выражения, так как залечен позднемеловыми гранитоидами. Выделен на основании анализа литолого-фациальных особенностей триасовых и пермских палеобассейнов.

*Нильгысыкский разлом* впервые выделяется как восточная граница Охотского кратонного террейна (микроконтинента). Ранее эта граница проводилась значительно восточнее по *Хейджанскому разлому*. По Нильгысыкскому разлому происходит резкая смена морской перми к востоку от разлома континентальной к западу. Кроме того, разлом фиксируется положительными магнитными аномалиями. Предполагается, что Нильгысыкский разлом является одним из продолжений регионального Адыча-Тарынского сдвига.

Субширотный *Нерючинский разлом* на юге территории вынесен на карту в некоторой степени условно как граница между Вилигинским и Кони-Тайгоносским террейнами. Разлом полностью перекрыт и залечен постаккреционными образованиями. Проводится по гравитационной ступени.

### *Структурообразующие разломы внутри террейнов*

*Разлом Улахан* – крупный постаккреционный крутопадающий линейный разлом, пересекающий по диагонали Омудевский террейн. На территории листа Р-55 проходит лишь небольшой его фрагмент в северо-восточном углу трапеции. Структурный анализ блоков по обе стороны разлома позволил установить, что он представляет собой левосторонний сдвиг с амплитудой перемещений 35–40 км [Мальков, 1976].

*Среднекано-Штурмовской разлом* северо-западного простирания размещается в северо-восточной части Иньяли-Дебинского синклиория. По данным В. Г. Шахтырова [2010] разлом представляет собой знакопеременный сдвиг, контролирующий свиты даек нера-бохапчинского комплекса и золотое оруденение. В северо-западном направлении разлом «сливается» с Мылгинским разломом, ограничивающим Омудевский террейн.

*Кунтук-Дебинско-Умарский разлом* пересекает вдоль простирания юрские толщи Иньяли-Дебинского террейна, выходя за его пределы на юго-востоке. Разграничивает структурно разнородные блоки. Блок к северо-востоку от разлома характеризуется линейной складчатостью северо-западного простирания, широким распространением позднеюрских вулканических образований и гранитоидов басугуньинского и негаяхского комплексов. Юго-западный блок характеризуется обилием крупных массивов гранитов колымского комплекса, преобладанием брахиформных складок с поперечным к общему направлению структур простиранием осей (северо-восточное простирание). В юго-западной части разлом прерывается массивом Северный Бол. Анначаг уаза-инского комплекса, что указывает на допозднемеловой возраст подвижек по разлому. По данным В. Г. Шахтырова [2010] разлом представляет собой знакопеременный сдвиг с небольшой амплитудой перемещения, контролирует золотое оруденение.

*Бургандинский разлом* – продольного северо-западного простирания вдоль оси Иньяли-Дебинского террейна. На юго-востоке выходит за пределы террейна. Пересекает и смещает гранитоидные массивы, смещает границы Сусуманского аллохтона. Разделяет зоны разнородной складчатости, отмечается линейными интенсивными магнитными аномалиями. По данным В. Г. Шахтырова [2010] разлом характеризуется в основном правосторонней кинематикой, контролирует размещение золотоносных жильных свит.

*Сусуманский надвиг* выделяется впервые как северо-западная граница Сусуманского аллохтона. Линия разлома разбита и смещена по сдвигам и сбросам северо-западного простирания.

*Хенике-Кулинский разлом выделяется* в центральной части Аян-Юряхского аллохтона. В большей своей части разлом интерпретируется как пологий надвиг, вдоль которого северо-восточная часть аллохтона частично перекрывает юго-западную. На участках неполного перекрытия в тектонических окнах обнажаются триасовые отложения.

*Тенькинский разлом* – имеет сложное строение. Зона разлома, ширина которой достигает 12 км простирается в северо-западном направлении на удалении 8–20 км от юго-западного ограничения Аян-Юряхского аллохтона. Юго-западная стенка разлома представляет надвиг с падением плоскости сместителя на юго-восток (Главный разлом рудного поля Наталка). Северо-восточная стенка разлома – листрический сброс, (Омчакский разлом рудного поля Наталка). С Тенькинским надвигом связана одноименная рамповая антиклиналь, контролирующая размещение многочисленных золоторудных месторождений Аян-Юряхской структуры.

## **Глубинное строение территории<sup>1</sup>**

Глубинная структура территории рассматривается на основе Схемы глубинного строения листа Р-55 построенной по материалам:

- комплекта карт геофизической основы геологической карты Российской Федерации по листу Р-55(Сусуман) (2011);
- опорного геофизического профиля 2-ДВ (п-ов Кони – о. Врангеля) [Сурков и др., 2008 ф];
- опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ (Северо-восточный участок) [Сальников и др., 2014 ф];
- сейсморазведочных работ по изучению глубинного геологического строения Иньяли-Дебинского синклинория и сопредельных структур в 1985–1988 гг по профилю МОВ «Сусуман». [Большаков и др., 1988 ф];
- сейсморазведочных работ по изучению глубинного строения Аян-Юряхского антиклинория и сопредельных частей Тарыно-Детринского антиклинория и Омuleвского поднятия по профилю МОВ «Арга-Юрях» [Ганов, 1991 ф];
- карты мощности земной коры Циркумполярной Арктики [Шокальский, Кашубин, 2011 ф];

---

<sup>1</sup> Раздел написан при участии Е. Д. Мильштейн и В. Н. Мухина (ВСЕГЕИ)

- схемы рельефа кристаллического фундамента северо-востока Азии масштаба 1 : 2 500 000 [Мильштейн, 2016 ф];
- схемы латеральных изменений средней плотности в консолидированной коре северо-востока Азии масштаба 1 : 2 500 000 [Мильштейн, 2016 ф];
- схемы районирования Российской Арктики на основе комплексной интерпретации потенциальных полей и сейсмических данных масштаба 1 : 5 000 000 [Шокальский, 2014 ф].

Ранее созданная карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики [Шокальский, Кашубин, 2011 ф] была отредактирована и детализирована на основе материалов по ОГПП 3-ДВ и серии расчётных профилей [Мильштейн, 2016 ф].

Положение подошвы складчатого комплекса оценивалось по оригинальной методике [Мильштейн, 2016 ф], в основу которой положено предположение, что верхние кромки латерально контрастных плотностных образований приурочены к единой поверхности и она является кровлей кристаллической коры (подошвой складчатого комплекса). Расчеты выполнены методом деконволюции Вернера и Эйлера, а также применен метод SPI, который используется в пакете Oasis Montaj (Geosoft). Положение подошвы складчатого комплекса прошло проверку и корректировку по априорным данным (сейсмические разрезы, схема мощности осадочного чехла, общегеологические представления).

Определение средней плотности консолидированной коры (рис. 10А) выполнено на основании расчёта геологической редукции («стриппинга») по материалам комплексной редукции поля силы тяжести «Буге-Фая». Геологическая редукция выполнялась в трехмерной постановке с использованием модуля GMSYS-3D пакета «Oasis Montaj» («GEOSOFT») и состояла из нескольких процедур последовательного исключения гравитационного эффекта от: водной толщи, осадочных отложений, рельефа подошвы земной коры, неоднородностей верхней мантии до глубины 140 км. Результатом явился гравитационный эффект от плотностных неоднородностей земной коры, в последующем трансформированный в латеральное изменение плотности земной коры [Мильштейн, 2016 ф].

Относительно предыдущей версии [Шокальский, 2014 ф] на схеме районирования уточнены границы аномальных провинций и областей и введены блоки более высоких порядков. В качестве основы использована схема классификации потенциальных полей, созданная с использованием модуля «интерактивная классификация» комплекса «КОСКАД-3D», при районировании учитывались и параметры глубинного строения – мощность земной коры, мощность консолидированной коры (рис. 10Б).

Анализ указанных геофизических материалов позволил установить следующие особенности глубинного строения территории.

**Подошва земной коры (граница Мохо)** по данным ГСЗ и МОВ ОГТ ОГП 3ДВ и гравиметрическим данным распространяется на глубинах от 46 до 34 км. Наиболее глубокое залегание границы Мохо устанавливается в северо-западной части территории, минимальная глубина – в юго-западной части. Наблюдается отчетливая общая тенденция погружения нижней границы земной коры с юга на север вглубь континента. Для южной части территории,



вблизи побережья Охотского моря, характерно резкое воздымание границы Мохо с севера на юг, что отражается высокоградиентной гравитационной ступенью вблизи южной рамки листа. Центральная часть листа характеризуется относительно ровной поверхностью Мохо, залегающей на глубинах 43–42 км.

**Подошва складчатого комплекса.** Под складчатым комплексом нами понимается верхний слой земной коры, от поверхности до гранитно-метаморфического слоя. Складчатый комплекс представлен неметаморфизованными и слабо метаморфизованными (до средних ступеней зеленосланцевой фации) осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями, а также прорывающими их массивами изверженных пород.

Подстилающий гранитно-метаморфический слой традиционно отождествляется с раннедокембрийскими глубоко метаморфизованными образованиями фундамента древних платформ. На рассматриваемой территории такой фундамент заведомо присутствует только в пределах Охотского кратонного террейна. К появлению физических характеристик, отвечающих гранитно-метаморфическому слою могут привести процессы метаморфизма и магматизма в толщах любого возраста: Изменение физических параметров осадочных пород, позволяющих их интерпретировать как гранитно-метаморфический слой, происходит при метаморфизме начиная с эпидот-амфиболитовой фации, при мигматизации и гранитизации. На разрезах к геологической карте в качестве гранитно-метаморфического слоя показаны метаморфические породы, архейского, раннерифейского возраста, мигматизированные породы перми, триаса и нижней юры, крупные пластообразные гранитные плутоны позднемезозойского возраста.

Наиболее глубокое залегание подошвы складчатого комплекса, по данным сейсморазведки и гравиметрическим данным, устанавливается в северо-восточной части территории (9–8 км), а наиболее приподнятое (3–2 км) на юго-западе листа. Близость к поверхности гранитно-метаморфического слоя на юго-западе вполне объясняется близостью в этой части территории докембрийского фундамента Охотского кратонного блока. Выходы этого фундамента на дневную поверхность установлены на прилегающей с запада территории в непосредственной близости от западной рамки листа. Максимальный провал нижней границы складчатого комплекса на северо-востоке территории частично совпадает с выходами на дневную поверхность наиболее древних для данной территории отложений верхнего рифея, нижнего и среднего палеозоя. Следовательно, объяснить глубокое залегание подошвы комплекса стратиграфической амплитудой здесь невозможно. Такие взаимоотношения могут существовать только при многократном повторении стратиграфического разреза в надвигах и шарьяжах, что подтверждается для данной территории геологическими наблюдениями и материалами сейсмо- и электроразведки.

Для центральной части территории характерны средние значения глубины залегания подошвы складчатого комплекса от 7 до 5 км с отчетливой тенденцией погружения с юга на север. Направление изопахит в этой части листа субширотное, т.е. не совпадает с общим северо-западным направлением структур на современной земной поверхности. Такая структура подошвы

складчатого комплекса противоречит традиционным представлениям об антиклинорно-синклинорном строении территории. Указанное несоответствие может быть объяснено только тем, что складчатый комплекс на большей части рассматриваемой территории находится в аллохтонном залегании.

**Глубинные границы блоков** выделены, главным образом, на основе анализа структуры размещения плотностных неоднородностей ниже подошвы складчатого комплекса. В северной части территории эти границы проявлены на глубинных сейсмических разрезах МОВ-ОГТ ОГГП-3ДВ. Они интерпретируются как глубинные сквозькоровые разломы, по которым контактируют крупные блоки (террейны) аккреционной окраины Северо-Азиатского кратона. Глубинные границы блоков не совпадают с границами крупных тектонических структур (террейнов) на современной земной поверхности. Эти границы либо значительно смещены относительно границ на дневной поверхности, либо вообще занимают резко дискордантное положение по отношению к последним. Общий структурный план от поверхности к глубинным частям территории меняется с северо-западного направления на северо-восточное. Эти соотношения вполне определенно указывают на срыв и значительные горизонтальные перемещения верхних частей блоков, составляющих рассматриваемую территорию.

Выделено два типа глубинных границ, разграничивающих крупные блоки: трансформные и конвергентные.

Трансформные глубинные границы представлены линейными или слабо изогнутыми разломами северо-восточного и субмеридионального простирания. Они разграничивают блоки различной глубинной структуры и плотности. На глубинных разрезах МОВ-ОГТ они отражаются в виде круто падающих на восток или юго-восток линий разграничения структурно отличных фрагментов разреза (2270–2320 км ОГГП 3-ДВ). Относительные прямолинейности и крутой наклон этих разломов, проявления сдвиговых смещений на поверхности, позволяют интерпретировать эти разломы как трансформные.

Конвергентные глубинные границы также разграничивают блоки различной плотности и структуры. На глубинных разрезах МОВ они отражаются в виде характерной зубчатой границы (пересекающиеся пологопадающие разломы), разграничивающей структурно различные фрагменты разреза. На таких участках глубинных разрезов МОВ ОГТ ОГГП фиксируются провалы границы кора-мантия до максимальных для данной территории глубин 45–47 км. На поверхности, вдоль таких зон устанавливаются зоны интенсивного позднемезозойского вулканизма и гранитоидного магматизма. Эти факторы позволяют нам интерпретировать такие границы зоны, как конвергентные границы блоков, сформировавшиеся на месте отмерших позднемезозойских зон субдукции. По времени образования магматических и вулканических комплексов, трассирующих эти палеозоны, мы выделяем позднеюрские и ранне-позднемеловые границы.

Наиболее контрастно конвергентные глубинные границы блоков проявлены на прилегающей с востока территории, где они устанавливаются на ОГГП-2ДВ в интервале 50–150 км и на ОГГП 3ДВ в интервале 2760–2860 км. Судя по геологической ситуации, это два пересечения одной и той же конвергентной границы блоков ранне-позднемелового возраста, на что указывает

параллельное ей развитие вулканических и плутонических комплексов Удско-Мургалского и Охотско-Чукотского вулканогенных поясов. Несомненно, что эта граница распространяется и на южную часть рассматриваемой территории, где она раздваивается, что выражается на поверхности существенным расширением Охотско-Чукотского пояса. На листе Р-55 подобные границы устанавливаются на ОГГП-3ДВ в интервале 2040–2160 км и на двух параллельных пересечениях профиля МОВ «Сусуман» в интервалах между пикетами 1500–1690 и 1890–2050 [Большаков и др., 1988 ф]. Однако эти границы мы относим к позднеюрским, так как они сопровождаются на дневной поверхности позднеюрскими гранитоидами и вулканическими образованиями.

### **Основные глубинные структурно-вещественные неоднородности.**

Проведенный анализ структуры размещения плотностных неоднородностей на глубинах ниже складчатого комплекса, с использованием карт поля силы тяжести и аномального магнитного поля, позволил выявить наиболее крупные структурно-физические неоднородности. Эти неоднородности интерпретируются нами как обособленные блоки земной коры, характеризующиеся определенным вещественным наполнением, структурой и геодинамической природой. В целом, рисунок размещения глубинных блоков полностью отвечает принятой нами модели строения территории как аккреционной окраины Евразийского континента. Однако этот рисунок существенно отличается от структурного плана, закартированного на поверхности. Глубинные блоки отвечают выделенным на поверхности основным тектоническим элементам (террейнам, плитам, складчато-надвиговому поясу), но существенно отличаются от своих близповерхностных элементов конфигурацией. Такое несоответствие, по-видимому, является общей особенностью строения континентальных окраин западного обрамления Тихого океана. Вследствие тектонических движений второй половины мезозоя на активной тихоокеанской окраине Евразии происходили мощнейшие процессы шарьирования и надвигообразования, что привело к существенным перестройкам структурного плана территории вблизи поверхности (на глубинах от 5–12 км от поверхности). На широкое развитие надвигов вблизи дневной поверхности указывают и материалы глубинных разрезов МОВ ОГТ ОГГП-3ДВ и профиля МОВ «Сусуман».

Ниже приводятся физические характеристики выделенных глубинных блоков.

*Верхоянский складчато-надвиговый пояс* (ВП) представляет собой восточную часть Северо-Азиатского кратона. На рассматриваемую территорию распространяется лишь небольшой крайний восточный фрагмент пояса. Характеризуется в целом слабо дифференцированным фоновым магнитным полем в диапазоне от –100 до + 100 нТл. Средняя плотность земной коры понижена, значения поля силы тяжести минимальные для рассматриваемой территории, структура аномалий плотности однородная. С севера и юга сочленяется с соседними блоками по зонам конвергенции позднеюрского (с севера) и ранне- позднемелового (с юга) возраста. Восточная граница интерпретирует-

ся нами как трансформная. В поле силы тяжести эта граница отражается отчетливой меридиональной гравиметрической ступенью. Глубинная часть блока по отношению к его выходу на дневную поверхность распространяется далеко на восток и юг (на 50–60 км), что указывает на перекрытие его надвигами в направлении с востока на запад. Блок интерпретируется нами как пассивная амагматогенная континентальная окраина на зрелой континентальной коре.

На геолого-геофизическом разрезе Б<sub>1</sub>-Б<sub>3</sub> к геологической карте показан раннерифейский фундамент Верхоянского пояса (RF<sub>1</sub>). Такая интерпретация основывается на данных о раннерифейском возрасте метаморфических пород фундамента крайней восточной части Северо-Азиатского кратона [Смелов и др. 2001]. Фундамент этой части кратона сложен метаосадочными породами, биотитовыми и мусковит-биотитовыми гнейсами, Nd изотопный возраст которых 1,4–1,0 млрд лет. По геофизическим данным и структурным построениям предполагается, что метаморфический комплекс, выделенного А. П. Смеловым с соавторами Лена-Алданского позднепротерозойского орогенного пояса, в раннем мелу был перекрыт аллохтонными пластинами складчатого комплекса Вилигинского террейна.

*Кулар-Нерский* террейн (КН) занимает северо-западную часть площади листа. На рассматриваемой территории присутствует лишь юго-восточное окончание блока. Характеризуется в целом практически недифференцированным фоновым магнитным полем в диапазоне от –100 до + 50 нТл. Плотность земной коры средняя, характерны весьма низкие значения поля силы тяжести, структура аномалий плотности линейная и однородная. Юго-западная граница с Верхоянским складчато-надвиговым поясом – по зоне конвергенции блоков юрского возраста. Северо-восточная и юго-западная границы – по глубинным трансформным разломам, отражающимися в поле силы тяжести гравитационными ступенями. Глубинная часть блока значительно расширена на северо-восток по отношению к поверхностной. Это обстоятельство указывает на перекрытие северо-восточной части террейна надвигами юго-западного направления. Блок интерпретируется нами как пассивная окраина Северо-Азиатского кратона, отчлененная от него в результате рифтогенеза.

Верхняя граница гранитно-метаморфического слоя в пределах террейна залегает на глубине 6–7 км. На глубинном разрезе МОВ ОГТ ОГГП ЗДВ (инт. 2120–2220 км) на этой глубине фиксируется субгоризонтальная прерывистая область сейсмической прозрачности мощностью 2–3 км, что интерпретируется нами как пластообразный плутон гранитоидов тас-кыстабытского комплекса (геолого-геофизический разрез А<sub>1</sub>-А<sub>3</sub>).

*Вилигинский террейн* (ВЛ) в своей глубинной части занимает обширную территорию в центре и в восточной половине листа Р-55. Магнитное поле слабо дифференцированное, намагниченность близка к фону от –100 до +50 нТл. Средняя плотность земной коры повышенная. Структура аномалий плотности линейная (на юге) и центрально-зональная на востоке и севере. Западная и северо-западная глубинные границы блока интерпретируются нами как трансформные разломы. С обеими совпадают довольно отчетливые гравитационные ступени с повышением внутрь блока, вследствие чего рас-

смастриваемый блок характеризуется относительно повышенным полем силы тяжести и повышенной средней плотностью земной коры. Северо-восточная граница отчетливо выражена на глубинном разрезе МОВ ОГТ ОГГП 3-ДВ в интервале 2280–2320 км как поднадвиговый разлом падающий в восточном направлении. Относительно пологий след разлома обусловлен тем, что геофизический профиль здесь проходит под острым углом к границе. С юга блок сочленяется с Кони-Тайгоносским островодужным террейном по зоне конвергенции ранне-позднемелового возраста. Эта зона проявлена на двух параллельных сечениях ОГГП 2-ДВ и 3-ДВ на прилегающей с востока территории, соответственно в интервалах 50–150 км и 2760–2860 км. Поверхностные элементы террейна в северо-западной части выходят за пределы глубинных границ, образуя аллохтонные пластины (Аян-Юряхский аллохтон). Выходящая на поверхность подошва такой пластины проявлена на глубинном разрезе МОВ ОГТ ОГГП 3ДВ в интервале 2218–2240 км. Пластина сложена верхнепермскими отложениями и надвинута на триасовые толщи Кулар-Нерского террейна. Формационное наполнение и физические характеристики террейна позволяют нам интерпретировать его как блок с корой переходного типа, представлявший собой в позднем палеозое и мезозое основание задугового бассейна.

По гравиметрическим данным глубина залегания подошвы складчатого комплекса в пределах террейна увеличивается с юга на север с 4 до 8 км. В северной части террейна частично пересечен профилями МОВ «Арга-Юрях» и «Сусуман». На глубинах около 8 км в разрезе МОВ фиксируется отчетливая слегка волнистая верхняя граница слабо отражающего горизонта мощностью более 4 км (нижняя граница профилями не освещена). Этот горизонт интерпретируется нами как, залегающий под аллохтоном гранитно-метаморфический слой, сложенный мигматизированными и гранитизированными в раннем мелу осадочными породами перми, триаса и нижней юры (геолого-геофизический разрез Б<sub>1</sub>-Б<sub>3</sub>). Такая интерпретация основывается на данных о ксенолитах в дайках в районе золоторудного месторождения Дегдекан [Акинин и др., 2003]. По данным В. В. Акинина с соавторами в позднемеловых лампрофировых дайках, прорывающих пермские отложения обнаружены ксенолиты метатерригенных плагиогнейсов и метаморфических сланцев U-Pb SHRIMP возраст которых 128–130 млн лет. Здесь же встречены ксенолиты плагиогранито-генйсов с U-Pb возрастом 140–142 млн лет. Вместе с тем, в ядрах некоторых зерен циркона установлены U-Pb SHRIMP даты 308±10, 211±6, 193±6. Два последних значения отвечают соответственно позднему триасу и ранней юре. Появление цирконов с такими датами в дайке среди пермских отложений может быть объяснено только захватом этих зерен из автохтона, сложенного метаморфизованными терригенными породами триаса и юры. Эта ситуация и отображена на геолого-геофизическом разрезе Б<sub>1</sub>-Б<sub>3</sub>. Полученные В. В. Акининым и др.[2003] данные цирконометрии ксенолитов являются еще одним доказательством аллохтонной природы Аян-Юряхского блока.

*Иньяли-Дебинский террейн* (ИД) клином вдается в пределы территории листа Р-55 у его северной рамки. Характеризуется резко дифференцированным магнитным полем. Значения магнитного поля варьирует от –250 до

800 нТл., магнитные аномалии имеют линейный характер, вытянуты в северо-западном направлении. Плотность земной коры средняя. Структура аномалий плотности дифференцированная, характерны низкие значения поля силы тяжести. Юго-западная граница террейна плавно изогнута выпуклой частью на юго-запад. Эта граница проявлена на глубине ниже 7 км от поверхности на профиле МОВ «Сусуман» в двух параллельных сечениях в интервалах между пикетами 1546–1732 и 1778–1928 в виде межблокового разлома, падающего на северо-восток под углом  $45^{\circ}$ – $50^{\circ}$  [Шпикерман, 1998]. По своей природе разлом, скорее всего, представляет собой сбросо-сдвиг, трансформировавшийся впоследствии в надвиг. Поверхностная часть блока распространяется на 50–80 км юго-западнее описанной границы, что указывает на обширное надвигообразование в этом направлении (Сусуманский аллохтон). Подошва надвига устанавливается по данным МОВ-ОГТ ОГПП 3-ДВ на глубинах от 0 до 12 км в интервале профиля 2250–2450 км, а на параллельном интервале профиля МОВ «Сусуман» (пикеты 382–978) несколько выше – до 7–8 км. Последние значения близки к расчетной глубине залегания подошвы складчатого комплекса в районе пролегания обоих профилей по гравиметрическим данным.

Северо-восточная глубинная граница террейна интерпретируется нами как зона конвергентного сочленения Иньяли-Дебинского террейна с соседним Омулёвским. На профиле МОВ «Сусуман» это сочленение выявляется в двух параллельных сечениях в интервалах между пикетами 1480–1732 и 1778–2050 [Большаков и др., 1988 ф; Шпикерман, 1998] в виде блока с пилообразным контуром, с повышенной плотностью отражающих площадок, наклоненных в разные стороны. Эта граница отчетливо фиксируется гравитационной ступенью. Скорее всего, граница представляет собой отмершую в конце юры зону субдукции юго-западного (в современных координатах) падения, на что указывают развитые над ней позднеюрские вулканогенные и плутонические образования. Формационное наполнение и физические характеристики террейна позволяют нам интерпретировать его как блок с деструктурированной континентальной корой, представлявший собой в мезозое основание окраинного моря (микроокеана) или задугового бассейна.

Гранитно-метаморфический слой, верхняя кромка которого находится на глубине 7–8 км, по аналогии с предыдущим блоком, представлен пермскими и триасовыми мигматизированными и гранитизированными терригенными породами автохтона, в качестве которого выступает окраина Вилигинского террейна. Аллохтон, сложенный образованиями складчатого комплекса Иньяли-Дебинского террейна, имеет двухэтажное строение. Верхняя пластина представляет собой описанный выше Сусуманский аллохтонный блок. Нижняя, сложенная также образованиями Иньяли-Дебинского террейна, является паравтохтоном для Сусуманского блока, залегающего, в свою очередь, на автохтоне, которым служит край Вилигинского террейна. Толщина нижней пластины 2,0–2,5 км. На профиле МОВ «Сусуман», она повсеместно отражается в виде субгоризонтального горизонта с высокой плотностью отражателей. Время формирования надвигов различно. Сусуманский аллохтонный блок сформировался, по-видимому, в поздней юре, так как его границы местами залечены гранитоидами позднеюрского колымского комплекса. Ниж-

няя граница аллохтонного пакета, связана с более поздними движениями (ранний мел).

*Омулёвский террейн* (ОМ) присутствует на рассматриваемой территории в виде небольшого фрагмента в северо-восточном углу листа Р-55. В целом, характеризуется слабо дифференцированным фоновым магнитным полем в диапазоне от  $-100$  до  $+100$  нТл. Плотность земной коры средняя, при средних для территории значениях поля силы тяжести, структура аномалий плотности дифференцированная. На территории установлена только юго-западная глубинная граница с Иньяли-Дебинским террейном. Граница интерпретируется как зона ковергенции блоков на месте отмершей зоны субдукции (подробное описание дано при характеристике Иньяли-Дебинского террейна). На поверхности террейн представлен наиболее древними для рассматриваемой территории шельфовыми терригенно-карбонатными толщами нижне-среднего палеозоя, при том, что расчетная глубина залегания подошвы складчатого комплекса здесь достигает максимальных для рассматриваемой территории значений (8–9 км). Это указывает на то, что приповерхностная часть блока представляет собой пакет надвиговых пластин, надвинутых на образования Иньяли-Дебинского террейна [Мальков, 1976; Шпикерман В. И., Шпикерман Л. А., 1990]. Блок интерпретируется нами как пассивная окраина Северо-Азиатского кратона, отчлененная от него в результате рифтогенеза.

Строение террейна до глубин 10–12 км оценивается по материалам профиля МОВ «Сусуман» в интервале между пикетами 2050–2200 [Большаков и др., 1988 ф]. В его верхней части устанавливаются тонкие (1,0–1,5 км) чешуи и пластины осадочных пород силура и девона, надвинутых на отложения верхнего палеозоя и мезозоя. Более глубокие части террейна характеризуются наличием многочисленных пологих ( $30^\circ$ – $40^\circ$ ) взбросов и сбросов, отражающих сложную конвергентную границу Омулёвского и Иньяли-Дебинского террейнов и систему подошвенного надвига Урультунского аллохтонного блока.

*Охотский террейн* (ОХ) размещается в юго-западной части листа Р-55. Большая часть блока выходит за пределы рассматриваемой территории на лист Р-54. Магнитное поле умеренно дифференцировано, значения варьируют от  $-250$  до  $+400$  нТл. Поле силы тяжести с севера на юг изменяется от низких до средних значений. Средняя плотность земной коры пониженная, структура аномалий плотности – дифференцированная. Южная и северная глубинные границы представлены описанными выше меловыми зонами конвергенции блоков. Восточная граница интерпретируется как трансформная. Восточная граница параллельна восточной границе Охотского террейна на поверхности (Нильгысыкский разлом), но «отскакивают» от последней на 70 км к востоку, что указывает на возможное перекрытие блока крупной аллохтонной пластиной с востока на запад. Мощность осадочного слоя (чехла) в этой части территории минимальная (2–3 км), что указывает на близость древнего кристаллического фундамента. Физические характеристики террейна, а также геологические наблюдения на поверхности позволяют интерпретировать его как блок со зрелой континентальной корой, представляющий собой фрагмент фундамента древней платформ.

*Кони-Тайгоносский террейн* (КТ) на дневной поверхности вскрывается на юге территории к востоку от Охотского террейна. Характерно сильно дифференцированное магнитное поле с высокими положительными значениями. Общий диапазон значений магнитного поля от  $-200$  до  $+800$  нТл. К блоку приурочена крупнейшая приохотоморская гравитационная ступень, в пределах которой поле силы тяжести с севера на юг резко изменяется от средних до высоких значений. Средняя плотность земной коры в пределах блока высокая. Структура аномалий плотности линейная, совпадающая с общим субширотным простираем блока. Блок зажат между двумя ветвями конвергентной зоны мелового возраста, описанной выше. Высокие намагниченность и общая плотность, наличие в границах Кони-Тайгоносского террейна вулканических образований островодужного типа, позволяют интерпретировать эту структуру как блок ноообразованной земной коры под островной дугой с включением в него фрагментов нижней коры и мантии.

*Охотоморская плита* (ОП). Присутствие на глубине у самой южной рамки листа фрагмента ложа Охотского моря лишь предполагается, так как наземных свидетельств этому в пределах рассматриваемой территории не установлено. Физические характеристики (сильно дифференцированное магнитное поле, пониженная средняя плотность коры) скорее всего, отвечает деструктурированной континентальной коре.

---



---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория является частью Яно-Чукотской горной страны, принадлежит области молодого рельефообразования, в пределах которой развиты неотектонические зоны с чередованием горных меридионально вытянутых ступенчатых глыбовых поднятий (рис. 11). Основные морфоструктуры, характеризующие её облик, представлены в северо – западной части Оймяконским нагорьем, расположенным между склоном хр. Тас – Кыстабыт и Верхоянской горной системой, в северной части Нерским плоскогорьем, являющимся составной частью Верхне-Колымского низкогорья, примыкающего с юго-запада к горной системе Черского. Большая часть территории на севере и северо-востоке представляет периферия горной системы Черского, хребты и гряды (Тас – Кыстабыт, Охандья, Черге, Ненгеджек, Берелехская, гряда Малых Порогов, Анначаг, Уза – Ина). На юге хребет Черского переходит в Охотско-Колымское нагорье, являющееся водоразделом между реками Колымского бассейна и Охотского моря. Центральную и юго – восточную часть листа занимает Верхнеколымское нагорье, расположенное в верховьях реки Колыма, на западе оно граничит с хребтами Тас-Кыстабыт и Сунтар-Хаята, на севере к нему примыкают цепи хребта Черского. Нагорье включает в себя небольшие хребты с преобладающими высотами 800—1600 м. Нагорье пересекается такими реками, как Аян – Юрях, Берелех, Кулу.

На территории листа расположены межгорные впадины, относимые к особому типу объемно-площадных морфоструктур. По возрасту выполняющих их отложений заложение их относится к верхнему мелу. В современном рельефе это изометричные эллипсоидные Толонская впадина или линейные (Берелехская, Малык-Сиенская). Более древнего заложения – Челомджинская. Ведущая роль в создании морфоструктур принадлежит неотектоническим поднятиям, в связи с чем наибольшую площадь в районе занимает выработанный рельеф. Вторая генетическая категория – аккумулятивный рельеф – формируется в пределах долин-грабен и межгорных впадин. Во впадинах преобладает речная и озерно-речная аккумуляция. На границах низин с горами большое значение приобретает пролювиальная аккумуляция, в горах и предгорьях – ледниковая. Вследствие эксплуатации месторождений россыпного золота возник техногенный рельеф. Морфоструктуры обычно разделены неотектоническими и активизированными в кайнозой древними разломами, выраженными уступами на склонах гор и прямолинейными участками речных долин.

## ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

В его составе выделяются три генетические группы: денудационная, аккумулятивная и техногенная. Они образованы флювиальными, гляциальными, криогенными и техногенными процессами, а также комплексной денудацией и аккумуляцией.

### Денудационная группа

Рельеф альпинотипного высокогорья, с крутыми и средней крутизны склонами ( $25^{\circ}$ – $40^{\circ}$ ) распространен в областях альпийского высокогорья хр. Сунтар-Хаята на абсолютных отметках 2400 – 2959 м и в горной системе хр. Черского, сформирован в областях максимальных новейших блоковых поднятий. Для рельефа характерны V-образные долины, крутые склоны обвально-осыпного сноса и узкие гребневидные водоразделы.

Экзарационной деятельностью ледников, образованы днища и плечи долин-трогов, сквозных долин или трогов-перевалов, а также кары и цирки. Два горно-долинных оледенения, юглерское и хетакагчанское, оказали существенное влияние на морфологию речных долин, имеющих четко выраженный троговый характер. В эпоху наиболее древнего (среднеплейстоценового) полупокровного оледенения экзарационная деятельность ледников привела к образованию массивного высокогорья, а на водоразделах – поверхностей выравнивания с эрратическими валунами. Кары и цирки, как наиболее характерные формы рельефа ледникового происхождения, отмечаются в большом количестве в приводораздельной части хребтов.

Рельеф крутых склонов и всхолмленных водоразделов, выработанных на субстрате секущих интрузивных тел и их приконтактных зон представлен горными хребтами Черге и Ненгеджек, выделяющиеся на фоне вершинных поверхностей средне- и низкогорных сооружений высокогорным альпинотипным рельефом, сформировались на устойчивых к агентам денудации гранитоидных породах в условиях интенсивных неотектонических поднятий. По особенностям их проявления и воздействия на процессы рельефообразования, в высокогорье выделяются районы более и менее интенсивных и непрерывных поднятий. Абсолютные высоты междуречий высокогорного рельефа составляют 1 600 – 2 240 м, а относительные превышения их над днищами долин – 800–1 200 м. Склоны созданы экзарацией и существенно переработаны эрозионными, нивационными, обвально-осыпными процессами и морозным выветриванием. Следы ледниковой деятельности на них в виде многочисленных каровых лестниц, нивационных ниш, эрратических валунов, трогов, каровых и моренных озёр развиты повсеместно в пределах абсолютных отметок 1500–2170 м (хребты Сунтар-Хаята, Кулинский, Халканский и примыкающие к ним с севера отроги). Лестницы каров расположены, как правило, в истоках трогов. Абсолютные отметки днищ каров шириной от 0,8 до 3 км на хр. Сунтар-Хаята 1600–1800 м. К северу и северо-востоку они опускаются до 1200–1400 м (верховья и истоки рек Худжах, Эрыча, Кеньеличи, Майма и др., хр. Халканский, юго-западные отроги Беренджинского хребта). Кары открыты в сторону троговых долин, стенки их крутые, часто отвесные высотой от 100 до

700 м, изрезаны узкими эрозионными бороздами, часть из которых является селеносными лотками. Верхние части стенок увенчаны острыми гребнями, которые при смыкании нескольких каров образуют карлинги, подножья загромождены крупноглыбовым коллювием, формирующимся при сходе снежных лавин и обвалов, днища заполнены крупноглыбовым и щебнистым материалом, образующим холмы, бугры и валы фирновой и каровой морен. У большинства каров хорошо выражен ригель и ещё не спущены озера. Троговые участки долин протяженностью до 20 км имеют поперечный корытообразный профиль с пологовогнутом дном и следами ледниковой полировки крутых, выполаживающихся книзу бортов. Продольный профиль долин ступенчатый, обусловленный чередованием переуглубленных участков – бассейнов выпаживания, часто являющихся ваннами моренных озёр. Наиболее крупные из них находятся в верховьях рек, стекающих с междуречий Худжах–Эльген, Эльген–Кеньеличи, Кеньеличи–Кулу–Нонна. Днища трогов выполнены основной, береговой (боковой) и конечной мореной, поверхность её мелкобугристо-западинная. В понижениях иногда встречаются небольшие озера. В верховьях ряда водотоков и на перевалах наблюдаются признаки типичных трогов (сглаженность нижних частей склонов, отполированность выступов горных пород, наличие устьевых ступеней, ригелей, небольших ледниковых озёр). В хребте Анначаг, на приподнятых участках, есть также альпинотипное среднегорье с острыми и скалистыми пирамидальными вершинами с абсолютными отметками 1944, 1934, 1875 м (высоты Большой и Малый Анначаг, Омчикская). Здесь местами сохранились ледниковые формы рельефа (кары, троговые долины, морены, скопления эрратических валунов), водоразделы на таких участках гребневидные с останцами коренных пород, склоны крутые скалистые обвально-осыпные, в карах – обрывистые. Долины глубокие и узкие V-образные, с продольным уклоном инстративных пойм до 0,125 [Балушев, 1961 ф]. Руслу ступенчато-порожистые со скалами и водопадами высотой до 2 м.

Тип склонов, выработанных на субстрате сложно дислоцированных пород занимает наибольшие площади. К этому типу рельефа относятся различной крутизны склоны: крутые и обрывистые (более 30°) склоны и преимущественно гребневидные водоразделы, средние (20 – 30°) и пологие (менее 20°), образовавшиеся в результате литоморфной препарировки, выработанные на субстрате сложно дислоцированных вулканогенно – осадочных и терригенных пород палеозойско-мезозойского возраста в областях среднегорья и низкогогорья.

Крутые склоны, выработанные на субстрате сложно дислоцированных вулканогенно – осадочных пород, распространены в основном в среднегорье. Созданы эрозией и существенно переработаны обвально-осыпными процессами. В пределах средне-высокогорных участков и примыкающего к ним среднегорья с абсолютными отметками 1300–1500 м и относительными превышениями 500–600 м склоны крутизной 25–35° подробно рассчитаны эрозионной сетью прямые и выпуклые, часто покрыты осыпями, местами террасированы за счет препарировки пластов наиболее устойчивых к выветриванию пород, в местах подмыва реками обрывистые. Вершинные поверхности узкие, гребневидные, часто скалистые, с денудационными останцами. Расчле-

няющие склоны небольшие водотоки в верховьях имеют крутой продольный и V-образный поперечный профили. Местами встречаются полуразрушенные кары и троговые долины, переработанные позднейшими процессами эрозии и морозного выветривания.

При удалении от осевых частей хребтов и их отрогов склоны приобретают более сглаженные очертания. Вершинные поверхности становятся более широкими и уплощенными, плавно переходящими в средней крутизны (до 25°) склоны, часто покрытые глыбово-щебнистыми осыпями.

Склоны средней крутизны и пологие, выработанные на субстрате сложно дислоцированных терригенных пород, распространены как в областях среднегорья (где преобладают склоны средней крутизны), так и в низкогорье. В среднегорье верхние части склонов преимущественно прямые, или слабо выпуклые, покрытые щебенчатыми осыпями, частично задернованные и занятые редколесьем. Зачастую они террасированы выходами устойчивых к выветриванию пластов песчаников, включающими небольшие массивные останцы выветривания. Нижние части этих склонов полого вогнутые, задернованные и покрытые редколесьем. Абсолютные высоты водоразделов среднегорья составляют 1200 – 1500 м, а относительные превышения над дном прилегающих долин – 300 – 600 м. Характерны несколько сглаженных полого выпуклые, реже гребневидные водоразделы с редкими останцами выветривания. Речная сеть хорошо развита. Глубина эрозионного вреза достигает 600 м. Продольный профиль долин крутой, с небольшими водопадами в верховьях, поперечный преимущественно V-образный. Долины часто троговые, переработанные позднейшими процессами эрозии и денудации. В составе агентов денудации в настоящее время преобладают морозное выветривание и гравитационные процессы: десерпционные и плоскостной смыв.

Ближе к подножью склоны постепенно выполаживаются до 15–20°, доминирующей становится их вогнутая, иногда ступенчатая форма. Денудационные останцы выветривания встречаются реже. Солифлюкционными процессами очертания склонов сглажены, хотя их эрозионное расчленение довольно интенсивное. Преобладают долины водотоков с U-образным и трапециевидным поперечным профилем. Днища долин заняты поймой и фрагментами низких террас, зачастую наложенными на донную морену. Сглаженное низкогорье примыкает к обрамлению Хиникенской впадины и образует локальные участки среди расчленённого низкогорья на выходах глинистых пород триаса и перми. Здесь абсолютные отметки вершинной поверхности – 900–1100 м, относительные превышения – 150–200 м, редко достигают 300 м. Склоны относительно пологие (10–15°), преимущественно с делювиальными и солифлюкционными накоплениями. Многие террасы, в обрамлении впадин и долины, погребены под делювиальными и солифлюкционными шлейфами.

Рельеф, представленный эрозионно – денудационными пологими (5° – 15°) склонами и субгоризонтальными поверхностями, созданные процессами длительного плоскостного смыва, солифлюкции, местами – ледниковой обработкой и шлифовкой, развит в южной и юго-восточной частях территории листа, в обрамлении Челомджинской впадины, по бортам долины р. Иня, на междуречье Нюриченя – Мана Иняйская. Формирование их происходило на площадях, сложенных разными породами, но в основном пермскими терри-

генными и меловыми вулканогенными и интрузивными образованиями. Крутизна склонов, незначительная (5–10°, реже до 15°). Их вогнутая, сглаженная, местами ступенчатая форма обусловлена как гравитационными и солифлюкционными процессами, протекающими на их поверхности, так и обработкой ледником. Они плавно переходят в субгоризонтальные (0–5°) поверхности, на которых развиты многочисленные озёра различной формы и размеров.

С мерзлотными процессами здесь связано возникновение таких микроформ рельефа как бугры пучения, булгуньяхи, термокарстовые западины, каменные многоугольники.

Рельеф, созданный эрозией и комплексной денудацией представлен реликтами поверхности выравнивания. Создан совместным воздействием гравитационных процессов, плоскостного смыва и солифлюкции. Это плоские или слабовыпуклые субгоризонтальные водораздельные поверхности, покрытые глыбово-щебенистым или песчано-дресвяным элювием (мощностью до 1 – 3 м). Изредка, в углублениях коренных пород залегают пестрые глины, условно относимые к корам выветривания [Валнетер, Карташов, 1964].

В интервалах абсолютных высот 800–1400 м и 1600–2200 м на вершинах и склонах хребтов сохранились остатки древней поверхности выравнивания в виде субгоризонтальных плоских и слабоволнистых площадок размером от 0,3 до 3 км<sup>2</sup>, покрытых щебнисто-глыбовым элювием. Переход их к склонам довольно резкий. Расположение реликтов поверхности выравнивания на разных гипсометрических уровнях скорее всего можно объяснить проявлением новейших блоковых поднятий различной амплитуды.

### **Аккумулятивная группа**

Из аккумулятивных форм рельефа на площади распространены аллювиальный, аллювиально – пролювиальный и пролювиальный типы, ледниковый, гляциофлювиальный и ледниково-озерный.

Формы, созданные речной аккумуляцией, представлены поймой и комплексом надпойменных террас рек Аян – Юрях, Колыма, Берелех, Дебин, Кулу, Асиберган, Нют, Нилгысыг, Иня, Челомджа, и их притоков. Аллювиально – пролювиальный и пролювиальный типы установлены в бассейне реки Челомджа. Рельеф, созданный ледниковой аккумуляцией, представлен основной, береговой, конечной мореной и водно-ледниковыми террасами, развитыми в долинах вышеупомянутых рек и в межгорных впадинах.

Пойма, выполненная голоценовым аллювием, развита в долинах всех водотоков. Ширина её колеблется от нескольких метров в долинах небольших ручьев до 1,5–3 км в долинах вышеупомянутых рек, высота не превышает 3 м. В верховьях рек и в пределах antecedentных участков пойма отсутствует или перекрыта склоновыми отложениями, а русло водотока на значительном протяжении представляет собой сплошной перекаат. Поверхность поймы неровная, волнисто-бугристо-гивистая с обилием промоин, пересыхающих протоков, следов блуждания русла. К её отчётливо выраженному тыловому шву приурочены заболоченные понижения. Рельеф её поверхности подвержен изменениям во время паводков. В руслах и на поверхности поймы больших и средних рек формируются наледи и связанные с ними наледные

поляны, в пределах которых русла водотоков ветвятся на большое количество рукавов. Размеры наледей и наледных полян различны: от первых десятков и сотен метров до нескольких километров в длину и ширину. Иногда в верховьях рек и в ручьях они занимают всё днище долины. Наиболее широкую пойму на площади имеет р. Берелёх – до 6 км на отрезке между ручьями Горелый и Солнечный. Ниже по течению она сужается и в устьевой части руч. Тукаинка не превышает 1,5 км. Пойма почти полностью преобразована в процессе отработки россыпи. Источниками золота в россыпях Берелеха являются многочисленные притоки с богатыми россыпями, а также многочисленные проявления золоторудной кварцевой формации в осадочных породах и дайках коренного ложа. Голоценовые россыпи сформировались преимущественно в результате размыва золотоносного аллювия высоких террас и одновременной подпитки за счет эрозии коренных источников золота.

Надпойменные террасы сформированы в долинах крупных и средних рек района. Размеры их колеблются от первых десятков и сотен метров до 1–2 км в ширину и до нескольких километров в длину. Площадки террас высотой до 50 м ровные или слабоволнистые со следами эрозионной деятельности, залесены, на открытых участках заболочены, с большим количеством озер, термокарстовых западин, бугров пучения и каменных многоугольников. Уступы в большинстве случаев хорошо выражены, в местах подмыва реками – обрывистые. Тыловые швы часто завуалированы делювиально-пролювиальными шлейфами. Площадки более высоких террас значительно нарушены эрозией. В долине р. Берелех широко распространены террасовые россыпи, в средней и нижней частях золотоносной долины. Известны на 9 уровнях от 10 до 220 м. Промышленные россыпи известны до 140 метрового уровня, но основная часть запасов сосредоточена до 50 метрового уровня. Протяженность террасовых россыпей колеблется от 300 до 2000 м, ширина от 10 до 450 м

Аллювиальные шлейфы и конусы выноса окаймляют хребты Черге и Ненгеджек, спускаясь в долины мелких водотоков, частично переминаясь в них и перекрывая аллювий с россыпями золота. Мощность рыхлых отложений, слагающих эти формы рельефа, – от 5 до 10–15 м, а наклоны поверхностей, осложненных мелкими флювиальными формами [Ефимов, 1974 ф], составляют от 2–3° до 5–10°. В устьях небольших ручьев с крутыми продольными профилями конусы выноса имеют в плане форму треугольника с шириной в основании от 50-до 500 м. Уклон поверхности, обычно задернованной и залесенной, – от 5–10° до 15–20°. Слагающий конусы выноса рыхлый материал отличается грубой сортировкой [Иванова, Леженко, 1971 ф].

Грядово – бугристые поверхности днищ долин малых водотоков, сложенные аллювиально – пролювиальными образованиями, распространены в днищах долин верховьев водотоков, на поверхности пойм и низких надпойменных террас голоцена и верхнего неоплейстоцена. Поверхности днищ здесь характеризуются бугристо-гривисым рельефом, часто осложняемым пролювиальными конусами выноса боковых притоков.

Поверхности, созданные ледниковой аккумуляцией. Рельеф представлен основной (донной) мореной, присутствует почти во всех долинах крупных рек, прослеживаясь в виде узких полос вдоль их бортов. Поверхность её слабо всхолмлена. В западинах и котловинах между холмами обычны неболь-

шие озёра. В межгорных впадинах и расширениях долин поверхность донной морены расчленена густой сетью мелких ложбин и промоин, образованных временными потоками. Валы краевой и конечной морен подвергнуты значительной денудации. Наиболее крупные и хорошо сохранившиеся валы конечных морен в виде поперечных поясов, перегораживающих долины, наблюдаются в низовьях рек Хейджан и Хивэг. В плане форма их серповидная, выпуклой стороной обращенная к юго-западу. Длина конечноморенных валов в троговых долинах колеблется от первых десятков и сотен метров до нескольких километров, высота достигает 25 м. Местами моренные валы подпруживают небольшие озёра.

Ледниковые формы зырянской эпохи оледенения представлены валунными галечниками основной морены, скалисто-западинным микрорельефом поверхности и небольшими термокарстовыми озерами. Мощность ледниковых отложений оставленных ледниками, продвигавшимися через верховье р. Мылга и Момантайскую впадину, достигает 70–80 м.

Формы сартанского оледенения, отличающиеся относительной сохранностью, представлены карами, троговыми долинами, основными, конечными и боковыми моренами. Последние образуют своеобразные пологонаклонные равнины, на поверхности которых выделяются гранитные отторженцы объемом до 70–100 м<sup>3</sup>. Конечноморенные валы и гряды высотой 8–10 м отделяют предгорные окраины равнины, высланные валунами и глыбами гранитов от «придолинной» покрытой редколесьем части. Мощность ледниковых отложений от верхних моренных валов к нижним возрастает от 15 до 60 м. Реликты неразмытых боковых морен, высотой гряд 15–25 м и протяженностью до 150–200 м, сложены несортированными глыбами и валунами гранитов [Ковтун, 1959 ф].

Поверхность надпойменных гляциофлювиальных террас. Их формирование связано с эрозионной и аккумулятивной деятельностью водноледниковых потоков. Поверхность их, как правило, плоская с незначительным уклоном в сторону русел. Максимальная ширина террас 2 км, высота 12–20 м. Проксимальными сторонами они примыкают к конечным моренам, в дистальном направлении постепенно переходят в надпойменные террасы. Гляциофлювиальные террасы позднеоплейстоценового возраста высотой от 8–10 до 25–30 м аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные отмечаются в долине рек Берелех, Тымтей и Иня в приустьевых частях притоков, а также в долине р. Туджак и в верховье р. Мана. Террасы имеют хорошо выраженный уступ и ровную или слабо наклонную сухую поверхность. Террасы, развитые в верхнем течении рек Мана, Нюричьенья и других мелких рек и имеющие небольшие размеры, отнесены к эпохе сартанского оледенения на основании возраста слагающих их отложений, соответствующих четвертой ступени поздней поры неоплейстоцена [Ананьев и др., 1983 ф]. Возраст террас, развитых в крупных долинах, установлен на основании возраста слагающих их отложений.

Плоскостным намывом и временными потоками вдоль нижних выположенных частей горных склонов созданы делювиально-пролювиальные шлейфы, не выражающиеся в масштабе схемы. Поверхность их шириной от первых десятков метров до 1,5 км незначительно всхолмлена, расчленена доли-

нами небольших ручьев и распадков, уклон её в сторону тальвегов водотоков 5–15°.

Полого наклонные слабовсхолмленные поверхности, сформированные подпрудными ледниковыми озерами. Этот тип рельефа в Хеникенской впадине и в долине реки Челомджа. Большую часть аккумулятивного рельефа составляют плосковолнистая или слабовсхолмлённая озёрно-аллювиальная равнина, холмистый рельеф конечной морены позднеплейстоценового оледенения и озёрно-болотные (биогенные) равнинные участки.

Равнина, занимающая центральную часть Хеникенской впадины, имеет площадь порядка 250 км<sup>2</sup>, полого-волнистую поверхность, сильно заболочена и задернована, в пониженных участках располагаются озера и болота. Отложения залегают также на выположенных участках низкогорного рельефа по периферии впадины.

### **Техногенная группа**

Аккумулятивный техногенный тип рельефа представлен полигонами и, сопряженными с ними, гале-эфельными отвалами в речных долинах рек Берелех, Дебин, Тенька. Протягиваются на 10–15 км, при ширине до 200 м. Глубина выемки на полигонах и карьерах – до 10 м, в долине р. Берелёх до 20 м. Они зачастую затоплены и заилены, заполнены гале-эфельными отвалами, местами в днищах полигонов обнажены скальные выходы коренных пород. Высота гале-эфельных холмов и гряд – до 15 м; в них заключены техногенные россыпи золота.

## **ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА**

На протяжении длительного периода, с конца поздней юры до конца третичного времени, формирование рельефа рассматриваемой области происходило в обстановке нарастающих восходящих движений. В результате этих движений был сформирован довольно расчлененный горный рельеф.

На донеотектоническом этапе, протекавшем, вероятно, в поздне меловую эпоху, на месте современных горных хребтов и обрамляющих их гор располагались линейно-вытянутые положительные формы рельефа, возможно, соответствующие складчатым структурам [Баранова, 1967].

На неотектоническом этапе, начавшемся с середины палеогена, развитие рельефа протекало в обстановке дифференцированных неотектонических движений и рельефообразующей роли глубинных разломов. Неотектонические движения имели импульсивный характер, что нашло свое выражение в формировании ряда эрозионных поверхностей, особенно ярко проявившихся в речных долинах. История развития рельефа района в течение четвертичного периода связана с проявлением неотектонических движений, унаследовавших основные направления от древних движений.

В палеогене существовал слаборасчлененный рельеф с повсеместно развитыми поверхностями выравнивания с каолиновой корой выветривания [Баранова, Бискэ, 1964]. В позднем эоцене в этой области началось оживление



неотектонических процессов, приведших к образованию глыбовых поднятий, подвергшихся интенсивной эрозии, и заложению межгорных впадин, в которых к началу неоплейстоцена сформировались озёрно-аллювиальные равнины. Рельеф, сформированный во впадинах к началу неоплейстоцена, был частью уничтожен в эпоху неоплейстоценовых оледенений, частью погребён под неоплейстоценовыми аллювиальными, гляциофлювиальными и ледниковыми отложениями. Фрагменты его сохранились в виде неогеновых (реки Делянкир, Расава) и эоплейстоцен–раннеплейстоценовых (долинах рек Берелех, Яна и в верховье реки Эльгенджа) террас.

В эоплейстоцене – нижнем неоплейстоцене произошло эрозионное вскрытие гранитоидных массивов, последующее интенсивное расчленение рельефа, сокращение поверхности денудационного выравнивания до разобщенных реликтов и полной ее денудации в районах низкогорья. В это время заложилась впадины.

В среднем неоплейстоцене на фоне слабых блоковых подвижек в условиях существенного похолодания в районе проявилось оледенение, носившее в первой половине неоплейстоценового времени скорее всего полупокровный характер. Основными очагами его являлись хребты Сунтар–Хаята и Черского. Следы этого оледенения сохранились на его вершинных поверхностях и верхних частях склонов в виде единичных эрратических валунов. Оледенение конца второй половины среднего неоплейстоцена, вероятно, было менее мощным, карово-горно-долинным [Государственная..., 1999]. В предгорьях хребта Черского моренные отложения заполняют Малый – Сиенскую и Талонскую впадины, образуя конечно – моренные валы.

Период казанцевского межледниковья (первая половина позднего неоплейстоцена) совпал с проявлением блоковых подвижек, приведших к некоторой перестройке речной сети и уничтожению глубинной эрозией форм мезо- и микрорельефа, созданных среднеплейстоценовыми ледниками. Интенсивный (до 1000 м) подъём испытал хр. Сунтар-Хаята. Предполагается, что на этом этапе произошло «отступление» к северу водораздела между Северным Ледовитым океаном и Охотском морем на Охотско-Колымском участке [Баранова, Бискэ, 1964].

Горно-долинное оледенение конца первой половины неоплейстоценового времени, синхронное с зырянским оледенением Средней Сибири, по занимаемой им площади было максимальным. Ледники с хребтов Сунтар-Хаята, Черского и его отрогов растекались по речным долинам, сформировавшимся в период казанцевского межледниковья, выходя далеко за пределы области питания. Местными, более мелкими, центрами питания ледников служили участки высокогорного рельефа в пределах горных массивов. Во фронтальных частях конечных морен в долинах формировались гляциофлювиальные террасы. Ледниковые формы, созданные в период оледенения, синхронного с зырянским, в современном рельефе проявлены наиболее чётко.

В горной системе Черского и на Верхне-Колымском нагорье в позднечетвертичном межледниковье шло дальнейшее усложнение и расчленение рельефа, окончательно преобразовался речной сток и сформировался современный облик горного рельефа. Речная сеть пополнилась притоками. Врез рек в бассейне Колымы достиг 60–80 м. В Охотской области интенсивные

неотектонические движения разломного характера вызвали перераспределение рек, отступление Охотско-Колымского водораздела на север и формирование береговой линии, близкой к современной, в связи с погружениями и блоковыми опусканиями древней суши, расположенной на месте шельфа Охотского моря.

Долинные ледники развивались в верховьях Колымы и Индигирки, разработанным в позднеплейстоценовое межледниковье. Кары этого оледенения расположены на абсолютных отметках 1700–1800 м. Троги ледников последнего оледенения в ряде районов горной системы Черского были направлены вкрест простирания межгорных впадин. Ледниково-аккумулятивный рельеф широко распространен в молодых внутригорных впадинах между поднятыми гранитоидными горными массивами, а также в унаследованных впадинах – Оймяконской, Хиникенской и в верхних отрезках речных долин. Во вторую (сартанскую) стадию ледники не выходили далеко за пределы очагов питания. Большие пространства горной системы Черского, Верхне-Колымского и Оймяконского нагорьев развивались во внеледниковых условиях при взаимодействии неотектонических и денудационных процессов. В связи с резко континентальными климатическими условиями большое значение приобрели процессы нивального и морозного выветривания в горах, морозно-солифлюкционные процессы на склонах и во впадинах. На Охотско-Колымском водоразделе и северном берегу Охотского моря позднеплейстоценовое оледенение было ограниченным. Следы его выражены более отчетливо в долине реки Иня, причем ледниковые комплексы нигде не встречаются за пределами верхних отрезков реки.

После незначительного каргинского потепления, приведшего к деградации ледников, следующее оледенение, синхронное со Среднесибирским сартанским, было более локальным и носило карово-долинный характер. В местах, не затронутых оледенением, в это время формировались 4–12 и 10–20-метровые речные террасы.

В конце плейстоцена – голоцене, на послеледниковом неотектоническом этапе развития рельефа, устанавливаются резкоконтинентальные климатические условия, происходит неравномерное поднятие (воздымание) отдельных участков территории. Формируются аллювиально-делювиальные и делювиально-солифлюкционные шлейфы, террасоувалы, конуса выноса, в результате боковой эрозии разрабатываются и расширяются поймы, на отдельных участках происходит интенсивный врез. В голоцене в условиях прерывистых неотектонических поднятий вырабатывались поймы, расширяющиеся в результате боковой эрозии; была сформирована 1-я надпойменная терраса. Из современных процессов наибольшим распространением пользуются криогенные процессы: солифлюкция, термокарст, наледообразование, в меньшей степени распространены оползни, лавины. Процессы солифлюкции активно протекают и в настоящее время, о чем свидетельствуют многочисленные солифлюкционные потоки и пятна на задернованной кочковатой поверхности надпойменных террас. Термокарстовые процессы развиваются в породах с высокой льдистостью, подвергшихся прогреву. Наиболее ярко они проявляются в днищах осушенных котлованов-отстойниках, донные отложения в которых сложены супесчано-суглинистой массой, а также по временным трак-

торным дорогам, где нарушается почвенно-растительный слой. В зимнее время распространены наледные процессы, обусловленные перемерзанием подруслового потока поземных вод. В последнем голоценовом отделе продолжается накопление аллювия в пойме и на первой надпойменной террасе. В совокупности эти процессы обусловили образование золотоносных россыпей.

Известные на территории промышленные россыпи золота являются аллювиальными. Золотоносность аллювиальных отложений установлена в отложениях террас всех уровней, но промышленные концентрации золота известны только на террасах высотой до 40 м. Золотоносный аллювий, как правило, приурочен к тыловым краинам террас. Массовое высвобождение рудного золота началось в мел-палеогеновое время, а интенсивное формирование россыпей, вероятно, в неогене, особенно в водотоках размывающих Чай-Юрынскую зону разломов. В дальнейшем происходило их преобразование при переотложении с одного террасового уровня на другой. Наиболее важными этапами в истории накопления золота в россыпях, по-видимому, являлись межледниковые эпохи, когда происходил размыв золотоносных кор выветривания, террасовых россыпей и золоторудных объектов.

Самые древние проявления россыпной золотоносности, в знаковых, весовых и отдельных промышленных содержаниях, выявлены в позднемиоцен-раннеплиоценовом аллювии рек Дебина, Детрина, Берелех и Колымы. Промышленные его концентрации приурочены к аллювиальным галечникам от неогенового до голоценового возраста включительно.

## **ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ**

Геологическое развитие территории происходило в несколько крупных этапов, соответствующих выделенным структурным ярусам.

### **Дорифейский (раннеархейский) этап**

Дорифейские образования на дневной поверхности не вскрываются, но предполагаются на глубине в пределах Охотского террейна. В центральной части последнего, в непосредственной близости от западной рамки листа, вскрываются раннеархейские образования, что позволило Г.Г. Казаковой и др. [2013] в общих чертах охарактеризовать раннедокембрийскую историю территории. Предполагается, что в раннем архее район входил в подвижную область, в которой при высоких (до 300°) температурах формировались преимущественно магматические комплексы основного и среднего состава, претерпевшие 3,3 млрд. лет тому назад складчатость, региональный метаморфизм в гранулитовой фации и сопряженные с ним гранитообразование и мигматизацию [Кузьмин и др., 2009].

Согласно палеогеодинамическим реконструкциям [Smelov et al., 2010], Охотский кратонный террейн в раннем карелии (2500–2000 млн лет) являлся микроконтинентом и располагался в непосредственной близости от Восточно-Алданского супертеррейна, граница с которым проходила предположительно по трансформному разлому. В начале позднего карелия (2000–

1900 млн лет) он стал частью Северо-Азиатского кратона, отделяясь от Восточно-Алданского супертеррейна крупным правосторонним сдвигом [Казакова и др., 2013].

### **Рифейский этап**

О рифейском этапе свидетельствуют образования впервые выделенной хобойской тощи в Уочатском тектоническом блоке Тасканской СФЗ. Здесь для позднего рифея реконструируется рифтогенный прогиб, вместивший осадочно-вулканогенную толщу с проявлениями контрастного базальт-риолитового вулканизма. Можно предположить, что подобные условия терригенно-вулканогенного осадконакопления распространялись и далее к северо-востоку (в современных координатах), эти предположения основываются на сходстве с породами хакдонской серии Приколымья изученных В.И. Ткаченко [1992]. В результате активных тектонических движений в конце рифея (предвендская коллизия), прогиб закрылся. Терригенно-вулканогенные толщи пород были метаморфизованы вплоть до амфиболитовой фации и анатексиса. Сформировались гнейсо-гранитоиды и зоны мигматитов уочатского комплекса.

Об условиях формирования невоскрытых на дневной поверхности раннепротерозойских образований, присутствие которых предполагается в Южно-Верхоянской СФЗ и в автохтоне надвиговых пластин Кулар-Нерского и Вилигинского террейнов судить сложно, ввиду их крайне малой изученности в скважинах.

### **Венд-раннедевонский этап**

Вендские отложения на изученной территории отсутствуют. Однако они известны на смежной территории, а пределах Омудевского и Приколымского террейнов, где они несогласно перекрывают неравномерно метаморфизованные рифейские толщи. Кембрийские отложения на территории листа Р-55 выделяются только в пределах Тасканской СФЗ, где они представлены верхним отделом в низах лайминской свиты Элекченской серии. Это пестроцветные терригенно-карбонатные образования лагунно-литоральных фаций, мелющих и опресняющихся бассейнов. Отложения кембрия отражают завершение регрессивной стадии какого-то более крупного трансгрессивно-регрессивного цикла, начавшегося, скорее всего, в венде.

Дальнейшие события раннего и среднего палеозоя описываются только для территорий Тасканской и Ясычненской СФЗ Селеннях-Омудевской СФО, где известны разрезы этого уровня. Накопление морских осадков венд-раннедевонского этапа происходило на погруженной окраине Сибирского кратона. В составе Омудевского террейна они оказались позднее, вследствие деформации окраины Сибири. Очерк истории развития палеозойских палеобассейнов дается с использованием работ М.М. Орадовской [1988] (ордовикское и силурийское время), М.Х. Гагиева [1995; 1996] (девон, карбон), А.С. Бякова [2010] (пермь), а также геоисторического анализа, выполненного В.М. Кузнецовым и др. [2008] на соседнем листе Р-56.

Конец инаньинского - начало хитинского времени соответствует началу первого ордовикского трансгрессивно-регрессивного цикла. Характерными чертами цикла являются непрерывность осадочного процесса и асимметричное строение отложений: полно проявленная его трансгрессивная часть и сильно сокращенная локально проявленная регрессивная часть. В бассейне р. Уочат начало цикла зафиксировано горизонтом тремадокских конгломератов основания журской свиты Нижней подсерии Ясачненской серии. Затем, в условиях внешней части шельфа накапливались глинисто-алевритово-известковые осадки.

Анализ фациальных и биоценетических особенностей отложений свидетельствует о постоянной связи данного бассейна пассивной окраины Сибирского континента с Северной Америкой и принадлежности к единой Канадско-Сибирской провинции; по климатическим особенностям она, несомненно, относилась к тропической зоне [Орадовская, 1997]. Выделенные на территории листа Тасканская и Ясачненская СФЗ включают полные и непрерывные разрезы ордовика и силура, состоящие из мощных (до 6000 м) шельфовых осадков. Характерна отчетливая дифференциация глубины бассейна В Тасканской СФЗ осадконакопление происходило в более глубоководной обстановке по отношению к Ясачненской.

В дапине процесс расширения площадей, занятых морем, достиг максимума, на территории листа и в ее окружении распространялся морской бассейн, а на площади современной Тасканской СФЗ образовался глубоководный желоб с некомпенсированным осадконакоплением. Преимущественно граптолитовые биоценозы с редкими мелкими тонкостворчатыми брахиоподами связаны с илистыми грунтами и затишной гидродинамической обстановкой.

С лачугского времени начинается регрессивная стадия первого цикла, отраженная в в существенно карбонатных осадках верхней подсерии ясачненской серии. В конце среднего ордовика – начале позднего (в дарривиле и санбии) завершается первый ордовикский трансгрессивно-регрессивный цикл. Восходящие движения на пассивной окраине Палеосибири привели к сокращению глубоководных обстановок и распространению на большой площади мелководных шельфовых образований.

Второй ордовикский трансгрессивно-регрессивный цикл, соответствующий омулевской серии; отличается от предшествующего симметричным строением отложений (одинаковое развитие получили трансгрессивная и регрессивная стадии) и завершенностью развития. В начале позднеордовикской эпохи началась новая обширная трансгрессия, значительно расширились площади глубоководных поясов. В центральной части бассейна (Тасканская СФЗ) снова стабилизируется устойчивая желобообразная депрессия, не компенсированная осадконакоплением в течение всего цикла. Здесь образовывались граптолитово-известково-глинистые илы с желваками кремней сокращенной мощности, лишённые бентосной фауны (харкинджинская, каньонская свиты нижней подсерии омулевской серии).

Падунское время (середина катийского века) - начало регрессивной стадии второго ордовикского цикла, выраженной в отложениях верхней подсерии омулевской серии. Происходит заметная перестройка в размещении фаци-

альных поясов. Конец цикла знаменуется довольно интенсивными восходящими движениями, приведшими к появлению на значительных площадях регрессивной лагунно-морской доломитово-мергельной формации, образовавшейся в полосе приливно-отливного побережья или шельфовой лагуны с ограниченным водообменном (домеритовая толща и верхи тирехтяхской свиты верхней омулёвской подсерии).

Силурийский период, начавшийся со значительного углубления унаследованных от позднего ордовика фациальных поясов, характеризовался однонаправленным регрессивным развитием бассейна, что нашло отражение в отложениях параллельненской серии. Начало раннесилурийской трансгрессии проявилось в смене светлоокрашенных позднеордовикских доломитовых мергелей и алевролитов черными кремнисто-глинистыми граптолитовыми сланцами (маутская свита нижней подсерии параллельнинской сери и чалмакская свита). В венлокский век началось постепенное обмеление и выполаживание дна бассейна без существенной перестройки в размещении фациальных поясов. (начало регрессивной стадии). Образования регрессивной стадии развития силурийского палеобассейна представлены верхней подсерией параллельнинской серии. В лудловский век происходило дальнейшее нивелирование и обмеление дна бассейна. В заключительную фазу силурийского цикла осадконакопления на обширной площади распространилась доломитово-терригенная красноцветная формация, область суши значительно расширилась. Красноцветные доломитово-терригенные осадки (мирненская свита верхней омулевской подсерии) относятся к поясу эвапоритов. Их лагунно-литоральный характер проявляется как в характерных структурах пород со знаками асимметричной ряби, так и в терригенном составе осадка и в пестроцветной окраске. Условия повышенной солености отразились в крайней бедности и угнетенности бентоса, а также в периодически наступавших условиях для накопления эвапоритов. Таким образом, к мирненскому времени все глубоководные впадины, заложенные в раннем силуре, были заполнены осадками; повсеместно распространилось мелководное шельфовое море. Обширные территории пассивной окраины Сибири в конце силура представляли собой сушу с отчетливо аридным климатом.

В соответствии с принятым структурно-фациальным районированием ордовикско-силурийских отложений на Северо-Востоке Азии [Орадовская, 1997], подобное преимущественно карбонатное осадконакопление распространялось на всю северо-восточную часть листа (в границах Тасканской И Ясачненской СФЗ).

Активные тектонические движения в конце силурийского периода привели к существенным перестройкам структурного плана, что за пределами территории в восточных районах Омuleвского террейна и на Приколымском террейне выразилось в осушении территории и в преддевонском угловом несогласии последующего осадконакопления. Эти движения рассматриваются в качестве коллизионных процессов на Северо-Востоке Азии [Шпикерман и др., 2001]. Можно заметить, что в дальнейшем действительно произошла определенная стабилизация структур Индигиро-Колымской системы, в спектре тектонических движений явно преобладали восходящие тенденции. История седиментогенеза, эволюции органического мира, магматизма в сред-

нем палеозое представляет собой результат взаимодействия геологических процессов и факторов разного масштаба, но в целом она характеризуется существенно стабильными условиями. Рубеж силура и девона совпадает с началом первого крупнейшего среднепалеозойского цикла седиментогенеза. [Гагиев, 1996]. Образования этого цикла представлены в нижнедевонских свитах ирисской серии.

Терригенные базальные осадки раннелохковского времени трансгрессивно перекрывают подстилающие образования. К концу раннего лохкова на площади Тасканской СФЗ начинают преобладать мелководные карбонатные, преимущественно доломитовые толщи. В районе р. Таскан формируется узкая внутришельфовая депрессия с застойным углеродисто-карбонатным седиментогенезом. На рубеже лохковского и пражского веков произошел резкий и кратковременный подъем уровня моря, выраженный в появлении пачки черных углеродистых сланцев и алевролитистых известняков, содержащих остатки разнообразных морских организмов; затем снова восстанавливается трансгрессивный режим. Рифогенные доломиты и известняки с разнообразными, но преимущественно бентосными организмами занимают всю территорию современной Тасканской СФЗ. Для пражского века характерен устойчивый морской режим.

Начало раннего эмса знаменуется новым и быстрым подъемом уровня моря, установлением теплого гумидного климата. В раннем эмсе расширяется область карбонатного седиментогенеза, на значительных площадях устанавливается режим застойного черносланцевого осадконакопления (хиулчанская свита верхней части ирисской серии).

На рубеже эмса и эйфеля произошло обмеление моря, выразившееся в локальном размыве верхнеэмских толщ.

### **Среднедевонский-раннекаменноугольный этап**

С позднего живета начался новый среднепалеозойский цикл, в течение которого, в основном, определился общий план фациальной зональности; он начался трансгрессией и подъемом уровня моря, а также с подводных излияний лав трахибазальтов. Этот рубеж знаменует начало Вликого Верхоянского рифтогенеза [Шпикерман, 1998]. От края Сибири отделяется континентальный блок с мощными толщами карбонатных шельфовых отложений - Омулевский блок. Омулевский блок в схемах районирования палеозойских срезов соответствует Селеннях-Омулёвской СФО, а в структурном отношении выделяется как Омулевский террейн. О былой принадлежности Омулевского блока к пассивной окраине Сибири свидетельствует прежде всего удивительная идентичность разрезов нижнего и среднего палеозоя (до живета) хр. Сетте-Дабан и Омулёвских гор [Шпикерман, 1998]. В настоящее время эти два района расположены в 600 км друг от друга.

В расширяющееся пространство между деструктурированной окраиной кратона и отделяющимся от него Омулевским блоком, сначала (в живетское и позднедевонское время) изливаются умеренно щелочные базальты (джалканская серия хр. Сетте-Дабан, батьковский комплекс Омулёвского террейна), а затем, со стороны кратона, за счет выноса с него крупными реками об-

ломочного материала, идет формирование гигантской проградационной призмы, состоящей из мощных терригенных морских осадков (верхоянский комплекс). Пермские и триасовые толщи Яно-Колымской СФО являются элементом этой призмы.

В позднем живете, после излияния базальтов, территория Омудевского блока в палеофациальном отношении представляла собой обширную карбонатную платформу, характеризующуюся преобладанием чистых доломитовых и известняковых (иногда рифогенных) отложений. Во франском веке происходило прерывистое углубление моря, очевидно, существовали обширные связи с акваториями других районов мира. В конце позднего франа происходит обмеление бассейна. Закончился первый цикл осконакопления среднедевонского-раннекаменноугольного этапа, зафиксированный в отложениях гагиевской серии.

В конце фамена естественная геологическая эволюция региона и развитие органического мира внезапно прерываются («хангенбергское» событие), дестабилизируется магнитное поле, снижается уровень моря, климат становится более холодным, вымирает большинство таксонов многих групп организмов. Затем в раннем турне происходит постепенное восстановление условий седиментогенеза, и с заметным отставанием сообществ организмов. Продолжается общее медленное углубление морского бассейна. На рубеже турнейского и визейского веков на большей части территории установились мелководные и умеренно-мелководные обстановки карбонатного седиментогенеза. В позднем визе завершается второй седиментационный цикл рассматриваемого этапа. Весь цикл зафиксирован в осадочных толщах устьувальненской серии.

### **Раннекаменноугольный – позднеюрский этап**

История развития палеобассейнов начиная со второй половины раннего карбона и по начало поздней юры – это главным образом история формирования осадочных комплексов последовательно расширяющегося в восточном направлении (в современных координатах) Верхоянского рифтогенного трога (Яно-Колымский бассейн перми и триаса, Иньяли-Дебин-Сугойский бассейн в юрское время). Со стороны Сибирского кратона в этот период формируется проградационный верхоянский комплекс – уникальная геологическая формация северо-востока Азии. Однако к собственно верхоянскому комплексу на территории листа следует относить терригенные толщи пермско-среднеюрского возраста, распространяющиеся до восточной границы Иньяли-Дебин-Сугойской СФО юрского среза и до южной границы Яно-Колымской СФО триасового среза. Одновозрастные отложения расположенные к востоку от Иньяли-Дебин-Сугойской СФО (Селеннях-Омудевская СФО) представляют собой образования протвположного Сибирскому кратону плеча Верхоянского рифтогенного бассейна и являются продуктами сноса с Омудевского террейна, продуктами накопления на склоне и подножии последнего.

Толщи перми триаса и юры, распространенные в юго-восточной части листа, формировались под влиянием двух областей поступления материала в палеобассейн – с Сибирского кратона и с Охотско-Тайгоносской островоду-



жной системы (Бахапчино-Вилигинский бассейн перми и триаса, Арmano-Вилигинский бассейн юрского времени). Степень влияния этих двух областей в разные периоды этапа была различной. Наиболее интенсивное поступление со стороны Охотско-Тайгоносской островодужной системы выпадало на позднепермское, поздне триасовое и раннеюрское время. Состав и структура осадков этих периодов отражают условия задугового бассейна, что также не позволяет относить пермско-юрские толщи Бахапчино-Вилигинской и Арmano-Вилигинской СФО к типичному верхоянскому комплексу.

Бассейны Верхоянского трога и задуговые бассейны Охотско-Тайгоносской островодужной системы являлись производными разных геодинамических режимов - дивергентного для Верхоянского трога и конвергентного для задуговых Охотско-Тайгоносской системы. Их отделял крупный трансформный разлом, скорее всего правосдвиговой кинематики. Вследствие движений по этому разлому происходило разобщение осадков двух сообщаемых частей морского бассейна, на основании чего и выделены в качестве самостоятельных тектонических структур Кулар-Нерский и Иньяли-Дебинский террейны на месте Верхоянского трога и Вилигинский террейн на месте задугового бассейна Охотско-Тайгоносской системы.

Более детально история развития палеобассейнов данного этапа на основе литосфациальных и биостратиграфических особенностей осадочных и вулканогенно-осадочных образований рассматривается по самостоятельным подэтапам, соответствующим отдельным периодам геологической истории.

Каменноугольный подэтап. К серпуховскому веку, вследствие возросшей тектонической активности (расширение Верхоянского рифтогенного трога) и дальнейшему похолоданию, прекращается карбонатный седиментогенез, происходит углубление морского дна. Максимум осадконакопления в Омuleвском террейне смещается к его периферии. Формируются толщи изменчивого чередования пелагических глинистых, песчаных, грубообломочных и вулканогенных пород. Восточнее листа в бассейнах рек Ясачная и Поповка в море изливались лавы основного состава, отлагались туфопесчаники, а на рассматриваемой территории происходило внедрение базитовых силл и даек тасканского долерит-габбродолеритового комплекса. В относительно глубоководных рифтогенных зонах обрамления Омuleвского террейна формируются толщи высокоуглеродистых кремнеаргиллитов, силицитов, туффитов и известняков. Образовавшиеся в это время толщи составляют отдаленную кремнистую формацию, выделенную в свое время Н.С.Шатским [1965].

В среднем- позднем карбоне в пределах Омuleвского террейна в морском бассейне отлагались туфогенно-терригенные осадки преимущественно алевритовой размерности, широко распространены кремнистые породы, существенна примесь окатанного и неокатанного грубообломочного материала. Грубообломочный материал в бассейн мог поступать в виде грязевых потоков с появляющихся временами участков плоской низкой суши. В породах содержится до 20–30% расчлененного обломочного материала, присутствуют марганценозные карбонатно-глинистые стяжения (нижняя подсерия веселинской серии). Осадконакопление происходило, вероятно, в обстановке кон-

тинентального склона на границе с более глубоководным бассейном Верхоянского трога.

**Пермский подэтап.** В пермский период морские условия были распространены почти повсеместно, за исключением территории Охотской СФО. Морское осадконакопление происходило в бассейне изменяющейся глубины. По обрамлению Омuleвского террейна, вероятно, в обстановке подножия континентального склона накапливались алевриты, глины и известковые илы с примесью кремнезема, с повышенными концентрациями марганца и бария (верхняя подсерия веселинской серии).

В пределах Яно-Колымской СФО выделены лишь верхнепермские образования кулинской и нерючинской свит. Они представлены терригенными отложениями внешнего шельфового бассейна с меняющейся глубиной за счет неравномерной компенсации осадками.

Пермские отложения Бахапчино-Вилигинской СФО формировались в условиях контрастного рельефа морского дна. Основным источником поступления осадочного материала являлась Охотско-Тайгоноская островодужная система. В бассейне, сравнимом с современными обстановками задугового прогиба западного обрамления Пацифика, накапливался объемный терригенный и туфогенный материал; присутствие конгуритов, текстур оползания, говорят о периодическом усилении подводной гидродинамики, связанной с течениями вдоль подножия островных вулканических дуг. Скорость осадконакопления превышала нормальное значение лавинной седиментации. Существенное значение в составе отложений имели диамиктиты. Преимущественно массивный характер структур, грубый гранулометрический состав свидетельствуют об их принадлежности к гравититам, сформированным потоками разжиженного осадочного вещества (дебризных потоков), транспортировавшими продукты субсинхронного и синхронного вулканизма кислого и среднего состава. Присутствие в диамиктитах слабо окатанных обломков вулканических пород, различной размерности («рябчики»), указывает на относительно недалекое положение эксплозивных вулканов, а также на размыв слабо литифицированных продуктов эксплозивного вулканизма склоновыми потоками и придонными течениями. Это происходило в глубоководных условиях нижней части склона островной дуги, центры извержений находились в пределах Охотско-Тайгоносской островодужной системы.

Осадочные отложения перми формировались в эпоху понижения уровня Океана, приведшего к усилению процессов лавинной седиментации; терригенным материалом заполнялись депрессионные участки дна. Остатки фауны, представленные иноцерамоподобными двустворчатými моллюсками, часто бывают приурочены к слоям аргиллитов с рассеянным песчано-гравийным материалом, полученным в результате деятельности дебризных потоков [Кузнецов и др., 2008].

Вдоль южного края обширного задугового бассейна реконструируется Охотско-Тайгоноская вулканическая островодужная система, образования которой частично вскрыты в Олыньской антиклинали на территории смежного листа Р-56 [Кузнецов и др., 2008]. Заложение ее относится, вероятно, к среднему-позднему карбону, на что указывает присутствие вулканитов в отложениях бассейна р. Гижиги и п-ва Тайгонос за пределами территории. Об-

ломки вулканического материала имеют преимущественно базальтовый, андезибазальтовый и андезитовый состав.

Конец позднепермской эпохи Бахапчино-Вилигинского бассейна знаменует переход к существенно иному стилю осадконакопления. Преимущественно глинистый состав и плохая сортировка материала свидетельствуют о накоплении обводненных осадков и сбросе его в бассейн в результате периодически повторяющихся землетрясений. Эти обстановки не были шельфовыми в традиционном понимании, а отражали существенное обмеление окраинного морского бассейна в связи с глобальной регрессией конца пермского периода. Довольно часто в придонном слое возникали условия сероводородного заражения. Многочисленные и относительно разнообразные остатки фауны показывают, что морской бассейн обладал нормальной соленостью и имел достаточно высокую биопродуктивность, о чем свидетельствуют повышенные содержания углеродистого вещества (до 4,92%), максимальные для перми. Его источником, по-видимому, являлся зоо- и фитопланктон [Кузнецов и др., 2008].

На территории Охотской СФО в перми существовала низменная суша на которую временами проникало мелководное море, оставлявшее после себя прибрежно-морские осадки с остатками наземной древесной флоры..

Ранне-позднетриасовый (индско-средненорийский) подэтап. Глобальная регрессия конца позднепермской эпохи, сопровождавшаяся крупнейшим биотическим кризисом и перестройкой в системе органического мира морских бассейнов, в индском веке сменилась обширной трансгрессией, развивавшейся до начала оленёцкого века [Бычков, 1994].

В Яно-Колымском бассейне (на территории листа ) осадконакопления в самом начале индского века, возможно, не происходило или же, что более вероятно, здесь существовали лагунно-морские обстановки полузамкнутых или отшнурованных частей бассейна. Первая морская фауна в основании триаса представлена аммоноидеями поздней части раннего инда (*Tomphiceras*) и начала позднего инда (*Vavilovites*). Это может указывать на стратиграфический перерыв в объеме двух нижних аммоноидных зон инда (слоев с *Otoceras*). Находки аммоноидей пограничного ранне-позднеиндского уровня известны во многих частях бассейна. Вместе с ними и ниже в породах встречаются только индские конхостраки – показатели пониженной солёности морских вод, чаще всего обитатели опреснённых лагун. Подстилающая индские отложения старательская свита верхней перми, широко распространённая в Аян-Юряхской СФЗ, как и её возрастные аналоги – кулинская и нерючинская свиты в Охотской области, носят умеренно выраженный регрессивный характер и признаки некоторого обмеления бассейна в конце перми. Взаимоотношение старательской свиты с перекрывающей нижнетриасовой чалбыканской толщей колымо-охотской серии, изученное на левом берегу р. Колымы в 2 км ниже устья руч. Бол.Сибердик [Бяков, Ведерников, 1990] – согласное, с постепенной сменой пород.

Индская трансгрессия наступала с юга и запада, из района Южного Верхоянья (междуречье Тыры-Делинья), где известны древнейшие индские отложения зон *Otoceras boreale* и *O. concavum*.

Раннетриасовая трансгрессия достигает своего максимума в раннем оленёке, что связано ещё и с эвстатическим поднятием уровня Мирового океана и максимальным выравниванием обстановок седиментации в это время [Бычков, 1994].

Начавшаяся в позднем оленёке регрессия моря существенно не изменила палеогеографическую обстановку. Закончилась раннетриасовая трансгрессивная стадия первого цикла триасовой истории мезозойд Северо-Востока. На рассматриваемой территории, в Яно-Колымском бассейне, за индский и оленёкский века сформировалась мощная (в среднем, 700–1900 м) толща тонкотерригенных пород, часто с тонкой горизонтальной слоистостью, множественностью конкреций – глинистых, глинисто-карбонатных, фосфатно-глинистых, реже кремнистых (нижняя подсерия колымо-охотской серии). Только на западе территории, в бассейне верховий Кулу и Кеньеличи, увеличивается количество песчаников, указывая на существование на юго западе возвышенных источников сноса (Охотск-Алданская суша).

Наибольшая мощность (до 2500 м) тонкотерригенных пород этого времени отмечается в Тенькинской СФЗ (балтинская толща). Осадки отлагались, вероятно, в глубоководных условиях континентального склона и его подножья. Нижнетриасовые осадки Аян-Юрхской зоны, в составе которых преобладали алевролиты, формировались, видимо, в условиях подводной возвышенности и подъема дна бассейна, их мощность не превышает 600 м (труская толща).

Полнопроявленная регрессия моря происходит в раннем анизии. Море отступало к востоку от Сибирской суши. В раннем-позднем анизии новая тихоокеанская трансгрессия открыла доступ в Яно-Колымский бассейн множеству аммоноидей, относящихся к числу эндемичных бореальных и североамериканских родов.

В ладине и начале карния обстановки осадконакопления были сходны с анизийскими. В Яно-Колымском бассейне формируется верхняя подсерия охотско-колымской серии мощностью 1500–2900 м. В её составе преобладают алевролиты и глинистые алевролиты, идет очень постепенное нарастание песчаной составляющей в разрезе серии. Нередки горизонты ритмичного переслаивания пород.

Первый триасовый трансгрессивно-регрессивный цикл заканчивается в ладинско-раннекарнийское время, в которое происходит весьма заметное обмеление морского бассейна и это обусловило появление в нем большого количества брахиопод, отсутствующих до этого в осадках триаса. Брахиоподы представлены, главным образом, бореальными эндемиками (*Pennospiriferina*, *Costispiriferina*, *Holcorhynchia*, *Planirhynchia* и др.). Среди аммоноидей преобладали бореальные натгорститиды (*Indigirites*, *Nathorstites* и др.), птихитиды, кладисцитиды, на смену которым в начале карния пришли первые трахитератиды («*Protrachyceras*»). Среди двустворок доминировали космополитные *Daonella*, *Magnolobia*, появились *Zettelhalobia*, *Primahalobia*. Поддерживались связи Яно-Колымского бассейна с другими бореальными морями

В раннем карнии, в фазу *seimkanense*, совпадающую с основанием кедонского горизонта, началась новая трансгрессия, сопровождавшаяся углублением морской акватории Яно-Колымской области и соседних акваторий на

территории Северо-Востока России [Бычков, 1994]. Осадки вновь становятся более глинистыми, из биоценозов исчезают брахиоподы и бентосные двустворки, начался расцвет пелагических галобиид и сиренитид в составе аммоноидей.

Море оставалось глубоким до конца карния. В Яно-Колымском бассейне отлагались преимущественно тонкие глинистые илы с карбонатными и фосфоритовыми конкрециями, иногда с тонкими (мм) слоями алевролитов и небольшой примесью алевролитового и песчаного материала.

Норийский век характеризуется усилением тектонической активности в регионе (впервые за триасовый период), активизацией движений по глубинным разломам, а в позднем нории и рэте – проявлением средне-основного вулканизма на близлежащих (восточнее и северо-западнее) территориях.

Трансгрессия начала нория (а точнее - визуальнинского времени, отвечающего средней части нижненорийского подъяруса) затопила Охотскую сушу, испытавшую погружение. Базальные слои нижнего нория (основание гусинской серии) в Центрально-Охотской СФЗ и западнее представлены полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов. В Инской зоне нижненорийская толща (нижняя часть челемджинской свиты), залегающая с размывом, но без признаков структурного несогласия на средне- и верхнепермских образованиях, сложена алевролитами и аргиллитами. В начале среднего нория (килганинское время) в акваториях Охотской области продолжалось тонкотерригенное осадконакопление, отлагались алевролитовые илы, на отмелях началось формирование первых небольших ракушняковых банок, заселявшихся двустворками *Otapiria ex.gr. ussuriensis*, а позже *Eomonotis scutiformis* (килганинское и ненкальское время) – прямое указание на быстрое обмеление отдельных участков бассейна.

В раннем нории, в визуальнинское время, началось обмеление моря и в других районах Охотско-Колымского региона. В составе осадков появилось больше алевролитового и песчаного материала. В биоценозах существенную роль стали играть брахиоподы и бентосные двустворки космополитных ибореальных родов (что уже происходило в триасовой истории бассейна, а именно, на рубеже ладина и карния (в конце верхозырянского и в жильнинское время). В относительно глубоких частях бассейна отлагались алевролиты и алевролитовые глины, местами с большим количеством фосфатно-карбонатных конкреций. Однако в отдельных участках бассейна, по-видимому, происходили опускания и воздымания дна бассейна, вызвавшие размыв и локальное стратиграфическое несогласие в основании нижнего нория (рр. Аркагала, Контрандья, Ухомыт).

В раннем-среднем нории заканчивается первый крупный подэтап в седиментологической истории мезозойд Северо-Востока, продолжавшийся от инда до норийского века<sup>1</sup>. Осадки его последнего, третьего трансгрессивно-регрессивного цикла, охватывающего карний и нижний норий с низами сред-

---

<sup>1</sup> Первоначально был назван хатангским этапом [Репин и др., 1993], позже – ламским [Репин, 1997] и, наконец, куларским [Репин, Полуботко, 2008]. Ю.М.Бычков [1994] выделяет этот подэтап (Т<sub>1</sub>-Т<sub>3п2</sub>) без собственного названия.

него, отнесены к мандыченской серии, которая носит переходной характер к отложениям следующего крупного этапа характер.

В целом куларский подэтап характеризуется почти исключительно терригенным, в основном, тонкотерригенным осадконакоплением. Последнее носит циклический характер (за время этапа отмечено 5 трансгрессий), проходит в условиях пассивной континентальной окраины с ослабленной тектонической активностью. За время этапа сформировалась толща пород мощностью до 6 тыс. м.

Позднетриасовый-среднеюрский подэтап ранее получил название юкагирский [Репин и др., 1993]. С наступлением юкагирского подэтапа ( $T_3n-J_2$ ) отмечается усиление тектонической активности. Конвергентные движения блоков земной коры на юге рассматриваемой территории приводят к активизации андезитоидного вулканизма.

С норийского века седиментационный процесс в регионе имел трансгрессивный характер. Верхненорийские отложения зоны *Ochotica* с небольшим или значительным стратиграфическим перерывом перекрывают более древние триасовые или верхнепалеозойские породы во многих районах Северо-Востока России [Бычков, 1994]. На рассматриваемой территории стратиграфически несогласное, с выпадением части килганинского и всего ненкальского горизонтов, залегание верхнего нория на размытой поверхности карнийско-нижненорийской сентябрьской свиты мандыченской серии наблюдалось в бассейне р. Яна (Охотская), рр. Вторая Сентябрьская и Сеймкан [Бычков, 1977; Решения..., 2009].

Поздненорийская трансгрессия на Северо-Востоке совпала с самым низким в триасе эвстатическим уровнем Мирового океана, что привело к обмелению и образованию ракушняковых банок-отмелей в бассейнах многих районов мира. Крупная банка, заселенная в основном двустворками рода *Monotis*, сформировалась на площади моря, охватывающего современные бассейны рек Яна, Сеймкан, Армань, верховья р. Детрин, Бахапча, Малтан, вплоть до р. Буюнда на востоке. Сформировался пласт ракушечника мощностью до 10–20 м, отвечающий по возрасту всему верхненорийскому подъярису (бургагчанский горизонт). В это же время в северо-западной и северо-восточной частях Яно-Колымского бассейна на больших глубинах, в шельфовых зонах отлагались глинистые и алевроитовые илы большой мощности (от 400–700 до 1200 м). Иногда они переслаивались песками [Бычков, 1994].

Пирокластический материал появляется в осадках Бахапчино-Вилигинского бассейна с самого начала поздненорийского времени: ракушечники низкогорнинской банки местами переслаиваются с пластами туффопесчаников и туффитов андезитового состава [Бычков, Киселёва, 1990]. Ареал распространения вулканокластики в осадках поздненорийско-рэтского бассейна на рассматриваемой территории ограничен западным отрезком Бахапчино-Вилигинской СФО (Инская СФЗ). За пределами территории листа в центральных и восточных районах области (р. Оротукан, междуречье Кивалга-Навленга, руч. Андезит, р. Вилига) андезитовый и андезибазальтовый вулканизм имел более широкое распространение и силу. В перечисленных районах, видимо, располагались центры извержений.

Вулканогенно-осадочный состав позднеюрских образований в центральной и южной частях листа - главный фактор, определяющий выделение самостоятельной буркотской серии верхнего триаса Бахапчино-Вилигинской СФО. В северных районах листа в пределах Яно-Колымской СФО верхненорский уровень практически лишен пирокластики (Хеникенская серия).

В рэтском веке на фоне продолжающейся трансгрессии происходит углубление акватории региона. В начале рэта (только) в бассейн продолжает поступать пирокластический материал. Позже, на большей части Яно-Колымского бассейна, сформировалась относительно маломощная (100–300 м) глинисто-алевритовая толща, лишённая фаунистических остатков. Последнее обстоятельство являлось особенностью биономической обстановки данного бассейна на рубеже триаса и юры. Только на юге территории в пределах Бахапчино-Вилигинской и Охотской СФО (бассейн р. Яна, верховья рр. Детрин, Ульбея, Кухтуй) в рэте известны обычные для этого времени комплексы двустворок и других групп фауны, в целом мелководные. Они были широко распространены в соседних районах, но отсутствуют в зоне, граничащей с Иньяли-Дебин-Сугойской СФО. Эта особенность распространения фауны в бассейне на рубеже триаса и юры остаётся ещё не объяснённой. Возможно, причина заключается в быстром и значительном углублении бассейна, в условиях чего мелководная биота рэтского времени не могла существовать в пределах этой глубокой новой биономической зоны.

Ранне-позднеюрский подэтап. С началом юры (геттанг-ранний синемюр) на продолжающиеся процессы опускания дна бассейна (главным образом в пределах Иньяли-Дебин-Сугойской зоны) накладывается субглобальная трансгрессия, проявившаяся практически на всём Северо-Востоке. Преобладающими становятся обстановки глубокого шельфа и псевдоабиссали. В сочетании с пенеплом в областях сноса, это привело к накоплению в морском бассейне тонкого терригенного материала.

Осадконакопление в Иньяли-Дебин-Сугойском бассейне сопровождалось вулканической деятельностью: формировались аргиллиты, кремнистые и туфогенные («крапчатые») аргиллиты и туфосилициты бурустакской серии. В чередовании пород участвуют также маломощные пласты разноминеральных несортированных туфопесчаников и туфогравелитов. Наиболее значительные проявления вулканизма на северо-западе территории в пределах Кобюминской и Тарынской СФЗ, где в составе кобюминской и хаялахской свит широко распространены туфы основного состава и известны покровы трахибазальтов (Кобюминский рифт).

В юго-восточной части бассейна (левобережье р. Берелёх и бассейн р. Дебин) в осадках становится больше алевролитов и грубого терригенного материала – песчаников, гравелитов и конгломератов в виде прослоев и линз. Несомненно обогащается состав фаунистических комплексов. Однако в целом, этот комплекс беден и однообразен. В составе геттангской морской биоты преобладают мелкие тонкораквинные и тонкорестристые субпелагические двустворки *Otapiria originalis* (Kirg.), которые могли вести псевдопланктонный образ жизни, прикрепляясь к обрывкам плавучих водорослей. Ещё большее распространение имели криноидеи (*Seirocrinus alaska*), остатки которых в виде члеников стеблей наиболее часто встречаются в геттанг-

синемюрских (а также плинсбахских) отложениях и нередко их скопления сохранялись в породах в виде линз криноидных известняков. Редкие аммониты (*Waehneroceras*, *Coroniceras*) также обитали, в основном, в юго-восточной части бассейна и южнее.

Тонкотерригенные геттанг-синемюрские осадки Яно-Хетагчанской зоны (нижняя часть антаганджинской серии) не содержат в своём составе пирокластического материала и отличаются рядом текстурных особенностей от осадков бурустахской серии Иньяли-Дебин-Сугойской области. Это может указывать на разъединённость бассейнов, наличие между ними перемычки в виде подводной или наземной возвышенности. Низменные острова (или остров) существовали, по-видимому, на востоке Охотской области. Морем оставались покрыты северные и западные её районы (соседняя территория листа Р-54), откуда море трансгрессировало на восток на рубеже синемюра-плинсбаха и в начале последнего.

С середины синемюра до конца плинсбаха весь Охотско-Колымский регион проходит регрессивную стадию седиментогенеза [Репин, Полуботко, 2008; Репин, 2010]. Происходит постепенное обмеление бассейнов, сопровождаемое прогрессирующим погрубением осадков и увеличением их мощности. Регрессивная тенденция процесса осадконакопления осложняется трансгрессией начала позднего плинсбаха. С трансгрессией связано повсеместное расселение в арктических бассейнах аммонитов рода *Amaltheus*. Широкое распространение получают мелководные обстановки, формируются мощные песчаные толщи с разнообразными донными сообществами. Все перечисленные тенденции плинсбахского осадконакопления (за исключением разнообразия фаунистических сообществ) в полной мере свойственны плинсбахскому седиментогенезу Яно-Хетагчанской зоны на территории листа, где в позднем плинсбахе сформировалась мощная (до 2000 м) толща разнозернистых песчаников с пластами алевролитов и редкими остатками мелководных брахиопод (верхняя часть антаганджинской серии).

В Иньяли-Дебин-Сугойском бассейне регрессивная тенденция плинсбахского осадконакопления, как и позднеплинсбахская трансгрессия, практически не проявились или проявились незначительно, поскольку геттанг-синемюрские и плинсбахские отложения, в целом, однотипны, образуя единую кадыкчанскую свиту на северо-западе бассейна, а юго-восточнее – нижнюю и среднюю подсвиты бюченнахской. Бассейн продолжал оставаться мелководным, продолжалось опускание дна бассейна, осадки содержат пепловый и туфогенный материал – результат продолжающейся вулканической деятельности.

Вдоль (северо-восточного и юго-западного) ограничений Иньяли-Дебин-Сугойского бассейна, по-видимому, в самом конце плинсбаха происходили контрастные по отношению к углубляющемуся бассейну тектонические движения. Поднимается выше уровня моря Омулёвский блок или отдельные его части (поскольку нижняя юра на территории Селеннях-Омулёвской СФО отсутствует, а средняя, начиная с аалена, залегает на верхнем триасе и более древних породах). Море уходит с территории Охотской области, которая становится устойчивым источником сноса обломочного материала в тоаре и средней юре.



Глобальная раннетоарская трансгрессия (самая значительная за юрский период) на северо-востоке Азии проявилась расширением бассейна на запад, в пределы Лено-Вилуйской равнины. В то же время происходит резкое углубление акватории, связанное, видимо, с тектоническими процессами. Геологически мгновенно на смену доминирующим в позднем плинсбахе обстановкам мелководного шельфа с глубинами 20–50 м пришли обстановки глубокого шельфа (150–200 м) и псевдоабиссали. Близкие условия осадконакопления установились, по-видимому, как в Иньяли-Дебин-Сугойском, так и в Яно-Хетагчанском бассейнах.

В начале раннетоарской трансгрессии была почти полностью разрушена структура донных сообществ, морская биота испытала полное обновление, трансгрессия способствовала проникновению в арктические бассейны новых родов аммоноидей и впервые – белемнитов [Репин, 2010].

Трансгрессивная раннетоарская фаза была краткой - примерно 3 млн. лет. С середины или начала позднего тоара морские бассейны вступают в длительную (поздний тоар - бат, келловей, оксфорд – около 30 млн лет) регрессивную фазу, закончившуюся (уже в поздней юре) континентализацией региона. Трансгрессия замедлила, местами приостановила, но не изменила направленность (тренд) тектонического развития региона к общему воздыманию. Такова была общая тенденция развития Северо-Востока России в тоаре [Репин, Полуботко, 1996].

В Иньяли-Дебин-Сугойском бассейне начавшиеся в позднем тоаре процессы воздымания сопровождались активным подводным размывом дна бассейна – внутренних конседиментационных поднятий и блоков, ограниченных глубинными разломами. Движения блоков сопровождались подводной вулканической деятельностью.

Первые «плавающие гальки» - свидетели подводных размывов ещё не консолидированного осадка [Гельман и др., 2007] – появляются в отложениях аренской свиты [Бычков, 1961], возраст которой является ааленским, (см. раздел «Стратиграфия»). Глинисто-алевролитовые гальки и мелкие валуны в составе этой свиты ещё не содержат фаунистических остатков, поскольку в аалене размывались, видимо, самые молодые для того времени осадки раннего и, возможно, начала позднего тоара и позднего плинсбаха, чрезвычайно бедные остатками фауны.

Позднетоарское осадконакопление, происходившее в условиях общего воздымания дна бассейна или отдельных его участков, активного подводного размыва морскими течениями, перемыва, переотложения и транзита осадков, было некомпенсированным, а морское дно – непригодным для жизнеобитания макробентоса. Поэтому это время практически не оставило следов в геологической летописи бассейна. Интересно отметить в этой связи, что на соседней территории листа Р-56, но в пределах Иньяли-Дебин-Сугойской области (междуречье Бахапча-Буюнда, рр. Умара, Нерега, Герба, Мякит) в тоарское время возник и просуществовал до начала байоса остров, покрытый наземной растительностью. В разрезе морской юры этому событию отвечает «угленосная толща» (около 200 м) [Литвинов, Мальков, 1972], возраст которой определяется как тоар – ранний и поздний аален, что подтверждено стра-

тиграфическим положением толщи между фаунистически охарактеризованными свитами и юрским возрастом флоры.

Раннеааленская трансгрессия была обширной и интенсивной. Уже в самом начале аалена (время *replicatum*, *beyrichi* и *maclintocki*) морской бассейн к северо-востоку от Сибирского кратона, в том числе в Иньяли-Дебин-Сугойской и Яно-Хетагчанской его частях, принял очертания, близкие к позднеплинсбахским. Нижнеааленские (с прибавкой самых верхних слоёв верхнего тоара) трансгрессивные отложения, сопоставляемые с основанием регионального ячанского горизонта, залегают здесь на различных по возрасту слоях плинсбаха, местами, вероятно, нижнего тоара, а ближе к Омулёвскому террейну – в бассейне рр. Таскан, Мылга, Тирехтях (нижние слои нижней подсерии артыкской серии) и на северо-западе, на р. Индигирка (гора Балтыхта-Хая, за пределами территории листа) – непосредственно на верхненорийских отложениях [Бычок и др. 1969].

Трансгрессия помимо эвстатических причин, возможно, была связана с процессами поднятий на территории Вилюйской синеклизы (где нижний аален выпадает из разреза на значительных площадях). Раннеааленская трансгрессия способствовала распространению и стабилизации однообразных обстановок глубоководного бассейна на огромных территориях. В Иньяли-Дебин-Сугойском и Яно-Хетагчанском бассейнах формировалась нижняя подсерия артыкской серии (аренская свита и верхняя подсвита бюченнахской, а также нижняя часть татынгычанской свиты) в условиях подводных течений, размывов склонов и дна бассейна, турбидитных потоков и вулканической деятельности. Конгломераты в основании подсерии, как правило, отсутствуют (отмечаются лишь линзы гравелитов и брекчированных пород), поскольку море захватывало обширные пространства прибрежно-морских равнин. Питающими провинциями являлись Охотская и Селеннях-Омулёвская области.

Позднеааленско-раннебайосская трансгрессия была более динамичной и наступала с востока. Она затопила оставшиеся с позднетоярского времени острова (бассейн Яны (Охотской), верховья Детрина, междуречье Бахапчи и Буюнды (за восточной рамкой листа), а также продвинула береговую линию Иньяли-Дебин-Сугойского бассейна в сторону суши Омулёвского террейна [Ермоленко, 1997], всюду оставляя следы в виде конгломератов от 1–2 м до 10 м мощности.

Морские бассейны были населены ретроцерамидами группы *R. lucifer* и характерными для этого времени аммонитами – *Tugurites*, *Arkelloceras* (последний определялся как *Normannites*), общие с комплексом моллюсков Аляски. В Иньяли-Дебин-Сугойском бассейне формируются мощные толщи трёхкомпонентного флиша (нижняя подсерия артыкской серии, её большая верхняя часть, мяунджинская, моржовская свиты, ульбутаганская толща).

В позднем байосе произошли изменения в составе и режиме накопления осадков в Иньяли-Дебин-Сугойском бассейне. На смену преимущественно глинисто-алевролитовым тонкослоистым флишевым и флишеподобным отложениям приходят существенно песчаниковые толщи, состоящие из мощных пачек массивных песчаников, прослаивающихся пластами аргиллитов, алевролитов и пачками флишеидного переслаивания всех трёх разновидно-

стей пород. М.Л.Гельман [2000; 2007] полагает, что среднеюрские песчаники Иньяли-Дебин-Сугойского палеобассейна отличаются постоянным присутствием в них витрической вулканогенной кластики (афировые обломки с гиалопилитовой структурой, характерная форма зёрен кварца и плагиоклаза (андезин), что позволяет назвать их тефрогенными Na-аркозами. Из этого М.Л. Гельман делает вывод, что «переход от флишеподобного накопления терригенных толщ к образованию мощных песчаных пачек знаменует первое проявление кислого вулканизма (в песчаниках накоплена средняя и кислая тефра), предвещающее становление колымских батолитов. Центры среднеюрских эксплозий находились там, где затем, уже в поздней юре, образовались очень крупные массивы субвулканических дацитов: в хр.Сарычева...и в верховье руч. Буордах (левый приток р. Момы). Огромные объемы кристаллокластики, как палящие тучи, двигались в виде турбидитных потоков, частично перерабатывались водными течениями, взмучивали и перемещали осадок на дне моря. В перерывах между вулканическими пароксизмами он вновь отлагался» [Гельман и др., 2007].

Так можно представить образование толщ тефрогенных песчаников на протяжении позднего байоса и, по-видимому, бата в акватории всего или большей части Иньяли-Дебин-Сугойского бассейна, поскольку характеристика песчаников, как её дают Ю.М.Бычков [1961] и М.Л. Гельман и др. [2007], очень устойчива на всей занятой ими площади. Широкое распространение тефры в осадках Иньяли-Дебин-Сугойского СФО указывает на то, что бассейн не был обычным эпиконтинентальным морем, а представлял собой либо задуговой бассейн, либо микроокеан с рассеянным развитием океанической коры в глубоких трогах. Второй вариант более правдоподобный, так как собственно островодужных образований этого возраста в обрамлении бассейна не известно.

К сланцевым пачкам, расслаивающим песчаники, в бассейне р. Кадыкчан приурочены первые горизонты (1 и 2) галек глинистых пород с остатками геттангских отапирий и норийских монотисов [Бычков, 1961], говорящие о продолжающемся подводном размыве уже более глубоких (по сравнению с ааленским временем) слоёв геттанга, верхнего и среднего нория. Связи с Тихоокеанскими акваториями продолжают оставаться свободными, а с Борейально-Атлантическими – затруднёнными. В бассейны проникает и здесь процветает, увеличивая видовое разнообразие, своеобразный комплекс ретроцерамид. Характерны крупные, до гигантских (отдельные особи могут достигать 50 см по оси роста) размеры раковин большинства видов. Позднее, в батское время, в комплексах вновь будут преобладать средние и мелкие формы. В ранней части позднего бата ретроцерамы полностью покидают рассматриваемые бассейны (вероятно, мигрируя на юго-восток в новые места обитания в Тихом океане). Экологическую нишу ретроцерамид занимают двустворки широкого возрастного диапазона (*Malletia*, *Nuculoma*, *Taimyrodon*, *Thracia*, *Modiolus*, *Isognomon*, *Astarte*, *Goniomya*, *Mactromya*, *Gresslia*, *Pleuromya*, *Liostraea*, *Tancredia*, *Limea*, *Isognomon* и др.), появляющиеся в бассейнах Северо-Востока ещё в бате, вначале сопутствующие ретроцерамам, и проходящие затем через всю верхнюю юру [Паракецов, Паракецова, 1989].

В бате, келловее, а местами (в северной части Дебин-Сумунской СФЗ) – в оксфорде – в Иньяли-Дебин-Сугуйском бассейне продолжалось морское осадконакопление – формируются отложения хара-юряхской серии. В разрезе серии пачки массивных тифрогенных песчаников, столь свойственных верхнебайосской подсерии артыкской серии, становятся более редкими и менее мощными, постепенно замещаясь алевролитами, аргиллитами и пачками флишоидного переслаивания при общем преобладании алевролитов и аргиллитов. Продолжается и даже активизируется подводный размыв и перемыв осадков бортов бассейна, причём теперь размываются более глубокие (т.е. более древние) слои, чем это происходило в позднем байосе: баткелловейская костёрская свита в бассейне р. Кадыкчан включает в себя четыре горизонта галек и мелких валунов глинистых пород с остатками монотид позднего и среднего нория, а также галобиид раннего нория (ранее принимавшихся за карнийские [Бычков, 1961]). В породах всё более проявляются признаки обмеления бассейна, в частности, обильный растительный детрит в сланцевых породах, волноприбойные знаки и др.

В Яно-Хетагчанском бассейне бат-келловейское осадконакопление происходило только в Яно-Детринской части, где в позднем бате и келловее формировалась тонкообломочная, в основном, глинисто-алевритовая иганджинская свита с пластом (70 м) крупнообломочных туфов смешанного состава в верхней части (бассейн р. Нараули), что указывает на проявление вулканической деятельности в келловее, возможно, имевшей более крупные масштабы (поскольку большая часть территории здесь перекрыта позднемеловыми вулканитами Охотско-Чукотского пояса и недоступна для наблюдений).

В западной части Яно-Хетагчанской зоны, как и в Охотской области, морского осадконакопления во второй половине средней юры уже не происходило.

### **Среднеюрско-раннемеловой этап**

Временные рамки данного и предшествующего этапов частично перекрываются. Это обусловлено тем, что важнейшие мезозойские тектонические события, приведшие к складчато-надвиговым деформациям, к кардинальным изменениям всего структурного плана территории, к смене морского режима континентальным происходили неодновременно в различных частях территории. Со среднеюрской эпохи значительно повысилась роль континентального режима, морской бассейн испытал закономерное регрессивное сокращение. Большая часть Омулевского террейна вышла из-под уровня моря и являлась местом размыва и сноса. Это крупное событие можно рассматривать как начало неравномерно проявившегося этапа аккреции, сначала в форме амальгамации группы террейнов (Индигино-Омолонский супертеррейн), а затем собственно аккреции к Сибирскому кратону.

Геологическая история этого важнейшего для рассматриваемой территории этапа разделяется на ряд подэтапов

Поздний байос-раннеоксфордский подэтап предшествовал заложению и дальнейшему развитию Уяндино-Ясачненской островодужной системы. В этот период на территории Омулевского террейна происходят бло-

ковые движения, размыв поднятий и формирование впадин, заполняющихся груботерригенными осадками. Начало этого подэтапа и этапа в целом зафиксировано толщей базальных конгломератов тасканской свиты позденебайосского-раннеоксфордского возраста, перекрывающей с резким угловым несогласием подстилающие толщи палеозоя и триаса, т.е. на этой части территории проявилась среднеюрская (байосская) складчатость, сопровождаемая самыми ранними надвигами. В соседней Иньяли-Дебин-Сугойской СФО в это время без перерыва и несогласия продолжается интенсивное терригенная седиментация и в вытянутых морских глубоководных бассейнах накапливались мощные (до 2000–3000 м) флишоидные толщи терригенных осадков. Местами, ближе к границе с Омuleвским террейном, проявлялся размыв подстилающих толщ, галька которых присутствует в среднеюрских конгломератах. Возможно, бассейны служили также и областями транзита материала.

Поздний оксфорд-раннекимериджский подэтп. Позднеюрская эпоха была насыщена событиями, прежде всего, на нее приходится максимум тектонической активности в постаккреционный этап развития. Осадконакопление происходило в нестабильных, меняющихся мелководно-морских, лагунных и континентальных условиях с параллельно действующими вулканами (веринская свита Уяндино-Ясачненской СФО). По интегральному составу продуктов вулканизм был андезитовым, иногда довольно контрастным, от кислого до основного. Извержения происходили в основном в пределах Омuleвского террейна как в акватории, так и в наземных условиях (на островах) (Дарпирская СФЗ). Однако отдельные очаги вулканической активности проявились и на значительном удалении от Омuleвского террейна (курунах-салинская свита Мус-Тарынской СФЗ).

Максимум интенсивности вулканизма приходится на кимеридж. На площади Омuleвского террейна в это время реконструируются условия энсиалической островной дуги. Позднеоксфорд-раннекимериджские вулканогенные образования всюду перекрывают подстилающие толщи, включая тасканскую свиту, с угловым и стратиграфическим несогласием. В соседней Дебин-Сумунской СФЗ без прерыва в раннем кимеридже продолжается накопление терригенных осадков (молиджакская свита). Скорее всего существовавший здесь с конца триаса морской прогиб в кимеридже перешел в режим задугового прогиба соседней Уяндино-Ясачненской островодужной системы. Там же молиджакская свита с угловым несогласием перекрывается позднекимеридж-титонскими кислыми лавами и туфами улахан-чистайской вулканической группы (серганьинская свита), т.е. первые проявления складчатости в пределах Иньяли-Дебин-Сугойской СФО проявились в кимеридже. Эти движения также сопровождались надвигообразованием.

К раннему кимериджу относятся и многочисленные дайки нерабохачинского комплекса, так как все они являются доскладчатыми, но при этом характеризуются позднеюрскими изотопными датировками. Возможно, к этому же раннекимериджскому времени относятся и дайки нерского комплекса.

Позднекимериджский-титонский подэтап. На территории Омuleвского террейна в конце кимериджа вулканическая активность затухает. В титонский век здесь в компенсированных прогибах накапливаются мощные

континентальные угленосно-терригенные толщи на фоне продолжающейся вулканической активности на соседней территории Иньяли-Дебинского террейна. Таким образом в титоне произошло перемещение магматической активности в юго-западном направлении (в современных координатах). Это подтверждается и современными изотопными датировками в цирконах (U-Pb SHRIMP) гранитоидов Главного Колымского плутонического пояса, значения которых варьируют в интервале 155–145 млн лет с модальным значением около 150 млн лет. Те же даты получены и из покровов и субвулканов улахан-чистайской вулканической группы в пределах Иньяли-Дебинского террейна.

В конце титонского века и в начале мелового периода почти вся территория становится сушей.

Раннемеловой подэтап (до альба). По южной периферии территории листа в конце поздней юры и главным образом в раннемеловое время в наземных условиях происходят активные вулканические процессы: накапливаются вулканогенно-терригенные отложения, в отдельных впадинах угленосные молассоидные образования. Структурное обособление этого комплекса образований позволяет выделить их в качестве Удско-Мургальского окраинно-континентального вулканического пояса энсиалического типа [Соколов и др., 1999]. В отличие от допозднеюрской Охотско-Гайгоносской островодужной системы в составе этого пояса преобладают продукты субаэрального вулканизма при явном преобладании андезитов. В магматических комплексах пояса сочетаются черты коллизионной и субдукционной природы. Смена магматизма с субдукционными геохимическими метками на умереннощелочной с внутриплитными метками, по мнению Н.А.Горячева [1999], означает смену режима активной континентальной окраины перед формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, режимом трансформной окраины. Скорее это все же была косая коллизия Охотско-Гайгоносской островной дуги с краем континента. Индикатором этого события является омчанский гранит-лейкогранитовый комплекс

В центральных районах рассматриваемой территории начало раннего мела - пик активных тектонических движений, сопровождаемых надвигообразованием, метасоматической мигматизацией и гранитизацией в автохтонах крупных надвигов. Эти движения связаны, скорее всего, с коллизией Уяндино-Ясачненской островной дуги с деструктурированной окраиной Сибирского палоконтинента. В середине раннего мела в центральных частях территории в небольших объемах внедрились субширотные дайки андезидацитов (сылгыбыстахский комплекс), являющиеся, возможно, слабопроявленными аналогами дайковых серий «поперечных магматических рядов» Восточной Якутии. В пределах Уяндино-Ясачненской СФЗ в раннем мелу внедрились долеритовые и базальтовые дайки вулканической серии Немичанской гряды.

### **Ранне-позднемеловой этап**

В конце альба – начале сеномана в обстановке конвергентного взаимодействия континентального блока земной коры и блока с переходным характером коры произошло заложение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

(ОЧВП) [Белый, 1994]. В целом пояс обычно рассматривается как магматогенная надсубдукционная структура позднемезозойской тектономагматической активизации, оказавшая существенное влияние на прилегающую часть континентального блока. На территорию листа попадают части Охотского и Кудусунского секторов пояса, относящаяся к его внешней зоне.

Вулканогенный пояс сформирован в результате грандиозной системы извержений (развитие субаэральных андезитовых стратовулканов, массовых игнимбритовых извержений, сменяющихся базальтовыми излияниями). Развитие вулканизма запечатлено в смене формаций. Выделяется два гомодромных и один контрастный циклы развития ОЧВП. Ранний гомодромный цикл на территории листа начинается с формации амфиболовых и пироксеновых андезитов (авлинская, нараулийская свиты), в большинстве случаев она продолжается дацит-риолитовой формацией (дюстачанская, хольчанская свиты). В течение позднего гомодромного цикла образовались андезитовая (улынская, свита) и риолитовая (нитканская, ольская свиты) формации. Завершается развитие формацией глиноземистых платобазальтов (мыгдыкитская свита), в составе которых присутствуют небольшие потоки риолитов и игнимбритов, а также субвулканические дайки кислого состава. Гипабиссальными аналогами мыгдыкитских базальтоидов во многих районах рассматриваемой территории являются габброиды, долериты и диорит-пофириты верхнеколымской группы комплексов.

В распределении формаций в пространстве и времени выявляется, что обычно извержения кислой магмы следовали за проявлениями кислого вулканизма. Большая часть объема риолитовых формаций приходится на внешнюю и фланговые зоны пояса, то есть на области консолидированной континентальной коры. Характерно, что вулканы кислого и умереннокислого состава более натриевые, чем предшествующие им гранитоиды и риолиты позднеюрских поясов..

Система вулканотектонических структур, обширных пологих покровов пояса сформировалась на сформированной в предшествующий этап аккреционной окраине Евразийского континента. В поясе и в его обрамлении формировались крупные гранитоидные массивы, объединявшиеся иногда в составе обширных магматогенных поднятий (Приохотский плутонический пояс). Изолированные поля вулкаников, иногда образующие изометричные вулкано-структуры, сопутствующие им субвулканические тела и интрузии по зонам крупных нарушений распространяются далеко вглубь структур Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы.

В центральных районах рассматриваемой территории с позднем мелу локально проявился континентальный рифтогенез в виде угленосных впадин ассоциирующих с ними даек и гипабиссальных тел умереннощелочных магматических пород (Аркагалинская СФО).

### **Палеоген-неогеновый и плейстоценовый этап**

Кайнозойский этап развития территории начался в палеогеновый период. В эоцене на северо-востоке территории в пределах Омудевского террейна внедряются гипабиссальные интрузии (дайки, штоки) щелочных и умерен-

нощелочных габброидов, сиенитов, лампрофиров (омулевский комплекс). Возможно, внедрение этих образований связано с началом континентального рифтогенеза на продолжении океанического рифта Хребта Гаккеля.

В неогеновом и четвертичном периодах, на фоне общего поднятия территории, продолжают происходить блоковые подвижки по разрывным нарушениям северо-западной ориентации, свидетельством чего являются расчлененность рельефа, образование неотектонических впадин, перераспределение гидросети, террасированность речных долин и повышенная сейсмическая активность. Эрозионная деятельность водных потоков на фоне вертикальных блоковых движений и резких различий в тектоническом строении отдельных частей территории привели к его сложному современному геологическому строению.

Сформированный в начале палеогена пенеппен в результате последующего воздымания территории и усиления дифференцированных тектонических движений был практически уничтожен процессами эрозионной деятельности. Остатки неогеновых террас локально сохранились вдоль главных водотоков территории - на правом берегу р. Берелех, р. Делянкир и р. Яна. В ранне-неоплейстоценовую пору испытывали некоторое отставание в процессе общего воздымания переуглубленные участки долин крупных рек Аян-Юрях, Берелех, Кулу, Колыма, Иня, Челомджа и кайнозойские неотектонические впадины Момской рифтовой системы (Делянкирская, Одоканская, Верхнеберелехская, Талонская, Малый – Сиенская, Хиникенская), заполнение которых мощным комплексом континентальной молассы происходило в палеоген – неогеновое время и Охотско – Анадырской (Кавинская, Челомджинская), которые раскрылись в миоцене - раннем неоплейстоцене. В Хиникенской впадине с этого времени сформировалось озеро, о чем свидетельствуют погребенные под поздне-неоплейстоценовыми ледниковыми образованиями озерно-аллювиальные отложения с фрагментами древесной растительности. Формирование отложений, вероятно, происходило на протяжении всего раннего и среднего неоплейстоцена. Прерывистое воздымание территории выражено в существовании реликтов выровненных поверхностей, в развитии речных долин с многоэлементными комплексами аккумулятивных террас. Наиболее полный комплекс террас в долинах рек Аян-Юрях, Берелех, Колыма, Кулу, Челомджа отражает поступательное воздымание, чередование периодов аккумуляции и денудации, причиной которых были существенные климатические изменения на протяжении всего неоплейстоцена. С ними связаны стадии формирования этих террас. В позднем неоплейстоцене на древних денудационных поверхностях накапливались ледниковые, а в долинах рек, кроме того, гляциофлювиальные и аллювиальные отложения, сформированные в два этапа оледенения и в межледниковье. В постледниковое время – в позднем неоплейстоцене–голоцене в связи с формированием современного рельефа шло накопление склоновых образований – коллювиальных, делювиальных, солифлюкционных, а на вершинных поверхностях – элювиальных, в долинах рек – аллювиальных.

С голоцена в результате усиления дифференцированных неотектонических движений и существенного потепления климата преобладают процессы денудации на всей территории, о чем свидетельствует активное врезание всех



речных долин. Развитие гидросети в современных условиях происходит по ослабленным зонам, образованным в результате растрескивания земной поверхности при воздымании.

---

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В основу Карты полезных ископаемых (КПИ) комплекта положены Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона масштаба 1 : 500 000 [Маннафов и др., 1999]. Карта золотоносности Верхне-Индибирского геопромышленного района масштаба 1 : 500 000 [Ахъяев, 2008 ф]. Актуализация их произведена с учётом новых данных из фондовых и литературных материалов, полученных в последние годы, Государственного баланса запасов полезных ископаемых Российской Федерации по состоянию на 01.01.2015 г., а также материалов изданных листов Госгеолкарты–200 и полевых прогнозно-металлогенических исследований, проведенных в процессе картосоставления.

Площадь листа Р-55 одна из наиболее насыщенных полезными ископаемыми территория в России. Несмотря на непрерывную интенсивную добычу полезных ископаемых (прежде всего золота) в течение более 80 лет она и в настоящее время играет важную роль в минерально-сырьевом комплексе страны. На карте показан 1581 объект полезных ископаемых, в том числе 1061 коренных и 512 россыпных (Прилож. 1). Среди коренных объектов 93 месторождения (в том числе 4 крупных), среди россыпных показаны только месторождения.

Кроме объектов регистрации на карте выделены минерагенические зоны, рудные районы, а также рудные узлы и зоны; в зарамочном оформлении приведена Схема размещения минерагенических провинций масштаба 1 : 5 000 000 Схемы минерагенического районирования, продуктивности рудных рудных узлов и районов и россыпных районов масштаба 1 : 2 500 000.

Из известного на территории листа многообразия рудных и нерудных полезных ископаемых стратегическое значение имеют золото (коренные и россыпные месторождения) и серебро. С ними связаны основные перспективы промышленного освоения территории листа Р–55. Подчиненное значение имеют рудные объекты олова, вольфрама, урана, меди, молибдена, свинца и цинка. Энергетическим сырьем местного значения являются каменный уголь. В настоящее время основное количество золота на территории продолжают добывать из россыпных месторождений. Известные на территории коренные месторождения Школьное, Светлое несколько лет назад были полностью отработаны. В 2015 году запущен ГОК по добыче золота на месторождении Павлик, с плановой производительностью 8 тонн металла в год. Отработка крупнейшего в России золоторудного месторождения Наталка приостановлено на неопределенный срок, из-за неподтверждения среднего содержания зо-

лота. К освоению недавно разведанного Штурмовского золоторудного месторождения пока не приступили.

## ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Уголь каменный.** На территории листа выделяются три основные структуры угленакопления: позднемеловая Аркагалинская впадина, основание кайнозойской Малых-Сиенской впадины и раннемеловая Тас-Бургагылканская впадина основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Кроме того, незначительные проявления каменного угля известны в позднеюрских отложениях Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. Всего на карте полезных ископаемых отмечено 9 объектов каменного угля, в том числе 6 малых месторождений и 4 проявления.

Важнейшее промышленное значение имеют месторождения Аркагалинской впадины, в пределах которой выделяется два месторождения: Верхне-Аркагалинское и Нижне-Аркагалинское. В пределах обоих месторождений выделяются отдельные участки, представляющие собой самостоятельные малые месторождения.

*Верхне-Аркагалинское месторождение, участок Тал-Юрях (II-3-12)* – основной и в настоящее время единственный объект угледобычи на территории листа. Месторождение обеспечивает углем населенные пункты основных золотодобывающих районов Магаданской области. Отрабатывается открытым способом (разрез Тал-Юрях). Аркагалинская угленосная свита верхнего мела залегает на размывтой поверхности морских терригенных отложений верхнего триаса. Известно 9 пластов угля рабочей мощности (до 4,7 м). Падение пластов в основном 2–3 до 12°, реже до 30–60°. Угли полуматовые и полублестящие, реже полосчатые, гумусовые, невысокой степени углефикации, длиннопламенные. Основные показатели качества:  $W^a$  9,9–19,0 % (среднее 16),  $A^d$  3,33–45,0 % (среднее 15),  $Q^{daf}$  25,0–32,4 МДж/кг (среднее 29,1),  $Q_i^r$  13,8–29,3 МДж/кг (среднее 21,0),  $V^{daf}$  38,0–43,0 % (среднее 41),  $S_t^d$  0,10–0,45 % (среднее 0,30) [Маннафов и др., 1999].

Общие, учтенные Госбалансом на 01.01.2015 г. запасы Верхне-Аркагалинского месторождения (кат ABC<sub>1</sub>+C<sub>2</sub>), составляют 48,1 млн тонн.

*Нижне-Аркагалинское месторождение, участок Кадыкчанский (II-4-71)* – отрабатывался подземным способом (шахта Кадыкчанская, закрыта в 1997 г. после взрыва метана). В Аркагалинской впадине, выполненной одноименной свитой верхнего мела, установлено 3 угольных пласта мощностью от 2 до 16 м. В пластах встречаются небольшие прослои терригенных пород. Угли гумусовые, невысокой степени углефикации, газовые. Средние данные по качеству:  $W^a$  7,74 %,  $A^d$  10,8 %,  $Q^{daf}$  30,3 МДж/кг,  $Q_i^r$  21,1 МДж/кг,  $V^{daf}$  40,1 %,  $S_t^d$  0,40 %,  $H_0^{daf}$  4,83 %,  $N_0^{daf}$  1,13 %. [Маннафов и др., 1999]. Другие участки месторождения – Знатный (II-3-19), Кедровский (II-4-76), Долгинский (II-4-86) имеют сходные строение и характеристики. % (среднее 41),  $S_t^d$  0,10–0,45 % (среднее 0,30) [Маннафов и др., 1999]. Общие, учтенные Госба-

лансом на 01.01.2015 г. запасы Нижне-Аркагалинского месторождения (кат  $ABC_1+C_2$ ), составляют 204,7 млн тонн.

Угленосность Малык-Сиенской впадины на северо-востоке территории связана также с верхнемеловой аркагалинской свитой, вскрытой скважиной в фундаменте впадины на глубине 343 м от поверхности в *устье руч. Болотно-го* (I–4–44). В интервале глубин 343,0–362,0 м вскрыт пласт каменного угля, по которому пройдено 19 м. Подошву пласта скважина не пересекала. Согласно данным В. И. Крутоуса и С. В. Пеканова [1994] по составу основного углеобразующего вещества угли относятся к классу гелитолитов, а по степени его преобладания – к гелитам. В углях доминируют микрокомпоненты группы витринита (91–93 % от органической массы), содержится до 12 % минеральных примесей. Уголь слабометаморфизованный. По данным углехимического анализа одной пробы уголь характеризуется (в %):  $W^a$  – 1,9 %;  $W_{max}$  – 8,7;  $A^d$  – 12,1;  $V^{daf}$  – 42,2;  $S^{dt}$  – 1,73;  $P^d$  – 0,004. Теплота сгорания топлива при его сухом беззольном состоянии составляет 7287 ккал/кг. В элементном составе содержание углерода – 72,46 %, водорода – 4,97 % и азота – 1,14 %.

Угленосность небольшой Тас-Бургагылканской впадины на юге территории связана с нижнемеловой молассоидной толщей, относенной к баранджинской толще Угленосная толща (600 м) с размывом залегают на средневерхнеюрских отложениях, представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пластами и линзами каменных углей. Перекрывается грубообломочной толщей мощностью 1000 м.

На *месторождении Челомджинское (Широкинское)* (V–3–22) выявлено 12 пологозалегающих угольных пластов сложного строения. Мощность пластов колеблется от 0,8 до 3,0 м, при этом мощность чистых угольных пачек от 0,7 до 2,8 м. На участке Лиственном подсчитаны запасы каменного угля. По данным Госбаланса балансовые запасы на 01.01.2015 г. по кат  $C_1$  составляют 338 тыс. т, по кат  $C_2$  – 380 тыс. т. Качество углей изучено недостаточно. Характеристика углей:  $A^d$  12,55–40,80 %,  $Q^{daf}$  31,6–34,9 МДж/кг,  $V^{daf}$  22,77–30,74 %,  $S_t^d$  0,27–0,79 %. Элементный состав:  $C_o^{daf}$  78,88–79,69 %,  $H_o^{daf}$  2,69–5,19 %,  $N_o^{daf}$  1,18–1,64 %. Удельный вес 1,4 г/см<sup>3</sup>. По степени метаморфизма угли могут быть отнесены к маркам Д и Г. [Маннафов и др., 1999].

В Уяндино-Ясачненском поясе на территории листа известно 2 *углепроявления: Скиф* (I–5–16) и *Вечернее* (I–6–3). В них среди верхнеюрских аргиллитов и алевролитов встречаются линзы каменного угля мощностью до 0,5 м, длиной до 10 м. Практического значения не имеют.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### Черные металлы

**Железо.** На территории листа известно всего одно железорудное *проявление Тасканчик* (I–6–12), условно относимое нами к формации железорудных скарнов. В мраморах экзоконтакта штока позднеюрских гранит-порфиров развалы протяженностью 250–300 м рудных глыб размером до полуметра в поперечнике. Руды окисного гетит-гематитового состава с содержанием

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 84,11 %, FeO 4,96 %, SiO<sub>2</sub> 7,01 %. Практического интереса не представляют [Шпикерман и др., 1981 ф].

### Цветные металлы

**Медь.** На территории листа известны 7 рудопроявлений меди, 7 пунктов минерализации, в том числе по одному пункту минерализации меди с цинком и меди с молибденом. Медные проявления относятся к трем рудным формациям: медно-кварц-сульфидной, медно-эпидотовой (медистых базальтов) и меднопорфировой.

Жильные проявления медно-кварц-сульфидной формации размещаются вдоль границ континентальных террейнов (Охотского и Омuleвского) Типичными объектами жильной медно-кварц-сульфидной формации вблизи восточной границы Охотского террейна (Нильгысыкский разлом) являются проявления *Фортуна* (V-1-15) и *Риск* (V-1-17). Они представлены мало мощными, непротяженными (до 10 м по делювиальным развалам) зонами тонкопрожилкового (3-5 мм) окварцевания, убогой сульфидизации и редкими кварцевыми жилами (до 2 м) с халькопиритом, пиритом и галенитом среди пермских осадочных пород и прорывающих их позднемеловых гранитоидов. Оруденелые породы, помимо халькопирита, в мелких трещинах и кавернах содержат примазки азурита и малахита. Содержания меди по данным штучного опробования достигают 0,6-1 %. Практического значения не имеют. [Эйхвальд и др., 1992 ф].

В блоке нижнедевонских доломитизированных и окварцованных органических известняков нижнего девона в зоне разлома Дарпир на юго-западной границе Омuleвского террейна размещаются рудопроявления *Каменистое-Увальное* (I-5-20) и *Увальное* (I-5-25). Они представляет собой жильные зоны и штокверки кварцевых и кварц-кальцитовых прожилков с флюоритом, блеклыми рудами, галенитом, вторичными минералами меди. Содержание меди по данным бороздового и штучного опробования от 0,16 до более 1 %, серебра до 150 г/т, золота 0,4 г/т. [Сотников, Шпикерман и др., 1983 ф]. Сходное с описанными и *рудопроявление Заботливый* (I-6-8), представляющее собой кварц-сульфидный штокверк среди интенсивно окварцованных (джаспероиды) верхнесилурийских и нижнедевонских известняков и доломитов. Рудные минералы – блеклые руды, галенит, халькозин, малахит, азурит. Содержания металлов по данным штучного опробования: медь от 1 % до 2,72 %, серебро 50-200 г/т, цинк до 1,4 %, свинец до 1,45 %, мышьяк 0,5-1 %, сурьма 0,3-0,7 %, ртуть 0,002-0,005 %. [Шпикерман и др., 1981 ф.]. Несмотря на преобладание в рудах меди, данные проявления скорее могут представлять интерес как объекты благородных металлов джаспероидного типа.

Медно-эпидотовая (медистых базальтов) формация представлена единственным *рудопроявлением Батько* (I-6-7) на юго-западе Омuleвского террейна. Оруденение связано с покровом живетских миндалекаменных базальтов в основании мылгинской свиты Омuleвского террейна. Базальтовый поток мощностью от 15 до 200 м прослежен на 4 км. Падение, как правило, крутое, часто вертикальное. Поток смят в складки вместе с вмещающими породами, а в зонах разломов рассланцован и будинирован. Рудная минерализа-

ция, представленная борнитом, халькозином, халькопиритом и гематитом, строго локализована в кровле базальтового потока непосредственно под осадочными породами, образуя прерывистые стратиформные минерализованные горизонты большой протяженности, мощностью от 10–20 см до 1,5 м. Руды на 30–40 % окислены; продукты окисления представлены гематитом, ковеллином, купритом, малахитом, брошантитом. Метасоматические изменения базальтов – интенсивная эпидотизация и карбонатизация. Участками оруденелые базальты нацело превращены в эпидозиты. По данным бороздового опробования содержание меди до 10,4–14,6 % (среднее 1,8 %), свинца до 1,48 %, золота до 0,2 г/т, никеля до 0,04 %. Геохимическую ассоциацию с медью образуют Ag, Ba, Pb, Ge, Mo [Шпикерман и др., 1981 ф., Шпикерман и др., 1991].

Медно-порфировая формация представлена *рудопоявлением Юлия* (V–2–3), расположенном на юго-западе территории в узле пересечения меридионального разлома с зоной повышенной трещиноватости северо-западного простирания в пермских песчаниках, прорванных малыми телами позднемеловых лейкократовых гранитов. Рудоносная зона, включающая осадочные, и интрузивные породы, прослежена на 1,8 км при средней ширине 250 м. В ее пределах породы окварцованы, сульфидизированы, вмещают вкрапленные и массивные руды с содержаниями меди до 3 %, цинка – 3,75 %, серебра – 60 г/т и висмута – 0,86 %. Сульфиды представлены пиритом, марказитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и молибденитом. Иногда отмечаются ковеллин, аргентит, гематит, малахит, церуссит и висмутин. Линзы массивных сульфидных руд имеют мощность до 1 м и протяженность до 5 м. Бороздовым опробованием выявить рудные тела значительных размеров не удалось. В единичных пробах установлено содержание меди до 0,2 % (на 1 м) и 0,8 % (на 0,6 м). Проявление сопровождается интенсивными и контрастными ореолами рассеяния меди, цинка, молибдена и серебра. Прогнозные ресурсы, подсчитанные по результатам литохимического опробования, составляют по категории P<sub>3</sub> 150 тыс. т меди, 150 тыс. т цинка, 4,2 тыс. т молибдена и 900 т серебра. Прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub> оцениваются лишь в 22 тыс. т меди и столько же цинка. Предполагается слабая эродированность объекта и возможность установления на глубине более богатых руд [Раузер, 1983 ф.]. Проявление изучено слабо. В пределах рудоносного участка не исключено обнаружение более значительного медно-молибденового оруденения, которое может иметь практический интерес [Архангельская и др., 1998].

**Свинец и цинк.** В данном разделе описаны собственно свинцовые и собственно цинковые объекты, а также комплексные свинцово-цинковые и цинк-свинцовые. Кроме того, описываются как свинцовые, так и цинковые проявления с сопутствующей медной, серебряной, золотой минерализацией. На карте показано 96 объектов, в том числе 2 малых месторождения, 32 рудопроявления и 62 пункта минерализации. Вся эта группа рудных объектов на территории листа представлена тремя рудными формациями: стратиформной свинцово-цинковой в карбонатных толщах, свинцово-цинковой скарновой, свинцово-цинковой жильной.

Многочисленные проявления стратиформной свинцово-цинковой формации в карбонатных толщах известны в юго-западной части Омuleвского тер-

рейна [Шпикерман, 1987; 1998; Шпикерман и др., 1979 ф]. Группа рудопроявлений традиционно именуемая как *Урультунское стратиформное флюорит-свинцово-цинковое месторождение* образует ареал, в пределах которого выделяется рудопроявления: *Битум-Сдвиг* (I-5-11), *Северо-Восточное крыло* (I-5-14), *Балах-Дабан* (I-5-17), *Ясный* (I-5-18). Ниже описаны наиболее представительные, из перечисленных, объекты.

*Рудопроявление Ясный* (I-5-18) изучено горными, буровыми, геофизическими работами. Размещается в нижнедевонской (верхнеэмской) битумской свите карбонатных пород (ирисская серия) в ядре куполовидной антиклинали. Рудовмещающая толща и согласно залегающие в ней рудоносные горизонты имеют пологое, а местами субгоризонтальное залегание. Выявлено два основных горизонта в с флюорит-свинцово-цинковой минерализацией. Верхний горизонт мощностью 2,4 м включает в себя около 40 % богатых руд (с содержанием суммы металлов более 3 %). Средние содержания в таких рудах: свинец – 3,10 %, цинк – 9,43 %. Нижний горизонт обнажается на поверхности и вскрыт скважиной по падению на глубине 225 м. Средняя мощность нижнего горизонта 1,8 м, богатые руды составляют около 25 %. Средние содержания в богатых рудах: свинец – 2,68 %, цинк – 15,3 %. Авторская прогнозная оценка участка по кат P2 (приводится только по верхнему горизонту): свинец – 216 тыс. т, цинк – 649 тыс. т. [Шпикерман и др., 1979 ф].

*Рудопроявление Битум-Сдвиг* (I-5-11) изучен горными, буровыми, геофизическими работами. Размещается в нижнедевонской (верхнеэмской) битумской свите карбонатных пород (ирисская серия) в пределах юго-западного крыла синклинальной складки. Битумская свита без углового несогласия перекрыта домеритами живета. Рудоносная пачка массивных доломитов мощностью 240 м содержит от трех до шести горизонтов с рудной минерализацией. Они представляют собой согласные со слоистостью тела, мощностью от 1 до 26 м, протяженностью до 1 км и более, с падением на северо-восток под углами 60–70°. Распределение содержаний свинца и цинка в минерализованных горизонтах неравномерное. Руды с содержанием выше 3 % суммы этих металлов выделяются на фоне бедного вкрапленного оруденения в виде гнезд и линз неправильной формы. Средние содержания в таких рудах – свинец – 3,55 %, цинк – 3,40 %. В качестве сопутствующих полезных компонентов могут иметь значение флюорит, кадмий, германий. Главные рудные минералы – галенит, сфалерит, флюорит. Вмещающие породы представлены черными диагенетическими доломитами с многочисленными прожилками кальцита. Текстуры руд, в основном, вкрапленные и прожилковые, реже – брекчиевые, кокардовые, массивные и слоисто-полосчатые. Авторские прогнозные ресурсы кат P2: свинец – 281 тыс. т., цинк – 270 тыс. т. [Шпикерман и др., 1979 ф.; Шпикерман, 1998].

К юго-востоку от описанной группы стратиформных проявлений в бассейне верхнего течения р. Таскан в палеозойских карбонатных толщах также установлены многочисленные проявления стратиформного флюорит-свинцово-цинкового оруденения. Большинство из них локализируются в доломитах и доломитизированных известняках нижнего девона: *Ожидание* (I-6-6), *Снежное* (I-6-10), *Проливное* (I-6-11), *Известковая* (II-6-1), Отдельные

проявления присутствуют в верхнесилурийских (*Вечернее* – I–6–2) и в верхнеордовикских (*Параллельное* – I–6–1) толщах.

*Рудопроявление Снежное* (I–6–10) локализуется в доломитах гротовской свиты эмса (ирисская серия). Установлено два крутопадающих согласных оруденелых горизонта с флюорит-свинцово-цинковым оруденением. Минеральный состав: сфалерит, галенит, флюорит, англезит, смитсонит. Встречаются слоисто-полосчатые руды. Содержания свинца – 1,12 – 3,47 %, цинка – 0,67- 2,23 %. Отмечено повышенное содержание Ag в галените.

*Рудопроявление Ожидание* (I–6–6) – локализуется в черных доломитах нижнедевонской ожиданьинской пачки, входящей в состав ирисской серии. Оруденение представлено маломощным минерализованным горизонтом, полого лежащим непосредственно под карбонатно-глинистым экраном вечернинской свиты, той же ирисской серии. Особенностью рудопроявления является наличие жильного и прожилково-вкрапленного кварц-сульфидного оруденения. Рудные минерала кварц-сульфидной ассоциации представлены блеклой рудой, сфалеритом и галенитом. Характерны друзы хорошо ограниченных кристаллов флюорита и крупные гнезда антраколита. Вмещающие доломиты интенсивно окварцованы (джаспероидизация). Содержания свинца и цинка около 1 % [Шпикерман и др., 1979 ф].

*Рудопроявление Вечернее* (I–6–2) размещается в светлых доломитах бизонской свиты верхнего силура (параллельнинская серия). Флюорит-галенитовое оруденение локализуется в виде полого лежащего согласного горизонта, перекрытого экраном мергелей. Мощность горизонта 3 м. Свинец резко преобладает над цинком, средние содержания свинец – 2,3 %, цинк – 0,53 %. (бороздовое опробование канав). Авторская оценка прогнозных ресурсов кат. P<sub>3</sub> – свинец – 19 тыс. т, цинк – 4 тыс. т. [Сотников, Шпикерман и др., 1983ф.].

Свинцово-цинковая скарновая формация представлена двумя проявлениями на юго-западе Омuleвского террейна Террасное и Надежда. Свинцово-цинковые руды в скарнах, в отличие от стратиформного оруденения в карбонатных толщах Омuleвского террейна характеризуются высокими концентрациями Ag и Bi.

*Рудопроявление Террасное* (I–6–4) размещается в днище локального вулканогенного прогиба позднеюрского заложения. Днище прогиба сложено интенсивно дислоцированными толщами среднего палеозоя, пронизанных субвулканическими телами гранит-порфиров и риолитов позднеюрского возраста (улахан-чистайская группа). Главное рудное тело Контактное приурочено к тектоническому контакту известняков франского возраста (гагиевская серия) с алевролитами и кремнистыми аргиллитами карбона (устьувальненская серия). Скарны имеют в основном геденбергитовый и гранат-геденбергитовый состав. Наиболее богатое оруденение приурочено к участкам окварцевания в скарнах. Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, в подчиненном количестве халькопирит, магнетит, гематит, мушкетовит, гипергенные минералы цинка и меди. Мощность рудного тела Контактное 7,7 м, протяженность 700 м, средние содержания: свинец – 1,05 %, цинк – 5,22 %, серебро – 132 г/т. Авторская оценка прогнозных ресурсов тела Контактное кат. P<sub>2</sub> по данным бороздового опробования канав: свинец – 55 тыс. т, цинк – 275 тыс. т, серебро – 700 т. [Шпикерман и др., 1988 ф].



*Рудопоявление Надежда (I–6–5)* расположено в 8 км к юго-западу от рудопоявления Террасное в экзоконтакте Хиулчанского гранитного массива среди ороговикованных и мраморизованных терригенно-карбонатных отложений нижнедевонской урультунской свиты ирисская серия. Отмечается интенсивным вторичным ореолом рассеяния с содержаниями Ag до 30–90 г/т, Pb – 0,1–0,4 %. В ореоле среди мраморизованных пород небольшие поля и гнезда скарнов эпидот-гранатового и эпидот-кальцитового состава размером до 300x150 м. Оруденение связано с участками развития тонких кварц-сульфидных прожилков, наложенных на скарны. Прожилки образуют небольшие штокверки площадью в несколько сотен м<sup>2</sup>. Средние содержания полезных компонентов в оруденелых скарнах: свинец – 2,59 %, цинк – 3,51 %, серебро – 140 г/т. Авторские прогнозные ресурсы кат. P<sub>3</sub> в пределах геохимического ореола: свинец – 315 тыс. т, цинк, – 225 тыс. т, серебро – 1260 т. [Сотников, Шпикерман и др., 1983 ф].

*Жильная формация свинцово-цинкового оруденения* представлена двумя малыми месторождениям – Тетоническое и Булунга, а также рядом рудопоявлений в различных частях территории..

*Месторождение Тектоническое (III–2–19)* малое размещается среди ороговикованных осадочных пород мандыченской серии верхнего триаса в надынтрузивной зоне Тас- Кыстабытского гранитоидного массива. Кварцевые жилы с флюоритом приуроченные к крутопадающим (80–85°) зонам дробления северо-западного простирания. Одно из рудных тел мощностью 0,4–5 м прослежено канавами на 850–900 м. Рудные минералы: галенит, сфалерит, касситерит, пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, блеклая руда, акантит, церуссит, англезит, ковеллин. Оруденение вкрапленное, невыдержанное по простиранию и мощности. По данным Госбаланса по состоянию на 01.01.2015 г. балансовые запасы по месторождению по кат. C<sub>2</sub> составляют: свинец – 3057 т, цинк – 2230. т, при средних содержаниях (по разным блокам): свинец – 2,2 и 5,3 %, цинк – 2,4–2,0 %, Подсчитаны также запасы серебра по кат. C<sub>2</sub> – 42,4 т, при средних содержаниях 510 и 189 г/т. [Маннафов и др., 1999].

*Месторождение Булунга (III–2–29)* малое – размещается в экзоконтакте Булунгинского штока позднеюрских гранитоидов тас-кыстабытского комплекса среди ороговикованных терригенных пород верхнего триаса (мандыченская серия). Выявлено 14 рудных тел. Представлены они кварцевыми жилами и околосильным ореолом окварцевания и пиритизации. Длина жил достигает 200 м, мощность от 1 см до 3,3 м. Жильные минералы: кварц, карбонат, флюорит, хлорит; рудные: галенит, сфалерит, акантит, халькопирит, пирит, арсенопирит, блеклые руды, золото, церуссит, лимонит. Содержания полезных компонентов в рудах: Pb до 51,0 %, Zn до 41,4 %, Ag до 15714,0 г/т, Au до 0,9 г/т, Bi 0,1–1,0 %, Sn 0,05–0,13 %, Cd, Co 0,01–0,1 %, Ge, In 0,001–0,01 %. Запасы категории C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub>: свинец 2,2 тыс. т (среднее содержание 3,85 %), цинк 0,6 тыс. т (среднее содержание 1,18 %), серебро 13,1 т (среднее содержание 232 г/т) [Маннафов и др., 1999].

*Спящинское золоторудно-серебро-свинцовое рудопоявление (II–4–88)* – весьма сходно с характерными для Западного Верхоянья жильными серебро-свинцово-цинковыми месторождениями с субсогласным простиранием рудо-

носных зон в терригенных породах. Объект располагается в юго-западном крыле мощной зоны разломов северо-западного направления, рассекающей песчаники, алевролиты и глинистые сланцы средней юры (нижняя артыкская подсерия). Установлено семь минерализованных зон дробления, с жилами и прожилками четковидной формы. Протяженность минерализованных зон от 60 до 500 м, мощность от 0,04–0,08 до 2,6 м. Текстуры руд – брекчиевая, массивная, прожилковая и вкрапленная. Рудные минералы: галенит, антимонит, арсенопирит, сфалерит, пирит, халькопирит, блеклая руда, вольфрамит, молибденит, сульфосоли серебра, теллуриды золота; жильные: кварц, карбонат. Средние содержания в рудных жилах: свинец – 1,25–15,5 % (до 32,97 %), серебро – 69,2–395,5 г/т, золото – 3,0–14,4 г/т, сурьма до – 3,08 %, цинк – 0,05–2,5 %, медь – 0,1–0,34 %. Во вторичных ореолах рассеяния проявление выражено контрастными аномалиями: Au – 0,14 г/т, Ag – 15 г/т, As – 0,08 %, Mn – 0,8 %, Sb – 0,003 %, Sn – 0,0015 %, Zn – 0,2 %. Авторские прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub> составляют: 52 тыс. т свинца, 5 т золота, 260 т серебра [Маннафов и др., 1999; Петухов и др., 1999б]. Вопрос о формационной принадлежности проявления Спящинское спорный. Н. Г. Маннафов и др. [1999] относят его к свинцово-цинковой стратиформной в терригенных толщах.

*Рудопроявление левобережья руч. Холодного (V–1–4)* размещается в зоне Нилгысыгского разлома в пределах Охотского кратонного террейна вблизи массива умеренно-щелочных гранитоидов позднемелового нютско-куйдусунского комплекса. Представлено зонами прожилково-вкрапленного оруденения протяженностью 0,5–1 км и двумя залежами массивных полиметаллических руд. Мощность залежей массивных руд 0,1–0,8 м при длине 10–20 м. Минеральный состав их: галенит, сфалерит, касситерит, пирротин, пирит, халькопирит, тетраэдрит. В зоне окисления (1–2 м) отмечаются вульфенит, англезит, аргентит. По данным химического анализа бороздовых проб, содержание цинка в зоне прожилково-вкрапленного оруденения 0,53–1,42 %, в массивных рудах – 2,58–3,79 %, в окисленных рудах – 1,05 % [Агентов и др., 1981 ф].

*Рудопроявление Дикое (VI–1–19)* также размещается в зоне влияния Нилгысыгского разлома вблизи массива умереннощелочных гранитоидов позднемелового нютско-куйдусунского комплекса. Зоны сульфидизации мощностью 0,2–5 м, протяженностью до 100 м, простирание северо-восточное, падение крутое, оруденение неравномерное, в виде маломощных прожилков и гнезд неправильной формы. Рудные минералы: галенит, сфалерит, пирит, реже халькопирит и пирротин, а также продукты их окисления. Химическим анализом единичных штучных проб установлены свинец (1,03–7,4 %) и цинк (2,24–3,5 %), а спектральным – серебро до 100 г/т [Володин, 1955 ф]. Прогнозные ресурсы по категории P<sub>3</sub> оценены в 2 тыс. т свинца и 1 тыс. т цинка [Атращенко, 1985 ф].

**Кобальт** .В юго-восточной части территории листа выявлено 1 малое месторождение и 2 пункта минерализации.

*Месторождение Обход (VI–6–34)* малое относится к жильной никель-кобальт-висмутовой арсенидной формации. Приурочено к экзоконтакту Лово-Сеймканского гранитного массива омчанского комплекса. Рудные тела представлены шестью хлорит-кварцевыми (№№ 1–6) и одной турмалин-

кварцевой (№ 7). Рудоносные жилы имеют северо-северо-западное простирание и локализуются в догранитных диорит-порфиритах и роговиках по алевролитам и глинистым сланцам верхнего триаса. Жила № 1 протяженность – более 200 м, мощность 0,28 м, среднее содержание кобальта – 0,044 %; жила № 2 (соответственно) – 160 м, 0,40 м, 0,034 %; жила № 4 (соответственно) – более 30 м, – 8 см, – 0,874 %. Общие запасы кобальта по кат. С<sub>2</sub> – 9,6 т. Наряду с кобальтом установлены незначительные количества свинца, цинка, олова, висмута. Рудные минералы: кобальтин, герсдорфит, никелин, арсенопирит, пирротин, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит самородный висмут, минералы селена и теллура, эритрин, золото. Среди жильных, кроме кварца и хлорита, присутствует кальцит [Маннафов и др., 1999]. Присутствие в рудах повышенных концентраций золота (до 0,79 г/т) и повсеместное развитие халькопирита позволило Е. Е. Коловой М. А. Малиновскому [2015] отнести месторождение Обход к группе месторождений нового Co-Cu-Au типа в метасадочных породах, сопоставив его с месторождением Niso в Канаде.

Пункты минерализации кобальта (VI–6–80, VI–6–88) ассоциируют с молибденовой минерализацией в северной части Средне-Янского гранитоидного массива.

**Молибден.** Молибденовое оруденение широко распространено на территории листа Р-55. Собственно молибденовых объектов на карте отмечено – 1 малое месторождение, 23 рудопроявления, 17 пунктов минерализации. Кроме того, присутствуют 11 комплексных молибденовых объектов (включая 1 малое месторождение) с медью, золотом, серебром, вольфрамом, висмутом, характеристика которым также дана в настоящем разделе. Все эти объекты представлены тремя рудными формациями – молибденовой грейзеновой, молибденит-кварцевой жильной и молибденовой порфировой.

Оба известные на территории листа малые месторождения молибдена относятся к молибденовой грейзеновой формации, к ней же относятся и несколько рудопроявлений. Большинство этих объектов связаны с позднемеловыми гранитоидами перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, однако встречаются и в собственно вулканогенной части пояса, а также в связи с позднеюрскими гранитоидами Главного Колымского пояса.

*Месторождение Потенот* (III–2–38) малое локализовано в северной части в одноименного штока позднемеловых гранитоидов и частично во вмещающих роговиках по верхнетриасовым песчаникам и сланцам. Гранит-порфиры штока Потенот гидротермально изменены. Зоны изменения в пределах рудного поля представлены в основном образованиями грейзеновой формации – каолинит-серицитовыми, серицитовыми вторичными кварцитами; проявлены также хлоритизация, серицитизация, окварцевание. Широко распространены кварцевые жилы мощностью до 0,7 м, прожилковые зоны мощностью до десятков метров. Рудные тела представлены многочисленными линзовидными кварц-хлоритовыми жилами, окварцованными и хлоритизированными зонами дробления. Простирание рудных тел северо-восточное и северо-западное, падение на юго-восток и юго-запад (60–75° до вертикально-го). Мощность их составляет 0,1–3,5 м, длина – 20–160 м. Кроме молибдена, в некоторых телах присутствуют висмут и олово. Содержания: молибден до

2,95 %, висмут до 2,8 %, олово более 1 %, кобальт до 0,19 %. В отдельных пробах содержание: золото до 5 г/т, серебро до 40 г/т, иттрий до 0,1 %. Рудные минералы представлены молибденитом (вкрапленность и прожилки мощностью до 1,5 см), висмутином, самородным висмутом, касситеритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом, пиритом, кобальтином. Месторождение комплексное. В этом же рудном поле установлены жильные зоны хлорит–кварцевого состава протяженностью до 200 м. с участками богатых руд олова. Рудные интервалы жильных зон протяженностью от 12 до 28 м при мощности от 0,7 до 1,7 м характеризуются средними содержаниями олова от 1,14 до 2,85 %, достигая 12,68 %. В рудах олова установлены касситерит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин, молибденит, гематит, арсенопирит. В хлорит-кварцевых жилах присутствует флюорит. Подсчитанные ранее запасы по кат. С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> 20,5 т молибдена, 9,3 т висмута и 100 т. олова указывают на непромышленное значение данного объекта [Маннафов и др., 1999].

*Месторождение Танкист (IV–5–28)* малое локализовано вблизи одноименного штока позднемеловых гранит-порфиров североприохотской группы плутонических комплексов. Гранит-порфиры изменены до вторичных кварцитов. В ороговикованных алевролитах родионовской свиты нижней перми установлены зоны слюдисто-кварцевых грейзенов, а также субширотные крутопадающие кварцевые и полевошпат-кварцевые жилы мощностью 0,03–0,4 м.с молибденитовой минерализацией. Рудные минералы: молибденит, арсенопирит, пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, касситерит. Молибденит крупночешуйчатый, слагает полосы до 2 см вдоль зальбандов и рассеян в жильной массе. На глубину до 5–7 м сильно выщелочен, частично замещен охрой. По материалам разведки 1942–1946 гг. подсчитанные запасы молибдена – 39,3 т (среднее содержание 0,35 %, средняя мощность 0,33 м, общая длина 325 м). [Маннафов и др., 1999].

*Рудопоявление Верхний Бувтыкан (VI–2–8)* размещается на юге территории в экзоконтактовой зоне Нюринского гранитного массива. Вмещающие породы – гидротермально-метасоматически измененные вулканиты верхнего мела. Жилы мусковит-калишпат-кварцевого и прожилки кварц-пиритового, кварц-мусковитового и др. состава. Рудоносная зона длиной в несколько сот метров и мощностью до 300 м содержит 20 кварцево-жильных тел мощностью от 1–2 см до 40 см. Жилы сопровождаются сетью прожилков (1–2 мм) кварц-пиритового состава. Рудные минералы: пирит, молибденит, халькопирит, реже галенит, сфалерит, висмутин, гематит, магнетит, редко касситерит, акантит, берилл. Молибденит образует и мелкую вкрапленность в массе кварца и во вмещающих породах у зальбандов. Содержание молибдена в жилах и во вмещающих породах на удалении до 2 м от контактов с жилами 0,005–0,2 % (среднее 0,017 %). Кроме того установлено: золото до 0,5 г/т, серебро до 23 г/т, медь 0,003–0,6 % (в среднем 0,03 %) [Маннафов и др., 1999]. Авторские прогнозные ресурсы молибдена категории Р<sub>2</sub> – 4250 т (длина 500 м, мощность 200 м, глубина 100 м, среднее содержание 0,017 %). [Архангельская и др., 2001] Рудопоявление несет черты как молибденовой грейзеновой, так и медно-молибденовой порфировой формаций. С первой его сближают характер метасоматических изменений, наличие слюдисто-

кварцевых жил, локализация вне интрузии. С пофировым типом сближает минеральный состав: присутствие халькопирита, магнетита и др.

*Рудопроявление Семеновский (IV–6–46)* молибденовое с висмутом. В грейзенизированных гранитах краевой части позднеюрского массива Сибердык обнажается зона молибденит-мусковит-кварцевого прожилкования мощностью около 5 м, длиной около 400 м, азимут простирания 60°, угол падения 90°. Содержание молибдена до 0,88 % на мощность 0,15 м и 0,029 % на мощность 1,1 м, висмута 0,3 %, золота 0,16 г/т, серебра 4 г/т.

Проявления молибденит-кварцевой жильной формации довольно многочисленны, особенно в южной части листа, где они ассоциируют с гранитоидами и вулканитами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Однако встречаются они и в Главном Колымском плутоническом поясе как в позднеюрских гранитоидах, так и в монцититоидах поздне мелового биликанского комплекса.

*Рудопроявление Зигзаговое (III–5–51)* локализуется в экзо- и эндоконтактовой зоны небольшого (2,5 км<sup>2</sup>) гранитного штока Террасового позднеюрского басугуньинского комплекса. Шток прорывает осадочные отложения нижнего триаса. Граниты, гранит-порфиры и роговики рассечены молибденосными кварцевыми жилами и прожилками мощностью от 1–5 мм до 20 см. Рудные минералы: молибденит, в незначительном количестве – пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит. Жильные минералы: кварц, полевой шпат и хлорит, иногда биотит и актинолит. Содержание молибдена до 1,5 %, висмута до 0,1 %. Возможно расширение оруденения на глубину в связи с расширением поперечного сечения штока. [Маннафов и др. 1999].

*Рудопроявление Спешное (II–4–97)* приурочено к экзо- и эндоконтактам небольшого поздне мелового штока кварцевых сиенит-порфиров биликанского комплекса, прорывающего терригенные отложения средней юры. Представляет собой линейный штокверк мощностью 78 м, длиной более 400 м, состоящий из кварцевых жил и прожилков мощностью 0,01–0,2 м. Рудные минералы представлены пиритом, молибденитом, арсенопиритом, реже халькопиритом, пирротин, сфалеритом, галенитом. Содержание: молибден 0,01–0,3 %, среднее 0,08 %; медь 0,005–0,015 %, золото до 0,006 г/т. Авторские прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub> по геологическим данным – молибден 5200 т. Сопутствующие – золото и серебро [Маннафов и др. 1999].

*Рудопроявление Елганджа (VI–3–32)* молибденовое с висмутом. Кварцевая жила мощностью около 0,5 м, длиной несколько десятков метров в ранне меловых гранодиоритах охотского комплекса. Кварц массивный, иногда брекчиевый с охристыми налетами и вкрапленностью пирита. Содержание по данным штучного опробования: висмут 1 %, молибден 0,3 %, вольфрам 0,05 %. [Маннафов и др. 1999].

Довольно большое количество проявлений молибденит-кварцевой жильной формации сосредоточено на юго-западе территории, где они связаны с меловыми магматическими образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, наложенного в этой части листа на Охотский кратонный террейн. Жильные проявления здесь приурочены к минерализованным зонами дробления (проявление Аврелий – V–1–2) и к отдельным кварцевым жилам (проявления Долгохчан – IV–1–17, Онлыкич – V–2–9, VI–1–25). Наиболее мощ-

ная зона прослежена на 630 м при ширине выхода 250 м. Мощность жил от 0,25–0,45 м до 1,5–5 м при длине от первых десятков метров до 200 м. Содержание молибдена убогое (лишь в единичных штучных пробах достигает 0,1–0,6 %). Иногда фиксируются повышенные концентрации свинца (до 3 %), олова (до 0,3 %), серебра (до 100 г/т). Из-за низкого содержания молибдена и малых параметров рудных тел жильное молибденное оруденение для данной части территории в настоящее время не представляет практического интереса.

Молибденовая порфирировая формация на рассматриваемой территории наиболее продуктивна. Для формации характерны вкрапленный и прожилково-вкрапленный тип оруденения, штокверковый морфологический тип рудоносных образований, халькопирит-молибденит-пиритовая рудная минерализация, сравнительно низкие концентрации в рудах молибдена, редко достигающие 1 %, постоянное присутствие меди и серебра. Оруденение сосредоточено в раздробленных породах интрузивов, иногда выходя в терригенные либо вулканогенные породы зоны экзоконтакта. Характерно также интенсивное проявление гидротермальных изменений вмещающих пород от ранней калишпатизации до процессов кислотного выщелачивания – окварцевания, аргиллизации. Большая часть проявлений порфирирового типа сосредоточена на юго-западе территории, где они связаны с меловыми магматическими образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, наложенного в этой части листа на Охотский кратонный террейн. Наиболее перспективные объекты молибден-порфирирового оруденения в этой части территории – проявления Лев. Атыкан, Кварцевая Сопка (Молибденовая Гора), Аулия, Прав. Витачан (V–1–6), Тарагай, Мана. При бедных в целом рудах они характеризуются большим объемом рудоносных тел и их слабой эродированностью. Однако известны молибден-порфирировые проявления и в позднемеловых гранитоидных телах перивулканической зоны пояса – рудопроявление Эхо-Неглинка

*Рудопроявление Эхо-Неглинка (V–6–6)* размещается в южном эндоконтакте позднемелового гранитного массива Вост. Бутугычаг. Молибденное оруденение представлено штокверками, состоящими из многочисленных сближенных кварцевых жил и прожилков с молибденитом и вкраплений зерен и гнезд молибденита непосредственно в гранитах. Мощность большинства прожилков от нескольких мм до 3–4 см. Содержание молибдена в таких штокверках по данным бороздового опробования изменяется от 0,01 до 3,67 %. Кроме молибденита в рудах присутствует пирит.

*Рудопроявление Лев. Атыкан (VI–1–11)* расположено в пределах сводового поднятия центральной части Нютского массива порфириовидных умереннощелочных гранитов, участками измененных до слюдисто-кварцевых метасоматитов. Оно изучено с поверхности с проходкой значительного объема канав, бороздовых и штучных проб, хорошо фиксируется АГСМ-аномалией, сопровождается геохимической аномалией молибдена высокой интенсивности (0,007 %) и шлиховым ореолом молибденита. Общая площадь распространения молибденовой минерализации, судя по размерам аномалий, составляет 7 км<sup>2</sup>. В ее пределах поисковыми маршрутами и бороздовым опробованием выявлен молибденоносный кварцевожилный штокверк (3–5 прожилков на 1 м сечения), площадью 1,6 км<sup>2</sup>. Мощность прожилков 3–5 см,

редко – до 15–20 см. Главные рудные минералы: пирит, молибденит, халькопирит. Отмечаются пирротин, магнетит, халькозин, ковеллин. Содержание молибдена в бороздовых пробах колеблется от 0,01 % до 2,46 %. Среднее содержание молибдена по штокверку – 0,07 %. Руды прожилково-вкрапленные с неравномерным распределением молибдена. В рудах присутствуют также медь (0,01–0,06 %), реже серебро (0,06–0,3 г/т). Прогнозные ресурсы молибдена оценены и апробированы по категории  $P_2$  до глубины 200 м в количестве 300 тыс. т [Атрашенко, 1985; (Паспорт Г–1 № 106)]. По масштабам оруденения и прогнозным ресурсам проявление можно классифицировать как крупное месторождение. Горнотехнические условия благоприятны для отработки его открытым способом.

*Рудопроявление Кварцевая Сопка (V–1–12)* представлено двумя минерализованными зонами штокверкового типа размерами 1200x300 м и 750x200 м в трахириолитах кунанского и андезитах ульбериканского вулканических комплексов. Молибденит локализован в кварцевых прожилках мощностью до 3 см в виде кристаллов до 15 мм и пылевидной вкрапленности. Околорудные изменения выразились в калишпатизации, грейзенизации, березитизации, окварцевании и пропицитизации вмещающих пород. По данным бороздового опробования среднее содержание молибдена на суммарную мощность рудных прослоев 125,2 м составляет 0,1 %. Установленный вертикальный размах оруденения 300 м. Намечается тенденция увеличения содержания металла с глубиной. На проявлении прогнозируется среднее по масштабам месторождение с ресурсами категории  $P_2$  до глубины 150 м в количестве 45,9 тыс. т при бортовом содержании молибдена 0,01 %, или 18,6 тыс. т – при 0,05 % [Шитов и др., 1990 ф; (Паспорт А № 54)].

На проявлении *Тарагай (VI–1–26)*, расположенном в эндоконтакте интрузии умереннощелочных гранитов, прогнозируется наличие нескрытых эрозией молибденоносных зон тонкопрожилкового окварцевания с ресурсами металла по категории  $P_2$  – 77 тыс. т [Атрашенко и др., 1985 ф].

*Рудопроявление Аулия (V–1–20)* представлено комплексными медно-молибденовыми рудами. Оконтурено два рудоносных штокверка площадью 0,6 и 0,41 км<sup>2</sup>, приуроченных к линейной зоне эруптивных брекчий в умереннощелочных гранитах. В штокверках брекчии, состоящие из обломков гранитов, терригенных пород, андезитов, андезибазальтов, цементированных умереннощелочными гранитами, пронизаны прожилками (1–3 мм) кварцевого, чаще кварц-сульфидного состава с халькопиритом, молибденитом, борнитом, ковеллином, галенитом. Спектральный и химический анализы бороздовых проб установлены концентрации молибдена от 0,0006 до 3,4 %, меди – от 0,01 до 1 % со средневзвешенными содержаниями по рудным телам соответственно 0,02 и 0,12–0,15 %. Авторские прогнозные ресурсы категории  $P_2$  при коэффициенте надежности прогноза 0,3 и глубине подвески 100 м составляют 18 792 т молибдена и 109 594 т меди [Эйхвальд и др., 1992 ф]. Состав руд и структурные особенности рудопроявления сближают его с медно-молибден-порфировой формацией.

*Рудопроявление Мана (VI–2–6)* представлено кварцевыми прожилково-жильными зонами с содержаниями молибдена до 1,7 %, меди – 0,2 % и серебра – 100 г/т. Средние содержания молибдена, по данным бороздового опро-

бования, в разных пересечениях минерализованных зон от 0,012 до 0,4 %. Прогнозные ресурсы оценены по категории  $P_2$  для молибдена – 7,41 тыс. т, меди – 10,3 тыс. т, цинка – 7,7 тыс. т, серебра – 15,5 т [Раузер, 1983 ф].

**Вольфрам.** На карте отмечено 18 объектов вольфрамового оруденения, в том числе 10 проявлений и 8 пунктов минерализации. Большинство из них являются собственно вольфрамовыми, встречаются также с сопутствующими молибденом, золотом, иттрием. Кроме того, вольфрамовая минерализация широко представлена в оловорудных объектах, в молибденовых и золоторудных. Такие объекты описываются в соответствующих разделах по ведущему металлу.

В настоящем разделе описываются указанные на карте проявления трех формационных типов: шеелит-сульфидно-скарноидного, вольфрамит-кварцевого грейзенового и шеелит-золото-кварцевого турмалин-хлоритового.

Вольфрамовое оруденение шеелит-сульфидно-скарноидного типа наиболее значимое для данной территории. Шеелит скарноидные проявления наиболее широко распространены в юго-восточной части территории, где в ореолах термального метаморфизма раннемеловых гранитоидов омчанского комплекса выходит норийская пачка так называемых «монотисовых ракушников» (рудопроявления Левобережный, Тэутэджак-Фофан). В том же районе обнажаются пласты пермских карбонатсодержащих алевролитов и сланцев, которые вблизи массивов тех же омчанских гранитоидов скарнированы и содержат вольфрамовое оруденение.

*Рудопроявление Левобережный (V–6–46)* локализуется в моноклинально залегающем в скарнированном пласте монотисовых ракушников среди ороговикованных аргиллитов и алевролитов верхнего триаса. Мощность пласта от 10–15 до 25–30 м. Протяженность выходов скарнированных пород до 1200 м. Наиболее богатые руды образованы в узлах пересечения скарнированного пласта с зонами развития тонких (0,7–0,7 см) кварцевых, кварц-хлоритовых, реже кальцит-флюорит-кварцевых прожилков. Рудные минералы: сфалерит, шеелит, галенит, халькопирит, пирит, молибденит. Жильные: кварц, хлорит, карбонат, кальцит, гранат (единичные зерна), флюорит. Содержание: триоксид вольфрама до 0,94 %, цинк 0,78 %, медь 10,03 %, свинец 10,11 %, серебро более 60 г/т, олово 0,06 % (в штуфных пробах). По данным литохимического опробования выделяются контрастные ореолы W, Pb, Zn, Cu, Ag. [Маннафов и др., 1999].

*Рудопроявление Тэутэджак-Фофан (V–6–47)* – золото-вольфрамовое, размещается в роговиковой зоне раннемелового Омчанского гранитного массива. Вмещающие породы – отложения верхнего триаса, с горизонтом монотисового ракушечника, прорванные субпластовыми телами диорит-порфиритов и дайками риолитов. Монотисовый горизонт полностью скарнирован. Протяженность скарнированного пласта 2,25 км, мощность от 5 до 8 м. Скарны – амфиболовые, амфибол-гранатовые, гранатовые, эпидот-гранатовые, реже гранат-пироксеновые и магнетит-пироксеновые, иногда присутствуют аксинит, кальцит, тремолит. Скарны часто сильно сульфидизированы. Рудные минералы: сфалерит, галенит, пирит, шеелит, халькопирит, пирротин, магнетит, марказит, отмечается золото, реже арсенопирит, молибденит, гематит, хромит. Содержание триоксида вольфрама в штуфных пробах



достигает 0,5–0,84 %. Среднее содержание триоксида вольфрама в пласте скарнов 0,11 %. Во вторичных ореолах рассеяния к пласту скарнов приурочены аномалии W – 0,0006 %, Zn – 0,03–0,2 %, Cu более 0,0044 %, Pb – 0,006–1 %, Ag – 0,2 г/т. [Маннафов и др., 1999].

*Рудопроявление Окей (Закономерный) (V–6–38)* размещается в западном эзоконтакте раннемелового массива Окей омчанского комплекса. Представлено скарново-рудными телами, приуроченными к пластам известковых сланцев и алевролитов омчакской свиты верхней перми. Среди них выделяются две морфологические разновидности. Первая – с резкими контактами и выдержанной мощностью, зависящей от мощности исходного пласта мергелей. Вторая с извилистыми неровными очертаниями при постепенном переходе скарнов в ороговикованные породы. На разных участках установлено от 1 до 4 пластов скарнированных карбонатных пород. Мощность скарновых тел от 0,2–0,5 до 1,5 м. Отдельные тела прослежены по делювию на 500 м. Угол падения тел около 35° [Маннафов и др., 1999].

Проявления вольфрамит-грейзеновой формации – наиболее распространенный тип вольфрамового оруденения на территории листа. Главным рудным минералом в этих объектах является вольфрамит. Известны два основных морфологических типа рудных тел – жильный и штокверковый.

*Рудопроявление Порфиоровое (IV–5–11)* представляет собой кварцевую жилу мощностью 5–10 см, длиной не более 100 м, простирание северо-западное. Жила размещается в ороговикованных терригенных породах верхней перми в надынтрузивной зоне гранитного массива Мираж. Содержание: триоксид вольфрама 1,8 %, золото 0,2 г/т. [Маннафов и др., 1999].

*Рудопроявление Тарым (V–6–37)* – представитель штокверкового морфологического типа вольфрамит-грейзеновой формации. Зоны жильно-прожилкового окварцевания штокверкового типа среди метасоматически окварцованных кварц-биотитовых роговиков по отложениям верхней перми. Мощность зон 10–30 м, длина до 2 км, простирание северо-восточное и широтное. Мощность отдельных жил 0,2–0,5 м, реже 1,5 м, длина от 10–20 до 100–200 м. Мощность отдельных прожилкой 0,1–10 см. Рудные минералы (рассеянная вкрапленность): пирит, молибденит, арсенопирит, касситерит, вольфрамит. Содержание: вольфрам 0,02–0,07 %, в одной пробе более 1 %, олово 0,03 %, висмут 0,01–0,03 %, литий 0,05 %, серебро 30 г/т, золото 0,01–0,2 г/т [Маннафов и др., 1999].

*Рудопроявление Правый-1 (IV–6–49)* – представитель штокверкового морфологического типа в грейзенизированных гранитоидах. Локализуется в эндоконтактной зоне гранитоидного массива Сибердик (петротип позднерусского сибердыкского комплекса). Грейзенизированные гранитоиды (площадь около 0,3 км<sup>2</sup>) с зонами интенсивного окварцевания и пиритизации шириной 10–20 м (границы постепенные), включают зоны кварцевого прожилкования мощностью до 35 см. Содержание вольфрама 0,13 % [Маннафов и др., 1999].

Проявления шеелит-золото-кварцевого турмалин-хлоритового типа представлены рудопроявлениями, основным минералом вольфрама в которых является шеелит, а в составе рудных тел широко представлены силикаты (турмалин, хлорит) и сульфиды (молибденит, пирит и др.). На территории листа известно всего два проявления этого типа Лерховая и Карапет.

*Рудопоявление Лерховая (V-3-1)* – в северо-западной части позднемелового Аулийского гранитоидного массива хлотит-кварцевая жила со скоплениями до 1x2 см, вкрапленностью и прожилками шеелита. Мощность жилы 0,3 м, длина 40–50 м. Содержание шеелита 6–7 % [Маннафов и др., 1999].

*Рудопоявление Карапет (II-6-44)* молибден-вольфрамовое приурочено к контактово-метаморфизованным породам моржовской свиты средней юры (нижняя артыкская подсерия), в 200 м северо-западнее позднемелового гранитного штока Карапет. Пологопадающие (20°) кварц-турмалиновые рудные жилы залегают в турмалиновых и хлорит-слюдистых роговиках параллельно кровле штока. Мощность кварцево-жильных образований не превышает 0,5 м. Отдельные жильные системы прослежены на 200–240 м. Широко развиты почти мономинеральные сульфидные прожилки. Мощность их до 0,1–0,2 м, длина до 2 м. Состав рудных минералов в кварц-турмалиновых и сульфидных жилах примерно одинаков: арсенипирит, пирит, халькопирит, сфалерит, шеелит, молибденит, редко галенит, касситерит. Жильные минералы: кварц, пироксен, полевые шпаты, турмалин, кальцит. Среднее содержание триоксида вольфрама 0,24 %, содержание мышьяка 2–20 %. В отдельных штучных пробах содержание триоксида вольфрама до 4,93 %, молибдена до 4,5 %, олова до 0,2 %. Выявлены контрастные литохимические аномалии Au (до 140 мг/т), As (до 0,25 %), W (до 0,08 %), Ag (до 4 г/т), Cu (до 0,04 %). Конфигурация ореолов вольфрама (300x150 м) указывает на штокверковый характер оруденения. Авторские прогнозные геохимические ресурсы трехокиси вольфрама категории P<sub>2</sub> – 6 тыс. т. [Маннафов и др., 1999; Шишкин и др., 2008].

**Олово**. Олово было вторым по значимости полезным ископаемым регионом. Оно представлено 26 коренными месторождениями (малыми), 13 малыми россыпными месторождениями, 99 рудопоявлениями и 44 пунктами минерализации. (табл. 54). Олово известно также в комплексных олово-серебро-полиметаллических, олово-серебряных, олово-вольфрамовых и других месторождениях территории. Месторождения и проявления, в основном, располагаются в Кулар-Нерском и Вилигинском террейнах, по периферии золоторудного пояса, охватывая и его юго-восточное окончание, а также во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканического пояса. Оруденение связано с позднемезозойскими гранитоидами (каньонский, тас-кыстабытский, омчанский, комплексы, неорчанская группа комплексов), а также с позднемеловыми субвулканическими образованиями. Высокотемпературное оруденение (оловорудная кварцево-грейзеновая формация) локализуется в апикальных и внутренних частях гранитоидных массивов и по мере удаления от них сменяется оловорудной пегматитовой, и оловорудной силикатно-сульфидной и серебро-олово-полиметаллической. Оловорудная риолитовая формация связана с субвулканическими штоками. Нередко оруденение различных формационных типов встречается в пределах одного рудного узла или месторождения, отражая зональность формирования руд относительно гранитоидов или его стадийность.

## Типизация основных оловорудных объектов

Рудная формация	Названия и номера объектов на карте полезных ископаемых	
	Месторождения	Проявления
Оловорудная кварцево-грейзеновая	Жила Буйная (III-2-11), Буйное (III-2-12), Загадочное (III-2-14), Глухаринское (III-2-23), Отечественное (IV-3-4), Порожистое (IV-3-10), Охотничье (IV-3-15), Валунистое (IV-5-27), Урчанское (V-5-43), Бутугычаг (V-6-1) -	Буревестник (I-1-2), Дайковое (I-1-4), Пасмурный (I-1-8), Пыжик (I-1-7), Забытый (I-1-6), Прямой (I-1-12), Горчичный – Сетакан (I-1-26), Заозерный (I-1-29), Луара (I-1-30), Наль (I-1-37), Капризный (I-1-55), Чурукта (I-1-62), Бараний Лог (I-4-8), Оханджинское (I-4-12), Беседка (II-1-1), Касситеритовый (II-1-2), Кварцевый (II-1-4), Пиритовый (II-1-5), Ючугей (II-1-8), Фантазия (II-1-9), Верхний (II-1-10), Надежда (II-2-4), Куранах (II-2-5), Артиллерист (II-2-13), Чистое (II-2-14), Каскадное (II-2-15), Мощное (II-2-16), Сомнительное (II-2-18), Победа (II-2-21), Теленок (II-2-23), Весковое (II-2-24), Аркагалинское (II-3-18), Угрюмый (III-1-9), III-1-13, Правый Улахан (III-2-4), Водопадный (III-2-5), Ломаное (III-2-7), Запоздалое (III-2-9), Мандычен (III-2-21), Аплитовое (III-2-24), Тайное (III-2-25), Люд (IV-3-5), Олень (IV-3-6), Бар (IV-3-7), Ночное (IV-3-11), Развилок (IV-3-14), Вилка (IV-3-16), Суходол (IV-3-21), Морозный (IV-3-22), Ева (IV-3-26), Полоз (IV-4-7), Барачный (IV-4-8), Товарищ-2 (IV-5-14), (Ай V-3-5), Ачча (V-5-5), Вопрос (V-5-23), Пострел (V-5-24), Эхо (V-5-26), Курок (V-5-37), Левый Рог (V-5-39), Маяк (V-5-40), Верхний Маяк (V-5-41), Ложа (V-5-44), Еврашка (V-6-4)
Оловорудная силикатно-сульфидная	Хара-Тас (I-1-51), Куранах-Сала (II-1-3), Кюрбелях (II-2-8,-9,-12), Коллективное (II-2-25), Заманчивое (II-2-26), Пр. Сахынья (III-2-2), Улахан (III-2-3), Джелачан (III-2-18), Иеркурий (III-2-20), Юпитер (III-2-22), Токичанское (III-3-13), Богатырь (V-2-4), Хурэнское (V-4-18)	Ким (I-1-42), Партизан (I-1-47), Скалистый (I-3-6), Бабай (II-4-158), Большое (II-5-105), III-1-19, Плутный (III-4-1), Фиалка (IV-2-15), Хейджан (IV-2-21), Харанское (IV-3-2), Охотничий (IV-3-12), Южный II (IV-3-20), Южный I (IV-3-20), Невозвратный (IV-4-9), Бун (V-2-7), Зональный (V-4-17), Зигзаг (V-4-20), Нижний (V-4-21), Гнилое (V-5-21), Лыдистый (V-5-30), Сюрприз (V-5-46), Бум (VI-6-26), Террасовое (VI-6-27), Прав. Террасовое (VI-6-29), Прав. Обход (VI-6-30)
Оловорудная риолитовая	Харан (III-3-21)	
Оловорудная пегматитовая		Верная (III-6-70)
Олово-полиметаллическая		Верхне-Хатыннахское (III-6-2)
Олово-серебро-полиметаллическая	Тигрец (III-3-6)	
Аллювиальных россыпей	I-1-41; II-1-6; II-2-3, 10, 11, 19, 20, 22; III-2-13, 17, 26; III-3-18; IV-3-3	

Одной из наиболее распространенных на изучаемой территории является оловорудная кварцево-грейзеновая формация, месторождения и проявления которой представляли наибольшую промышленную ценность. Оруденение локализуется в крутопадающих кварцевых жилах, штокверках, грейзенах, реже – в минерализованных зонах дробления в гранитоидах, иногда выходя за их пределы.

*Месторождение Бутугычаг (V-6-1)* малое разрабатывалось в 1936 – 1954 гг. Оруденение приурочено к западному куполу Бутугычагского гранитного массива, к контакту среднезернистых гранитов с более поздними гранит-порфирами и представлено тремя штокверками, отстоящими друг от друга на 0,5 – 1 км. Основные запасы сосредоточены на Центральном участке размером 500x700 м. Рудные тела – маломощные (до 10 см) кварц-полевошпатовые жилы, реже зоны тонких (0,1–2 см) и коротких кулисообразно расположенных прожилков. Мощность таких прожилковых зон 0,2–5 м, протяженность 100–500 м. На глубину оруденение прослеживается на 40–80 м. В жилах и прожилках содержится обильная вкрапленность касситерита, много флюорита и мусковита; спорадически встречаются молибденит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит, вольфрамит и галенит. Иногда вольфрамит образует почти мономинеральные скопления в несколько метров в поперечнике, а галенит – тонкие просечки в оловянных рудах. Околожилные изменения выражены в альбитизации, мусковитизации и окварцевании пород. Содержание олова в жилах 2–35 %, в прожилковых зонах – 0,3–8 %; спектрально установлена примесь висмута, тантала и ниобия (по 0,1 %), кобальта (до 0,01 %). На месторождении также присутствует урановая минерализация (см. «Уран»). Руды легкообогатимы, без вредных примесей. Запасы были подсчитаны на трех участках и составляли – 5741 т, добыто 5274 т, потери 172 т. Месторождение снято с баланса [Усачев и др., 2007 ф., Маннафов и др., 1999]

В непосредственной близости от месторождения Бутугычаг возможно выявление новых промышленных оловорудных тел, о чем свидетельствует наличие сходных с ним по облику *проявления Еврашка (V-6-4)* и пунктов минерализации (V-6-11, -14, -15). Проявление Еврашка – это кварц-полевошпатовая с касситеритом жила протяженностью 200 м и мощностью 10 см, содержащая 2,36 % олова.

Объекты оловорудной кварцево-грейзеновой формации, приуроченные к Тас-Кыстабытскому гранитоидному массиву, локализируются преимущественно вдоль его пологого восточного контакта в лейкократовых умереннощелочных биотитовых гранитах и в интенсивно ороговикованных триасовых терригенных породах в экзоконтакте. Рудные тела – кварцевые, кварц-полевошпатовые жилы и зоны прожилков, количество которых колеблется от 1–2 на рудопроявлениях до 20 на месторождениях. Мощность жил обычно 0,1–0,5 м, редко до 2 м, зон прожилкования – до 5 м, протяженность 50–300 м.

Замечено, что в жилах и прожилковых зонах кварцевых грейзенов, секущих гранитоиды, из рудных минералов присутствует только касситерит, содержание олова в них 0,2–2,5 %, в гнездах – до 30 %. На месторождениях, где рудные тела размещены во вмещающих осадочных породах, наряду с касси-

терит-кварцевыми и касситерит-полевошпат-кварцевыми широко развиты кварцевые жилы с касситеритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и др. На *рудопроявлении Мандычен* (III–2–21) содержание олова в зонах прожилкования колеблется от 0,5 до 1 %, свинца – 3–11 %, серебра – до 386 г/т. [Государственная ..., 1999].

*Месторождение Отечественное (Хениканджинское)* (IV–3–4) малое расположено на правом берегу р. Хеникендя и почти полностью отработано к настоящему времени. Оно приурочено к Хениканджинскому гранитному массиву и его экзоконтактовой зоне. Оруденение концентрируется на нескольких участках в тектонически ослабленной зоне, преимущественно среди грейзенизированных роговообманково-биотитовых гранитов. Рудные тела – турмалин-кварцевые, кварц-полевошпатовые, хлорит-кварцевые жилы и прожилки, образующие сложные системы, а также гнездообразные и жилородные залежи калишпат-альбитовых метасоматитов. Мощность жил – первые десятки сантиметров (до 1,6 м), жильно-прожилковых зон – до 14 м, протяженность до 200 м. Содержание олова в рудах 0,2–5 %, с глубины 60–80 м руды непромышленные. Касситерит образует рассеянную вкрапленность, гнезда и прожилки; ему сопутствуют пирит, арсенопирит, сфалерит, молибденит, пирротин, халькопирит. В качестве сопутствующего элемента в рудах месторождения отмечен уран. Руды массивной и полосчатой текстуры, легкообогатимы, труднее обогащаются руды метасоматического типа с мелким касситеритом. С месторождением Отечественное сходно месторождение Урчанское (V–5–43), разрабатывавшееся в 1951–1954 гг. и ряд проявлений. [Государственная ..., 1999].

Оловорудная силикатно-сульфидная формация также имела важное значение для территории листа. Рудные тела представлены преимущественно сериями средне- и крутопадающих жил длиной в сотни метров в роговиках по аргиллитам и алевролитам верхнего триаса в экзоконтактовых зонах гранитоидных массивов. Жилы прослежены на глубину до 100 м, мощность их изменчива – от миллиметров до 5,1 м. Минеральный состав жил – кварц, турмалин, хлорит, светлая слюда, карбонат; рудные минералы – пирит, пирротин, сфалерит, галенит, станнин, блеклые руды, гематит, магнетит.

*Месторождение Куранах-Сала* (II–1–3) малое расположено в бассейне р. Тарын-Юрях, на правом склоне долины руч. Куранах-Сала и приурочено к песчано-глинистым отложениям нория на контакте с одноименным гранитоидным массивом. Оловянное оруденение связано с системой трещин северо-западного направления. Всего выявлено 11 рудных тел (из них 2 промышленных), представленных кварц-турмалиновыми жилами и вмещающими их зонами дробления с кварц-хлорит-турмалиновой и хлорит-лимонитовой минерализацией, находящиеся, судя по величине их индикаторных соотношений, на среднем (рудном) уровне эрозионного среза [Бараковский, Пушкарь, 1994 ф]. Рудные минералы представлены касситеритом, арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, реже галенитом и сфалеритом. В зоне окисления широко распространены лимонит, скородит, малахит, ковеллин, фиброферрит. Мощность рудных тел составляет 0,2–2,0 м при протяженности 90–600 м. На глубину они прослежены на 80–250 м [Ахъяев, 2008 ф]. Содержание олова варьируют от 0,1 до 16 %. Максимальные концентрации кассите-

рита наблюдаются в зальбандах жил; в зонах дробления содержание его резко падает. Средние содержания олова в рудных телах составляют 0,53–2,86 %. Касситерит тонкозернистый (0,2–0,3 мм); извлечение олова в концентрат достигает 67,5 %. Первоначальные балансовые запасы олова составляли по кат В+С<sub>1</sub> – 263,3 т, по кат. С<sub>2</sub> – 21,2 т. В 1943 г. на месторождении было произведено 9 т касситеритового концентрата. Месторождение было законсервировано. По состоянию на 01.01.2015 запасы по месторождению в Госбалансе не числятся

С Куранах-Салинским сходны расположенные юго-восточнее малые месторождения Порожистое (IV–3–10) и Охотничье (IV–3–15), где хлорит-кварцевые жилы и минерализованные зоны дробления содержат до 1,64–3,16 % олова, а на месторождении Охотничье в качестве сопутствующего элемента установлен свинец. На месторождении Порожистое содержания олова с глубиной резко убывают до непромышленных. Месторождение Охотничье изучалось только с поверхности. [Государственная..., 1999].

Рудное поле *Хурэнского малого месторождения* (V–4–18) площадью 140 км<sup>2</sup> находится на правом берегу одноименной реки и приурочено к ороговитованным терригенным породам перми, прорванными штоками грейзенизированных альб-позднемеловых гранодиоритов и дайками кислого и среднего состава. Рудные тела – крутопадающие минерализованные зоны дробления северо-западного, реже северо-восточного простирания с сульфидной минерализацией, как в цементирующей массе, так и в виде жил. Средняя мощность рудных зон – 0,5–3,0 м при длине от 70 до 900 м. По наиболее богатой рудной зоне № 4 среднее содержание олова составляет 0,72 %, на других участках – 0,24–0,35 %. Руды массивные, брекчиевые, вкрапленно-прожилковые, сложены преимущественно сульфидами, присутствуют самородный висмут и кобальтин. Касситерит представлен в основном мелкими зернами (0,1–,5 мм), составляет до 1 % рудной массы. Руды труднообогатимые. Подсчет запасов олова был выполнен только по рудной зоне № 4 по категориям С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> – 97,8 т (среднее содержание 0,72 %, средняя мощность 0,64 м, глубина 65 м). [Маннафов, 1999, Государственная..., 1999; Усачев, 2007].

*Месторождение Джелачан* (III–2–18) малое находится в приконтактной зоне Тас-Кыстабытского массива с вмещающими породами. Для месторождения характерно развитие минералов свинца более поздней стадии оруденения. [Государственная..., 1999].

*Месторождение Богатырь* (V–2–4) малое приурочено к восточному экзоконтакту апикального выступа слабо эродированного массива позднемеловых умереннощелочных гранитов, прорывающих пермские песчаники. Рудные тела – зоны прожилкования кварцевого, кварц-полевошпатового, кварц-хлоритового и касситерит-кварцевого состава, вмещающие также и касситеритсодержащие хлорит-кварцевые жилы. Рудные минералы составляют 2–8 % жильной массы. Кроме касситерита, присутствуют сфалерит, пирит, пирротин, халькопирит, ковеллин. На месторождении разведано и отработано три участка: Костер, Богатырь и Сульфидный. На участке Костер простирание зоны северо-западное, мощность от 13 до 30 м, протяженность 250 м. Промышленные концентрации олова установлены в рудном теле мощностью 0,5–13 м. Участок Богатырь продолжает зону Костер. Оруденение здесь про-

слежено на 400 м, рудные тела мощностью 0,3–1 м изучены в интервале 130 м. На участке Сульфидный рудная зона имеет протяженность около 130 м при мощности до 11 м. Средние содержания олова по рудным телам составляют 0,19–0,34 % (участок Костер), 16,44 % (Богатырь) и 0,02–1,8 % (Сульфидный). В рудах присутствуют повышенные концентрации вольфрама, кобальта, висмута, серебра. Месторождение выявлено и разведано в начале 50-х годов прошлого века. Запасы олова по категории С<sub>2</sub> оценивались в 4 тыс. т [Караева, 1951 ф]. При разведке проводилась попутная добыча руды, запасы уменьшились до 2,4 тыс. т, после чего месторождение было законсервировано [Архангельская, и др., 1998]. С выходом на дневную поверхность рудных тел в бассейне руч. Богатырь связаны богатые делювиальный шлейф и поток рассеяния касситерита [Головкин, 1992 ф].

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе известны проявления Фиалка и Хейджан, локализованные в дацитах дюстачанского вулканического комплекса, прорванных малыми телами кварцевых диоритов и умереннощелочных гранитов.

*Рудопроявление Фиалка (IV–2–15)* представлено минерализованной зоной дробления мощностью до 20 м и протяженностью до 600 м с сульфидно-кварцевыми прожилками и линзовидными кварцевыми жилами мощностью от первых сантиметров до 0,25 м при длине 1–2 м. Рудные минералы представлены в них пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, касситеритом, арсенопиритом. Встречаются минералы серебра, редко молибденит и шеелит. В окварцованных и серицитизированных вулканитах с вкрапленностью сульфидов содержится до 0,02–0,7 % олова, более 1 % меди, а также серебро (15–50 г/т), цинк (до 1 %) и свинец (до 0,7 %). Уровень эрозионного среза определен как верхнерудный-надрудный. Прогнозные ресурсы по категории Р<sub>3</sub> оценены в 15,6 тыс. т олова, 30 тыс. т меди и 0,17 тыс. т серебра, а по категории Р<sub>2</sub> – 7,2 тыс. т олова [Горохов и др., 1987 ф].

*Рудопроявление Хейджан (IV–2–21)*, расположенное в 8 км южнее предыдущего, представлено субширотным штокверком (300х600 м) с редкой сульфидной вкрапленностью, в пределах которого выделяются 5 минерализованных зон дробления мощностью 0,3–0,4 м при протяженности до 10–15 м. Набор минералов в них в целом аналогичен таковому на проявлении Фиалка. Содержание олова в зонах 0,01–0,2 %, меди, свинца и цинка – до 1 % каждого, серебра – до 100 г/т [Горохов и др., 1987 ф].

Пункты минерализации представлены высыпками обломков кварца или развалами маломощных (10–20 см) кварцевых, хлорит-кварцевых жил с редкой вкрапленностью сульфидов и повышенными концентрациями олова (0,1–0,2 %, до 1 % в единичных штучных пробах), иногда в ассоциации с серебром (20–100 г/т) и цинком (0,2 %).

Оловорудная риолитовая формация распространена на территории листа крайне ограниченно в его центральной части и представлена малым месторождением –Харан, не имеющим промышленного значения.

*Месторождение Харан (Ильин) (III–3–21)* малое расположено на водоразделе рр. Харан и Арга-Юрях. В геологическом строении участвуют субвулканические тела позднемеловых гранит-порфиров, прорывающие более древние риолиты. Среди гранит-порфиров присутствуют зоны мелкой трещиновато-

сти, вблизи которых породы превращены в кварц-серицитовый или кварц-хлорит-серицитовый агрегат с эпидотом. Иногда встречается более поздний флюорит, цементирующий раздробленные ранние минералы. Наиболее интенсивно измененные породы наблюдаются вдоль отдельных трещин, в 2–8 см от них. Трещины выполнены кварцем или кварц-флюоритовой породой с включением кристаллов касситерита (до 5 мм) короткостолбчатого или изометрического габитуса. Отмечаются колломорфный касситерит, а также халькопирит, галенит, пирротин и марказит в виде убогой вкрапленности. Длина рудных тел составляет 200–350 м, мощность – 0,1–6,5 м, при средней мощности от 0,4 до 3,9 м. Простираение рудных тел северо-восточное, реже северо-западное, угол падения 60–85°. Содержание олова 0,01–23,75 %, среднее содержание – 0,25–2,62 %. Месторождение было разведано канавами. Запасы олова категории С<sub>2</sub> определены как забалансовые, составляют 125,7 т. [Маннафов, 1999].

Оловорудная пегматитовая, олово-полиметаллическая и серебро-олово-полиметаллическая формации на территории листа также имеют ограниченное распространение в его восточной части и каждая из них представлена одним рудным объектом.

*Проявление Верная* (Ш–6–70) оловорудной пегматитовой формации находится вблизи восточной рамки листа в юго-восточной части гранитного массива Уаза-Ина. Оно представлено пегматитовыми жилами с касситеритом мощностью 0,2–0,3 м и длиной до 20–50 м, залегающими или непосредственно в гранитах массива или в секущих его жилах аплитов. Касситерит образует здесь мелкие вкрапленники (до 5–8 мм) в кварце и полевом шпате. Присутствует фергусонит. Содержание олова варьирует от 0,01–0,1 % в пегматитах среди аплитов, до 0,36 % в пегматитах среди гранитов. В трех пробах отмечается содержание урана до 0,01 %.

*Рудопроявление Верхне-Хатыннахское* (Ш–6–2) олово-полиметаллической формации расположено севернее проявления Верная, на водоразделе между истоками рр. Хатыннах и Чек-Чека. Оруденение приурочено к контактово-метаморфизованным глинистым сланцам и алевролитам нижней юры в надынструзивной зоне нескрытого плутона. Представлено минерализованными зонами дробления, мощность которых составляет первые десятки метров, азимут простираения 340–350°. Зоны содержат очень невыдержанные по простираению кварцевые жилы и прожилки мощностью 0,05–0,2 м, редко до 0,5 м. Рудные минералы представлены арсенопиритом, касситеритом, шеелитом, сульфантимонидом свинца и цинка, сфалеритом, пиритом, золотом; жильные – кварцем и, в резко подчиненном количестве, турмалином, мусковитом, серицитом, лепидолитом, карбонатом, полевым шпатом, флюоритом, апатитом. Содержание: олово – 0,11–0,15 %, мышьяк – 1,1 %, триоксид вольфрама – 0,03 %, золото – 0,5–2 г/т (среднее 0,9 г/т, в отдельных пробах до 50–100 г/т). [Маннафов, 1999]. По состоянию на 01.06.2013 г. утвержденные прогнозные ресурсы рудного золота по Верхне-Хатыннахскому рудопроявлению кат. Р<sub>1</sub>–15 т. Ранее на объекте были подсчитаны запасы металлов по кат. С<sub>1</sub>: золото – 2,0 т, олово – 2,06 тыс. т, триоксида вольфрама – 0,66 тыс. т [Усаев и др., 2007 ф].



*Месторождение Тигрец* (III–3–6) малое серебро-олово-полиметаллической формации (при ведущей роли олова) находится в аргиллитах и алевролитах верхней перми, ороговикованных в экзоконтакте субвулканического тела дацитов. Площадь рудного поля месторождения – 1,5 км<sup>2</sup>. В его пределах обнаружены и частично разведаны 3 жилы: Южная, Средняя и Северная, представляющие собой минерализованные зоны дробления осадочных пород с линзующимися телами сульфидно-карбонатных брекчий: раздробленные аргиллиты и алевролиты сцементированы карбонатом, реже кварцем, образуют сложные жилы и прожилки мощностью от нескольких сантиметров до 20 м. Простираение жил северо-восточное, падение среднее-крутое на северо-запад, длина 130–155 м. Соотношение рудных минералов к жильной массе крайне неравномерно, в среднем примерно 1:7. Среди рудных преобладает пирит, встречаются сфалерит, галенит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, станин, касситерит, сульфосоли серебра, блеклые руды. Содержание: серебро десятки г/т – до 2040 г/т, олово 0,01–1,49 %, свинец до 29,84 %, цинк до 9,5 %, медь до 0,15 %, сурьма до 1 %, кадмий до 0,3 %, индий до 0,03 %, золото до 0,4 г/т. В пределах субвулканического штока отмечаются маломощные (0,5–2 м) зоны дробления и рассланцевания с прожилками пирит-пирротинового состава с редкой вкрапленностью арсенопирита, галенита, сульфосолой серебра с содержанием серебра 10–50 (до 200 г/т), олова 0,04–0,4 %.

Месторождение было открыто в 1936 году и разведывалось в 1937–39 гг. Было пройдено 6600 м<sup>3</sup> поверхностных и 325 м подземных горных выработок. Произведен подсчет запасов (1939 г.) категории В+С<sub>1</sub> по трем жилам по олову: 116,5–133 т при среднем содержании 0,20–0,26 % и оценка по серебру – 3 т, без указания среднего содержания. В 1990 году Ю. П. Карелиным [Маннафов, 1999] дана авторская оценка прогнозных ресурсов рудного поля месторождения Тигрец: по олову – 4,2 тыс. т, серебру – 400 т, со средним содержанием 0,3 % и 300 г/т соответственно.

#### Россыпная оловоносность.

Месторождения и проявления оловоносных россыпей сформировались в пределах рудных полей известных месторождений и проявлений (Отечественного, Бутугычаг и др.) преимущественно оловорудной кварцево-грейзеновой и оловорудной силикатно-сульфидной формаций, когда при разрушении рудных тел высвобождаются крупные (0,5–3 мм) кристаллы касситерита. Большая часть россыпей связана с аллювием современной гидросети, менее распространены элювиально-делювиальные россыпи [Государственная ..., 1999].

На карту полезных ископаемых вынесены лишь наиболее значимые из россыпей касситерита (II–2–10,–19,–21,–22, III–2–26, III–3–18, IV–3–3), территориально приуроченные преимущественно к Тас-Кыстабытскому гранитоидному массиву.

Все аллювиальные россыпи мелкозалегающие русловые или пойменные, иногда залегают на I–II террасах. Протяженность россыпей от 0,2 до 5,7 км, ширина контуров от 10 до 420 м, мощность торфов обычно не более 6 м, мощность песков от 0,2 до 6,0 м, среднее содержание касситерита – обычно сотни граммов, в редких случаях – первые килограммы на кубический метр.

Все месторождения по запасам – малые, обычно от единиц до первых сотен тонн [Маннафов и др, 1999].

**Ртуть.** Ртутное оруденение на территории листа зафиксировано только в пределах развития палеозойских карбонатных отложений Омудевского поднятия. На карте зарегистрировано всего 4 ртутных объекта, в том числе – 1 в ранге малого месторождения, 2 рудопроявления и 1 пункт минерализации. Все они относятся к ртутной карбонатной рудной формации, однако, в некоторых из них устанавливаются признаки ртутно-сурьмяной джаспероидной рудной формации.

*Месторождение Уочатское (Зеленый, Урультунское) (I–5–9)* малое приурочено к доломитистым известнякам мылгинской свиты среднего девона (гагиевская серия) и по разлому экранируется кремнистыми алевролитами стрелкинской свиты верхнего девона – нижнего карбона (усть-увальненская серия). Рудное тело представляет собой линзообразную залежь штокверкового типа, залегающую под экранирующей тектонической глиной. Вмещающие породы участками окварцованы (джаспероиды). Простираение рудного тела 350–355°, падение восточное, длина 50 м, мощность 5–7 м. Руды прожилково-вкрапленные; основной рудный минерал – киноварь, реже встречаются сфалерит, пирит; жильные – кальцит, кварц, флюорит, антракосолит. Выделенные А. Н. Шуваловым и Ю. А. Степановым [1969 ф] два подсчетных блока имеют среднее содержание ртути 1,76 и 0,89 %. Суммарный запас ртути по 2 блокам (на подвеску 25 м) – 220 т. На глубине возможны еще пять не вскрытых эрозией рудных тел, которые предполагаются по вторичным ореолам рассеяния. Прогнозируя размах оруденения не менее 100 м. А. Н. Шувалов, Ю. А. Степанов, [1969 ф] оценивают прогнозные ресурсы ртути по кат P<sub>2</sub> в 1320 т (авторская). Учитывая наличие на месторождении согласных литологических экранов и, предполагая, многоэтажность в размещении рудных залежей, по кат. P<sub>3</sub> авторская оценка не менее 2 тыс. т ртути. [Сотников, Шпикерман и др., 1983 ф].

*Рудопроявление Верхне-Тасканское (I–5–24)* приурочено к линейному блоку верхнесилурийских и нижнедевонских отложений, непосредственно примыкающему к разлому Дарпир. Рудная минерализация локализована в известняках и доломитах верхнесилурийской мирненской свиты (верхняя параллельнинская подсерия) под литологическим экраном, имеющим четкую стратиграфическую границу и состоящим из красноцветных мергелей. Стратифицированная круто падающая (70 – 80°) на восток рудоносная залежь мощностью 15 м и протяженностью около 200 м состоит из брекчированных известняков с карбонатным цементом и вкрапленностью киновари. В залежи широко распространены поперечные к напластованию прожилки кварц-карбонатного состава с антимонитом и киноварью и трещины со шетками кристаллов и тонкими пленками киновари. Также в рудах присутствует пирит. Известняки вокруг прожилков окварцованы (джаспероиды). Среднее содержание ртути составляет 0,1 % и достигает 2,5 %. Иногда присутствуют золото до 0,4 г/т и цинк до 0,13 % [Шпикерман, 1998]. Авторская прогнозная оценка по кат. P<sub>2</sub> – 340 т (среднее содержание 0,1 %, подвеска 50 м). [Сотников, Шпикерман и др., 1983 ф]

**Сурьма.** На карте отражены 1 малое месторождение и 1 рудопоявление сурьмы с серебром и 13 пунктов минерализации чисто сурьмяных. Сурьма, как сопутствующий компонент, на рассматриваемой территории распространена довольно широко в форме антимонита, бертьерита, блеклых руд и сульфоселей в вулканогенных месторождениях золото-серебряной формации. Кроме того, антимонит частый спутник месторождений золоторудной кварцевой формации. Собственно сурьмяные объекты на площади листа представлены лишь 13 пунктами минерализации. Более существенные проявления сурьмы имеют комплексный характер, это среднее серебро-сурьмяное месторождений Утро и рудопоявление Пиковый. Оба размещаются среди вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

*Месторождение Утро (V-5-54)* среднее приурочено к субвулканическому телу автомагматических брекчий андезитов, прорывающих субвулканическое тело игнимбринов дацитового состава. Вторичные изменения – аргиллизация, и окварцевание. Рудные тела располагаются в непосредственной близости от разрывов субширотного простирания. Установлено 5 рудных тел, представляющих собой залежи и зоны прожилкования в линейных зонах метасоматитов. Главным является рудное тело 1: длина 220 м, мощность средняя 10,6 м, по падению прослежено на 140–170 м. Остальные рудные тела: длина 30–60 м, мощность 0,7–5,6 м. Состав руд: кварц (60 %), фрагменты измененных вмещающих пород (25 %), антимонит (в среднем 7 %). Второстепенные минералы (7 %): бертьерит, пирит, арсенопирит, миаргирит и пираргирит. Редко встречающиеся минералы (до 1 %): сурьма и серебро самородные, дискразит, плагионит, блеклые руды, сфалерит, галенит, марказит. Содержание: золото 0,1–2,4 г/т (среднее 0,5 г/т), серебро 20–790,4 г/т (среднее 131,9 г/т), сурьма 1–42 % (среднее 5,44 %), мышьяк до 0,4 %, свинец до 0,01 %, цинк до 0,04 %, иттрий 0,001 %, иттербий 0,0003 %, ртуть 0,0001 %, олово 0,002 %, вольфрам 0,0015 %. [Маннафов и др., 1999]. Запасы по кат. С<sub>2</sub> утверждены 30,5 тыс. т сурьмы и 425,1 т серебра.

*Рудопоявление Пиковый (V-4-35)* размещается в вулканитах кислого и среднего состава, прорванных многочисленными дайками риолитов, дацитов, андезибазальтов, долеритов. Дайки крупнопорфировых риолитов, метасоматически изменены до монокварцитов, рассечены прожилками кварца. Мощность зоны монокварцитов 0,1–0,8 м. Рудные минералы: пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, акантит, фрейбергит, бертьерит (15 %), борнит. Содержание: сурьма от 0,1 до 1,17 %, серебро 14,0–18,0 г/т, олово 0,003 %, цинк 0,03 %, молибден 0,03 %, литий 0,03 %. [Маннафов и др., 1999].

**Висмут.** Собственно висмутовые проявления на территории листа немногочисленны. Всего на карте отмечено 4 висмутовых проявления и 7 пунктов минерализации. Кроме того, установлено проявления висмута с золотом и одно проявление и один пункт минерализации висмута с серебром. Все эти объекты выявлены в районах развития проявлений других металлов: олова, серебра, молибдена и др. На рассматриваемой территории нет оснований для выделения собственно висмутовых рудно-формационных типов. Проявления висмута систематизированы нами в качестве элементов четырех рудных формаций: молибденовой грейзеновой, олово-силикатно-сульфидной, олово-

серебро-полиметаллической и золото-редкометалльной. Как сопутствующий компонент висмут встречается в проявлениях многих других рудных формаций, свинцово-цинковой скарновой, вольфрамит-кварцевой грейзеновой, оловорудной кварцево-грейзеновой и др.

*Рудопроявление Одольчан (IV–3–24)* представляет висмутовое проявление молибденовой грейзеновой формации. Локализовано в грейзенизированных гранитах позднемелового Ульчено-Одэринского массива. Штокверковое оруденение, состоящее из вкрапленности сульфидов и сульфидных и топаз-сульфидных прожилков мощностью 1–2 см. В одном из сульфидных прожилков по данным штучного опробования установлены содержания: висмута – 1 %, цинка – 1 %, серебра – 1 кг/т, мышьяка до 10 %, молибдена 0,05 % [Маннафов и др., 1999].

*Рудопроявление Кайсак (Хмарь) (IV–3–25)* представляет висмутовое проявление олово-силикатно-сульфидной формации. Локализовано в зоне тектонического контакта нижнеюрских и верхнетриасовых песчано-сланцевых толщ вблизи Авлийского массива позднемеловых гранитоидов. Представлено штокверковыми зонами (до 1 м мощности) арсенопирит-кварцевых и хлорит-кварцевых прожилков, в которых по данным штучного опробования установлены: висмут – 0,2–0,4 %, олово 0,04 %, кобальт – 0,03–0,4 %. [Тафинцев, 1980; Маннафов и др., 1999].

*Рудопроявление Олений (I–1–9)* – существенно висмутовый объект олово-серебро-полиметаллической рудной формации. Представляет собой развалы кварц-сульфидной жилы с касситеритом в алевролитах и песчаниках верхнего триаса. Мощность жилы до 0,5 м, протяженность до 300 м. Сульфиды представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, халькопиритом, блеклой рудой. Присутствуют также сульфосоли серебра. Содержания: висмута – 1,5 %, олова – 0,1 %, цинка – до 0,7 %, серебра до 97,2 % %. [Ахъяев, 2008 ф].

*Рудопроявление Перевальный-низ (I–1–33)* – существенно висмутовый объект золото-редкометалльной формации. В алевролитах верхнего триаса развалы кварц-сульфидной минерализованной зоны северо-восточного простирания протяженностью до 300 м, мощностью до 0,5 м. Содержания по данным штучного опробования: золота – 0,4 г/т, висмута – 1 %. [Ахъяев, 2008 ф].

## РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Бериллий.** На территории листа установлена 2 рудопроявления бериллия формации берилл-редкометалльных пегматитов.

*Рудопроявление Кара (IV–3–28)* размещается в гранитах прикровельной части позднемелового Ульчено-Одэринского массива. Пегматитовые жилы, линзы, гнезда с бериллиевой минерализацией образуют поле общей площадью 2,4х6 км<sup>2</sup>. Серии рудоносных пегматитовых линз мощностью до 2,5 м прослеживаются по развалам на сотни метров. Кроме того, берилл обнаружен в берилл-кварцевых прожилках мощностью до 1 см в обломках размером до 20х30 см берилл-кварцевой породы. Размер кристаллов берилла до 8 см в

длину, размер их сростков – до 3 см. Данные по содержанию бериллия в пегматитах противоречивы: от 0,8 % 0,0003 %. [Маннафов и др., 1999].

*Рудопоявление Близкое (V–1–8)* представлено кварцевой жилкой в умеренно щелочных лейкогранитах нюотско-куйдусунского комплекса. Жила, скорее всего, является кварцевой фацией гранитного пегматита. Мощность жилы около 0,4 м, протяженность 20 м. Кварц молочно-белый. Берилл в ассоциации с рассеянной вкрапленностью пирита образует скопления столбчатых желтовато-зеленых кристаллов размером до 2 см. Содержание бериллия в штучной пробе из жилы 0,06 %, из берилловой крошки в элювии – до 3 %. В районе проявления донным опробованием на площади 2 км<sup>2</sup> оконтурен литохимический ореол бериллия интенсивностью до 0,008 %. [Эйхвальд и др., 1992].

**Литий.** Значимых проявлений лития на территории листа P-55 не установлено. Все 4 известных пункта минерализации (VI–5–1, VI–5–6, VI–5–16, VI–6–4) установлены на юге территории среди кислых вулканитов ольской свиты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Во всех случаях это окварцованные туфы или лавы риолитового состава с прожилками кварца с мелкой слюдкой, скорее всего лепидолитом.

**Церий, иттрий, лантан.** На территории листа нет значимых проявлений редкоземельных элементов. Установлено лишь 5 пунктов минерализации этих металлов, в том числе 2 комплексных церий-лантановый и церий-иттриевый и 3 иттриевых. Пункт минерализации церия и лантана в верховьях руч. Атлет (III–3–10) представлен минерализованной кварцево-жильной зоной мощностью 0,2 м. среди верхнепермских терригенных отложений в зоне влияния позднемелового субвулканического тела. Установлены самородное золото и касситерит. Содержания: церий и цезий до 1 %, лантан – 0,1 %, скандий – 0,01 %. Пункт минерализации церия и иттрия левобережья руч. Тихий (IV–6–32) представляет собой кварцевую жилку мощностью до 15 см. в дайке диоритовых порфиринов, в которой установлены от 0,1 до 1 % церия, от 0,01 до 0,1 % иттрия, 0,01 % лантана, 0,2 г/т золота [Маннафов и др., 1999]. Пункты минерализации иттрия на юге территории (V–6–57, V–6–59, VI–5–13) связаны с кислыми вулканитами и умеренно-щелочными гранитами в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, где они присутствуют в флюорит-кварцевых прожилках и в пегматитах. Содержания иттрия и лантана в этих пунктах составляет около 0,01 %.

Редкоземельные элементы нередко присутствуют в рудах золота и серебра, о чем будет сказано при характеристике месторождений этих металлов.

## Благородные металлы

**Золото коренное.** Золото составляет основу минерально-сырьевой базы рассматриваемой территории и всей Магаданской области, ее горнодобывающей промышленности. Рудные и россыпные месторождения и проявления золота распространены главным образом в Иньяли-Дебинском и в Вилигинском террейнах и в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, размещаясь в составе минерагенических зон часто совместно с месторождениями серебра. Широко распространены комплексные серебро-золоторудные объекты.

На карте полезных ископаемых в границах листа показаны 2 крупных, 8 средних, 30 малых коренных месторождений золота, 308 рудопроявлений и 155 пунктов минерализации; всего 503 объекта. Как золоторудные, в данном разделе описываются также комплексные объекты с преобладающим значением золота, и присутствием вольфрама, ртути, сурьмы, мышьяка, висмута, серебра, олова, теллура.

Все золоторудные объекты делятся на 5 формационных типов: золоторудная кварцевая, золоторудная кварц-сульфидная, золото-серебряная, золото-сурьмяная, золото-редкометаллическая формации. Внутри некоторых формационных групп месторождения разделены на геолого-промышленные типы.

Оруденение золоторудной кварцевой формации наиболее распространено в структурах Иньяли-Дебинского и Вилигинского террейнов. Эти месторождения среди геологов Северо-Востока России чаще принято называть месторождениями малосульфидной золото-кварцевой формации (типа). Они являются главными россыпеобразующими объектами, так как в большинстве своем содержат кристаллы самородного золота высокой пробы и довольно крупных размеров. Руда этих объектов имеет, как правило, простой минеральный состав. Кроме самородного золота и кварца, обычно в небольшом количестве (до 5 %) присутствуют сульфиды, главными из которых являются: пирит, арсенопирит, антимонит. Реже встречаются различные сульфосоли, шеелит, вольфрамит, галенит, а из жильных минералов кальцит, анкерит, доломит.

Объекты золоторудной кварцевой формации на рассматриваемой территории отчетливо делятся на три структурно-морфологических (геолого-промышленных) типа: жильный, дайковый и минерализованных зон. Это деление имеет практическое значение для оценки вероятного масштаба золоторудного объекта. Жильные объекты составляют большинство. Как правило, это многочисленные рудопроявления и мелкие месторождения с рудами с весьма неравномерным распределением золота. Дайковый тип характеризуется приуроченностью золотоносных кварцево-жильных систем к березитизированным дайкам среднего и кислого состава. Месторождения в дайках отличаются невысокими содержаниями золота (обычно 3–8 г/т), относительно равномерным распределением металла, небольшими до средних параметрами по запасам. Месторождения минерализованных зон достигают крупных и весьма крупных размеров. Они нередко представляют собой протяженные линейные штокверки, состоящие из многочисленных кварцевых жил и прожилков в терригенных осадочных породах. Эти месторождения имеют наиболее важное промышленное значение.

Большая часть объектов золотоносных минерализованных зон размещается в пермских отложениях Аян-Юряхского аллохтона Вилигинского террейна, где известны многочисленные месторождения этого типа: *Наталка* (IV–4–13), *Павлик* (IV–4–23), *Верхне-Хакчанское* (II–3–5), *Дегдекан* (IV–4–2), *Омчакское* (IV–4–15), *Детринское* (V–6–10), *Боец (Токичанское)* (III–3–26) и др.; рудопроявления – *Ковбой* (III–3–11), *Метис* (III–3–12) и др. В другой структуре развития золоторудной кварцевой формации в Иньяли-Дебинском террейне такие золотоносные зоны также встречаются, но их не много и они существенно уступают по масштабам зонам предыдущей груп-

пы: месторождения *Мальдяк* (II–5–52), *Левая Табога* (II–5–19,–33), *Бурхалинское* (*Зона Зальбандовая*) (III–6–4) и некоторые рудопроявления.

*Месторождение Наталка* (IV–4–13) крупнейший типичный представитель малосульфидной золоторудной кварцевой формации морфологического типа – крупных минерализованных зон. Начиная с момента открытия в 1943 г. неоднократно разведывалось, отрабатывалось открытым и подземным способами. Размещается в юго-западной части Аян-Юряхского аллохтона Вилигинского террейна. Локализуется в зоне крупного Тенькинского надвига, в тектонической пластине между двумя его элементами: Главным разломом с юго-запада и Северо-Восточным разломом с северо-востока. Пластина, являющаяся северо-восточным крылом рамповой складки фронта Тенькинского надвига, падает на северо-восток, разбита многочисленными мелким продольными и поперечными разломами. Рудовмещающие породы представлены диамиктитами и углеродистыми сланцами атканской и омчакской свит верхней перми, пронизанными силлами и дайками спессартитов и диорит-порфириров нерского комплекса. С момента открытия и до 2003 г. месторождение рассматривалось как протяженное (более 4 км) в северо-западном направлении кварцево-жильное поле, состоящее из нескольких десятков параллельных кварцево-жильных зон в основном того же северо-западного простирания. Рудные тела рассматривались главным образом как линейные штокверки, состоящие из прожилков мощностью не более 3 см, причем половина прожилков имеет толщину менее 5 мм. Преобладают продольные прожилки. Общее количество сульфидов в рудах (пирит, арсенопирит) – 3 %, золото в основном самородное, с размером золотин от 0,004 до 2,0 мм, пробность варьирует от 620 до 943. Оруденение сопровождалось предрудной карбонатизацией, околорудные изменения выражены слабо и представлены серицитизацией, адуляризацией и альбитизацией. Границы рудных тел определялись по данным опробования. [Калинин, 1992]. Запасы и средние содержания золота по месторождению по данным подсчета запасов 1990 г. составляли: для отработки открытым способом – 230 т при содержании 2,3 г/т; для подземной отработки – 245 т при содержании 4 г/т. Всего на месторождении к началу XXI века было добыто около 85 т золота.

При доразведке месторождения Наталка в 2004–2006 был произведен перерасчет запасов по принципиально иным кондициям. Бортовое содержание было снижено до 0,4 г/т. В итоге месторождение стало рассматриваться как единая рудную залежь простого строения протяженностью около 4500 м при средней мощности более 200 м, то есть в состав рудного тела было включено практически все кварцево-жильное поле, включая промежутки между кварцево-жильными зонами. [Григоров, Кушнарев, 2008]. Первоначальные балансовые запасы золота в месторождении при указанных параметрах составили на 01.01.2011 г. по данным Госбаланса – 1262, 7 т. по кат. В+С<sub>1</sub>, и 186,7 т по кат. С<sub>2</sub>. Забалансовые запасы – 309,4 т. Среднее содержание золота для утвержденных ГКЗ запасов составило 1,7 г/т. Добыча планировалась карьером с окончательными проектными размерами: длина – 4500 м, ширина – 1500 м, глубина 650 м. Однако пробная добыча золота, произведенная в 2013–2014 гг. компанией Polyus Gold установила неотход среднего содержания в руде, что повлекло за собой новую переоценку месторождения. Аудит запа-

сов, выполненный в начале 2015 г. показал, что доказанные и вероятные запасы Наталкинского месторождения по JORC на 01.01. 2015 г. составили 16,2 млн унций или 503,9 т золота при содержании 1,6 г/т. С 2015 г. эксплуатация месторождения приостановлена, проводится пересмотр модели его освоения.

(<http://www.vedomosti.ru/newspaper/articles/2015/02/25/natalka-pohudela-vdvoe>)

*Месторождение Павлик (IV–4–23)* крупное размещается в юго-западной части Аян-Юряхского аллохтона Вилигинского террейна в зоне влияния крупного Тенькинского разлома. Начиная с сороковых годов прошлого столетия неоднократно разведывалось. Приурочено к антиклинальной складке, сложенной атканской и омчакской свитами верхней перми и осложненной многочисленными продольными и поперечными разломами. Оруденение связано с продольными сбросо-сдвигами северо-западного простирания. Представления о морфологическом типе рудных тел изменялись по мере изучения объекта. Многие годы месторождение рассматривалось как система жил и жильных зон, в которой было оконтурено 13 рудных тел в основном жильного типа. Жилы мощностью от 0,5 до 3,5 м протяженностью 300–500 м с содержанием золота от 0,1 до 1820 г/т. Рудные минералы: арсенопирит, пирит, реже золото, сфалерит, халькопирит, пирротин, галенит, рутил. Жильные: кварц (40–45 %), кальцит, полевые шпаты, каолин, серицит, хлорит, анкерит, доломит, барит, апатит [Маннафов и др., 1999]. В настоящее время, после до-разведки месторождения в 2010 г., оконтурен штокверк размером 900x200 м. Балансовые запасы золота по состоянию на 01.01.2015 г. по кат. С<sub>1</sub> – 52,2 т, по кат. С<sub>2</sub> – 101,7 т со средним содержанием – 2,77 г/т. Прогнозные ресурсы кат. Р<sub>1</sub> для рудного поля месторождения по оценке геологической службы ОАО «ЗРК Павлик» – 62,13 т.

*Месторождение Верхне-Хакчанское (II–3–5)* – среднее по размерам месторождение золоторудной кварцевой формации, относящееся к структурно-морфологическому типу минерализованных зон. Размещается в крайнем северо-восточном фрагменте Аян-Юряхского аллохтона Вилигинского террейна. Приурочено к ядерной части и южному крылу асимметричной Верхне-Хакчанской антиклинальной складки второго порядка, в пределах которой обнажаются алевро-глинистые сланцы, алевролиты и редкие прослои песчаников омчакской свиты верхней перми. В рудном поле присутствуют дайки среднего, основного и умереннощелочного кислого состава. Рудными телами являются метасматически окварцованные и прожилкованные кварцем зоны дробления и смятия осадочных пород северо-западного и субширотного простирания, максимально концентрирующиеся в полосе длиной 6 и шириной до 1 км. Падение зон на юг и юго-запад под углами от 30° до 80°. Всего известно около 40 минерализованных (потенциально рудных) зон мощностью от первых до десятков и сотен метров и протяженностью от сотен метров до нескольких километров. Наиболее крупным и изученным рудным телом является зона *Основная* общей протяженностью 4,3 км, прослежена поверхностными горными выработками на 3 км, вскрыта на различных горизонтах скважинами колонкового бурения в до глубины 400 м. Рудная зона представлена тектоническим нарушением взбросо-сдвигового характера, насыщенное (до



40 %) кварцевыми прожилками и их обломками. Висячем контакте зоны прослеживается мощная (от 3-х до 10–15 м) полоса вязкой глины черного цвета, вмещающей обломки кварцевых жил, прожилков и кварцевый песок. В отдельных участках зона Основная пересекает мощные (до 20 м) зоны кварцевого прожилкования и участки развития мощных кварцевых жил. Углы падения тектонического нарушения варьируют от  $33^{\circ}$  до  $75^{\circ}$ , причем сместитель выполаживается с глубиной от  $65^{\circ}$ – $75^{\circ}$  на поверхности до  $40^{\circ}$  на глубине – 200 м. В пределах зоны дробления распространены как сетчатые, так и параллельные кварцевые прожилки. Их пересекают анкерит-кварцевые жилы более поздней генерации. Общая мощность зоны от 7–9 до 30–100 м, составляя в среднем 24 м (ширина участков прожилкового окварцевания в экзоконтакте зоны достигает 300 м).

Рудные минералы: пирит, арсенопирит, галенит, халькопирит, ильменит, золото. Преобладает мелкое и тонкое золото пробностью от 800 до 900. Главные жильные минералы: кварц, карбонат, калишпат, серицит, хлорит. Содержание золота в рудных телах месторождения достигает 71,8 г/т. Максимальное содержание золота по зоне Основная 21,4 г/т, [Маннафов и др., 1999, Петухов и др., 1999а; Наталенко, Данильченко, 2012 ф].

По материалам прогнозно-поисковых работ [Романин, 2009 ф] были утверждены прогнозные ресурсы золота: по кат. P2 – 25 т; по кат. P1 – 135 т при содержании 2,15 г/т (протокол ЦНИГРИ № 13/936 от 16.11.2012). По результатам выполненной в дальнейшем ЦНИГРИ работы по локализации и оценке прогнозных ресурсов на Верхний Хакчан месторождении были определены прогнозные ресурсы рудной зоны Основная в количестве 128 т золота по кат. P1 со средним содержанием 2,33 г/т. [Наталенко, Данильченко, 2012]

*Месторождение Дегдекан (IV–4–2)* малое ранее рассматривалось как кварцевожильное месторождение. Было разведано несколько жильных рудных тел, большинство из которых приурочено к экзоконтактам даек нерского комплекса (жилы №№ 3, 7, 10). Однако в настоящее время месторождение оценено как большеобъемный объект, локализованный в черносланцевых отложениях пионерской свиты нижней-средней перми северо-западной части Аян-Юрхского аллохтона Вилигинского террейна. Тип оруденения – минерализованные прожилково-вкрапленные зоны с золото-кварцевым оруденением. Наиболее крупная приразломная зона прожилково-вкрапленной минерализации объединяет несколько субпараллельных субширотных (угол падения  $60$ – $80^{\circ}$  на север-северо-восток) зон смятия, рассланцевания и дробления вмещающих пород с многочисленными тонкими кварцевыми прожилками и вкрапленностью рудных минералов, в основном пирита. Мощность зоны варьирует от 250 до 600 метров, в среднем составляя 300 метров, протяженность – не менее 1500 метров. По данным пробирного анализа среднее содержание золота по зоне – 1,4 г/т. Месторождение обрабатывалось в 1946–1947 гг.; было добыто 116 кг золота. Госбалансом по месторождению Дегдекан по состоянию на 01.01.2015 г. учтены запасы коренного золота категории C<sub>1</sub> в количестве 285 кг при среднем содержании в руде 23,8 г/т. Это запасы, учтенные для небольших жильных тел. Утвержденные прогнозные ресурсы по варианту большеобъемного месторождения типа минерализованных зон составляют по кат. P<sub>1</sub> – 88 т, по кат. P<sub>2</sub> – 102 т при среднем содержании

1,3 г/т. Запасы золота по модели большеобъемных минерализованных зон, по кат.  $C_1+C_2$  в авторском варианте составили 36,2 т. (для бортового содержания 0,6 г/т). Эти запасы ГКЗ не утверждены. (Отчет ООО «Магаданское ГРП» за 2012 г.). Месторождение не эксплуатируется, находится в нераспределенном фонде недр.

*Месторождение Омчакское (IV–4–15)* среднее, находится вблизи месторождения Наталка, приурочено к той же зоне крупного Тенькинского надвига, залегает в отложениях верхней перми. Выявлено 15 рудных зон, Это минерализованные зоны дробления и смятия, сопровождающиеся ареалами кварцевого прожилкования, редкими кварцевыми жилами и метасоматическим окварцеванием пород. Средняя мощность зон 2–15 м, длина 60–330 м, вскрыты на глубину до 200 м, простирание северо-западное, угол падения 50–65° на северо-восток. Рудные зоны расположены в полосе шириной 100–200 м и длиной 1200 м. В отличие от месторождения Наталка, на Омчакском месторождении рудные концентрации наблюдаются в виде сравнительно мелких и рассредоточенных тел. Рудные минералы: арсенопирит, сфалерит, галенит, золото, халькопирит, пирротин, шеелит. Жильные: кварц, кальцит, полевые шпаты, каолин, серицит, хлорит, доломит, апатит. Месторождение разведано подземными горными выработками на глубину до 50 м, скважинами до 200 м. Средние содержания по рудным зонам варьируют от 2,4 до 24,1 г/т, максимальное до 45 г/т. Присутствует также серебро – 9,2 г/т, свинец – 0,01 %, цинк – 0,02 %, олово – 0,002 %, вольфрам – 0,004 %, сурьма – 0,05 %. [Усачев и др., 2007 ф]. По состоянию на 01.01.2015 г. в Госбалансе указано на наличие в месторождении 16,7 т забалансовых запасов золота со средним содержанием 3,44 г/т. Месторождение законсервировано.

*Месторождение Мальдяк (II–5–52)* малое – пример объектов золоторудной кварцевой формации морфологического типа минерализованных зон в сложно дислоцированных юрских отложениях Иньяли-Дебинского террейна. На месторождении Мальдяк хорошо проявлена особенность золотоносных минерализованных зон Иньяли-Дебинского террейна – сочетание крутопадающих и пологозалегающих зон. Наличие пологозалегающих зон широкого площадного распространения, но небольшого вертикального размаха, возможно, является весьма важным фактором, определяющим высокую эффективность золоторудной кварцевой формации в качестве главной россыпеобразующей формации в Иньяли-Дебинском террейне. Месторождение Мальдяк также сопровождается крупной аллювиальной россыпью.

Месторождение разведано и опоисковано поверхностными и подземными (на глубину до 100 м) горными выработками и буровыми скважинами (на глубину до 175 м). Приурочено к району пересечения северной границы Сусуманского аллохтона крупным Бургандинским разломом. Золотое оруденение локализуется в жильных минерализованных зонах и в трех системах протяженных рудоносных даек диорит-порфиритов нера-бохачпинского комплекса, части которых являются рудными телами. Жильные зоны приурочены к субпараллельным межпластовым тектоническим срывам в сводовой части горст-антиклинали. Благодаря структурному положению, многие жильные зоны залегают субгоризонтально, либо полого погружаются в южном и юго-восточном направлениях. В целом рудное поле имеет сложное строение.

Расположенные на разном уровне пологие зоны, соединяются между собой крутопадающими. На отдельных участках жильные зоны сопровождаются разветвляющимися и выклинивающимися дайками диорит-порфиритов. Часть прожилково-жильных рудных тел локализована вдоль даек северо-западной ориентировки. Вмещающие жильные зоны породы рассланцованы, местами милонитизированы до превращения их в синевато-черную глинистую массу, пласты песчаников – будинированы. Метасоматические изменения выражены слабо.

Жильные зоны Мальдяка – это зоны дробления, в которых обломки осадочных пород сцементированы кварцем. На отдельных участках они переходят в зоны сильно трещиноватых пород с густой сетью кварцевых прожилков. Кое-где прожилки сливаются в короткие линзообразные жилы. Длина жил 10–20 м, мощность до 0,8–1 м. Мощность жильных зон 1–10 м до 50–60 м в раздувах, длина от 50–100 м до 700–750 м. Разведано около 20 таких жильных зон. Рудные тела, связанные с дайками, это или выполненные кварцем трещины, секущие и смещающие дайки, или системы лестничных и сетчатых жил в самих дайках. Мощность дайковых рудных тел 0,4–1 до 3–4 м (до 11 м в раздувах), длина от 150–200 м до 1,7–2 км, азимут простирания 330–350°, редко простирание северо-восточное и субширотное. Количество кварца в жильных зонах составляет от 20 до 60 %, в подчиненном количестве присутствуют альбит, анкерит, кальцит, антраконит, светлая слюда, хлорит, из рудных минералов (не более 1 %) отмечается вкрапленность арсенопирита, пирита, галенита, сфалерита и золота. Текстура кварцевых жил и прожилков массивная, полосчатая реже – брекчиевая и друзовая. Золото представлено как тонкими частицами, так и относительно крупными выделениями весом до 150 г. Форма золотин пластинчатая (преобладает), пленочная, дендритовая, комковидно-губчатая, в жильном кварце из даек – преимущественно массивная комковидная. Содержание золота в жилах обычно до 10–30 г/т, иногда до 500–800 г/т. В сильно окварцованных дайках содержание обычно около 1–1,5 г/т. Пробность золота из жильных зон – 931–937, а из даек – 870–913. В 1945–1947 гг. из богатых рудных тел добыто 845,3 кг лигатурного золота при среднем содержании по извлечению – 16,7 г /т. [Усачев и др., 2007ф.; Шишкин и др., 2001]. Учетные Госбалансом запасы золота на 01.01.2015 г. составляют по кат. С<sub>1</sub>-, 153 кг, по кат. С<sub>2</sub> – 37 кг, при среднем содержании 38,26 г/т. Утвержденные прогнозные ресурсы рудного поля по кат. Р<sub>2</sub>–29 т.

*Месторождение Левая Табога (II–5–19,–33)* еще один пример малого месторождения минерализованных зон золоторудной кварцевой формации в пределах Иньяли-Дебинского террейна. Приурочено к юго-восточной части Лево-Вершинной синклинали, сложенной дислоцированными среднеюрскими отложениями мяунджинской и жуковской свит артыкской серии. Вмещающие породы – алевролиты, глинистые сланцы, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники. Оруденение связано с минерализованными зонами преимущественно северо-западного простирания, протяженностью от 0,85 до 3,3 км, мощность от 1–10 до 20 м, участками – до 100 м, падение крутое (50–90°) к северо-востоку, реже – к юго-западу. Самая крупная зона № 1 имеет мощность около 200 м; на глубине мощность существенно не меняется. Зоны сложены тектоническими брекчиями сцементированными жильным кварцем

(5–30 % по объему), тектонической глиной, а также прожилками и жилами (мощностью 0,2–0,9 м) кварцевого, кварцево-карбонатного, альбит-карбонат-кварцевого состава. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, пирротин, галенит, халькопирит, рутил, ильменит, гематит, золото и серебро самородные, лимонит, ярозит, скородит. Содержания золота в рудных телах крайне неравномерное и колеблется от следов до 375 г/т в обогащенных блоках протяженностью не более 40 м. Максимальная концентрация металла (6 000 г/т) при среднем содержании 119,75 г/т установлена в зоне №1. Пробность золота в ней – 836. При пробной отработке из зоны №1 добыто 0,75 кг золота при среднем содержании 120 г/т [Маннафов и др., 1999; Шишкин и др., 2001 ф].

*Месторождение Бурхалинское, Зона Зальбандовая (III–6–4)* малое размещается в терригенных отложениях нижней юры и верхнего триаса Иньяли-Дебинского террейна. Зона Зальбандовая приурочена к Кунтук-Дебинско-Умарскому разлому и представляет собой систему сближенных кулисных зон дробления и смятия осадочных пород общей протяженностью 1300 м, мощностью от 5 до 12 м; азимут простирания 320–340°, падение крутое на юго-запад. Подземными горными выработками прослежена на глубину более 200 м от поверхности. Зона включает также систему кулисных кварцевых жил и зон кварцевого прожилкования мощностью 0,2–1,5 м. Кроме кварца в жилах отмечается карбонат и альбит. Рудные минералы: арсенопирит, пирит, золото. Содержание золота в среднем варьирует от 0,2 до 10 г/т, максимальное – 243,8 г/т. В центральной части месторождения на поверхности выделен блок длиной 163 м, увязанный со штольневим горизонтом. При бортовом содержании 6 г/т, минимальном промышленном содержании 13,2 г/т, минимальной мощности рудного тела 0,9 м, в выделенном блоке подсчитаны запасы золота категории С<sub>2</sub> – 732 кг (запасы руды – 47250 т, средняя мощность – 4,2 м, среднее содержание золота – 15,5 г/т, глубина по падению – 50 м) [Усачев и др., 2007ф.]. По состоянию на 01.01.2015 г. Госбалансом по месторождению учтены запасы золота по кат. С<sub>2</sub> – 732 кг со средним содержанием 15,57 г/т

Месторождения золоторудной кварцевой формации дайкового структурно-морфологического типа наиболее широко распространены в метасоматически измененных дайках нера-бохапчинского комплекса в пределах Иньяли-Дебинского террейна: месторождения *Штурмовское* (Дайка № 8, *Штурмовская дайка*) (II–6–33), *Желанное* (III–5–10), *Мальдяк (дайка Богатырь)* (II–5–44), *Чай – Юрьинское (Шахтное)* (II–4–156), *Буровое* (II–4–63), *Мутное* (II–4–82), *Чирок* (I–4–103), *Скрытое* (II–5–18), *Контрандьинское* (II–4–14), *Корота* (II–5–48), *Новое (дайка Новая)* (II–5–107), *Восточное* (II–6–45) и др.; рудопроявления *Бортовое (дайка Нижне-Бортовая)* (II–5–80), *Невзрачное* (I–3–26), *Ованджинское* (I–3–27) и др. В ассоциации с дайками золотое оруденение в кварцевых жилах встречается и в Аян-Юряхском аллохтоне Вилигинского террейна, но в этой структуре, золотоносные жилы обычно не проникают в дайки, а залегают в их экзоконтакте (проявления *Становое* (II–3–23), *Верхнее* (II–3–26) и др.)

*Месторождение Штурмовское (Штурмовская дайка)* (II–6–33) среднее локализовано в одноименной дайке среди нижнеюрских отложений бурустахской серии к юго-западу от позднемелового Хатыннахского массива.

Дайка относится к позднеюрскому нера-бохапчинскому комплексу, сложена преимущественно гидротермально-измененными габбро- и диорит-порфиритами. Породы дайки почти полностью преобразованы в метасоматиты березитового типа. Простираение дайки северо-западное ( $350^\circ$ ), общая протяженность – свыше 5 км, мощность – 0,5–12 м, средняя – 4,5 м, падение к северо-востоку ( $75\text{--}80^\circ$ ). Морфология сложная, с флексурными горизонтальными изгибами и правосторонними смещениями по системе трещин и малоамплитудных разрывов. Вмежающие осадочные породы собраны в складки северо-западного простираения ( $325\text{--}345^\circ$ ). В складчатых деформациях участвует и сама дайка. Рудоносная часть дайки интенсивно окварцована, пронизана многочисленными кварцевыми жилами и прожилками. Наблюдается лестничная крутопадающая система рудоносных кварцевых и парагонит-кварцевых прожилков и жил. Простираение жил и прожилков субширотное ( $270\text{--}310^\circ$ ). Имеются также участки прожилково-сетчатого окварцевания. Мощность жил – первые десятки сантиметров, достигает 2,5 м. Оруденение концентрируется в рудных столбах (протяженность по простираению 15–100 м, по падению 20–120 м), занимающих 20 % объема дайки. Золото крупное (1–3 мм), встречались самородки весом до 300 г. Средняя пробность – 920. Жильные минералы: кварц, альбит, анкерит, серицит; рудные: арсенопирит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, буланжерит, самородное золото, шеелит. [Шишкин и др., 2001 ф]. Среднее содержание золота 4,3 г/т. В 1942 г. из дайки было добыто 194 кг золота при содержании 8 г/т. В 2013 г., после доразведки месторождения, выполненной ООО «Недра», в ГКЗ были утверждены запасы 10,37 т золота по кат. С1 и 4,16 т по кат. С2., со средним содержанием – 5,3 г/т.

*Месторождение Желанное (III–5–10)* малое. Размещается в Сусуманском аллохтоне Иньяли-Дебинского террейна. Рудоносная дайка метасоматически измененных диоритов неро-бохапчинского комплекса прорывает интенсивно дислоцированную песчаниково-аргиллитовую толщу нижней юры (бурустахская серия). К дайке приурочены кварцевые жилы и окварцованные зоны дробления. Мощность жил от 15–20 до 40–60 см, длина 6–60 м, азимут простираения  $50\text{--}320^\circ$ , угол падения  $25\text{--}87^\circ$ . Обычно жилы разветвляются на большое количество прожилков, образующих окварцованные зоны мощностью до 1 м. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, реже галенит, антимонит, пирротин, сфалерит, халькопирит, шеелит, золото; жильные: кварц, анкерит, альбит, кальцит, мусковит, хлорит. Оруденение приурочено к зальбандам жил. Содержание золота от 0,01 до 147,6 г/т, среднее 3–4 г/т. Добыто 8 кг золота [Маннафов и др., 1999]. По состоянию на 01.01.2015 г. на месторождении учтены балансовые запасы золота по кат. С1 в количестве 23 кг, с содержанием 23 г/т.

*Месторождение Мальдяк (дайка Богатырь) (II–5–44)* малое также типовое для золоторудной кварцевой формации дайкового морфологического типа. Размещающегося в юрских дислоцированных отложениях Иньяли-Дебинского террейна. Приурочено к дайке диорит-порфиров нера-бохапчинского комплекса, простирающейся по азимуту  $330^\circ$  и падающей к северо-востоку под углом 55. Дайка прослежена поверхностными горными выработками на расстояние 500 м; на глубину до 24 м разведана 2 шурфами и

штольной длиной 140 м. Рудное тело представляет собой 115-метровый интервал тектонически нарушенной и окварцованной дайки, состоящей из гирлянд слегка разобренных линзовидных тел протяженностью 10–20 м и мощностью 3–4 м. Количество жильного кварца, слагающего ветвящиеся прожилки и жилы, достигает 90 % объема породы. Одна из кварцевых жил протяженностью 15 м, мощностью до 1 м (в раздувах – до 3 м), залегает в приальбандовой части дайки и на глубине 8 м разветвляется на серию прожилков. Рудные минералы – пирит, арсенопирит, сфалерит и неравномерно распределенное золото, содержания которого достигают 316,5 г/т. Разведывалось в 1946 г., запасы по сумме категорий С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub>, составили 610 кг (протяженность блока 115 м, средняя мощность 1,5 м, глубина 80 м, среднее содержание 16,6 г/т). [Шишкин и др., 2001 ф]. Государственным балансом на 01.01.2006 г. учтены запасы золота по категории С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> – 190 кг [Усачев и др., 2007ф.]. По состоянию на 01.01.2015 г. в Госбалансе сведений о наличии запасов на месторождении не имеется.

*Месторождение Чай–Юрьинское (Шахтное)* малое (П–4–156) – пример объекта дайкового типа золоторудной кварцевой формации, но локализованного не в единичной дайке, а в поле (свите) сближенных золотоносных даек. Размещается в краевой юго-западной части Иньяли-Дебинского террейна в зоне крупного Чай-Юрьинского разлома, служащего границей террейна. Ареал даек диорит-порфириров, получивший название Шахтная дайковая свита, вскрыта при отработке россыпи золота в днище долины р. Чай-Юрья. Субпараллельно расположенные окварцованные и березитизированные дайки диоритовых порфириров, пересекаются мощной тектонической зоной. Простирающиеся даек северо-западное, падение на юго-запад. Вмещающие породы даек – березитизированные аргиллиты и углеродистые аргиллиты с редкими прослоями алевролитов и песчаников.. Число даек в разных сечениях колеблется от 5 до 12. Общая ширина дайкового ареала в центральной части – до 80, на флангах – 20–40 м. Установленная длина – 2000 м. Падение даек вертикальное. На глубину прослежены до 185–200 м. Оруденение приурочено к наиболее окварцованным (прожилки кварца) участкам, располагающимся в дайках в виде полос или зон (до семи) субмеридионального (340–350°) простираения и пересекающих дайку под острым углом (10–20°). Кварц в таких участках составляет 30–40, иногда 70 % объема пород. Ширина зон – 2,5–6 м, прослеженная длина – до 50 м. Выделяются прожилки двух направлений – от горизонтальных-пологопадающих (25–40) до крутопадающих (70–75°) и вертикальных. Первые встречаются чаще и имеют большую мощность (до 30–40 см). В местах пересечений двух систем прожилков образуются кварцевые гнезда, раздувы мощностью до 2,5 м, к которым часто приурочены повышенные концентрации золота. Распределение золота на участках окварцевания неравномерное, содержания варьируют от 1 до 14,36 г/т, достигая – 60–94,5 г/т. Среднее содержание весь объем даек свиты Шахтная составило 0,69 г/т. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, реже пирротином, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, джемсонитом-буланжеритом, антимонитом, киноварью. Количество сульфидов от 2–3 до 5–7 %. Видимое самородное золото образует прожилковидные выделения в кварце толщиной в первые мм, встречается в виде мелких изометричных

зерен, сростков кристаллов. Повышенные содержания золота (до 8,8 и 9,6 г/т) отмечаются в пиритизированных (2–10 %) углеродистых березитизированных сланцах. По дайкам свиты Шахтная в 1948 г. выполнен подсчет запасов по категории С2. – 1132 кг золота при среднем содержании 8,48 г/т. Запасы Госбалансом не учтены [Петухов и др., 1999б].

*Рудопроявление Бортовое (дайка Нижне-Бортовая) (II–5–80)* – представляет собой золотоносную дайку кислого состава с богатой сурьмяной минерализацией среди глинистых сланцев, алевролитов и песчаников средней юры. Дайка простирается согласно со складчатостью вдоль Кунтук-Дебинско-Умарского разлома без перерыва на 18 км. Мощность дайки от 5 до 25 м, местами достигает 80 м, азимут простираения 350–355°, угол падения 40–70° в северо-восточном направлении. Особенностью состава рудовмещающей Бортовой дайки, отличающей ее от других рудоносных даек нерабохапчинского комплекса, является ее кислый состав – преобладают гранит-порфиры. Дайка рассечена многочисленными прожилками и жилами кварца с антимонитом мощностью до 0,3 м. Гранит-порфиры интенсивно гидротермально изменены. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, галенит, антимонит, золото. Содержание: сурьма от 4,4 до 17,5 % (по антимонитовым жилам 44,7 и 55,9 %), золото до 3 г/т, мышьяк – 0,37 %, сера – 28,33 %. [Мальков и др., 1974 ф].

*Рудопроявление Становой* – (II–3–23) пример ассоциации кварцево-жильного золотого оруденения с дайками в туфогенно-терригенных толщах верхней перми Аян-Юряхского аллохтона Вилигинского террейна. Алевролиты, аргиллиты, песчаники омчакской свиты верхней перми в северо-западном крыле брахиантклинали, прорваны дайками измененных диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров басугуньинского комплекса. Канавами при поисковых работах вскрыто пять зон окварцевания со стержневыми кварцевыми жилами. Мощность зон до 3–5 м, длина от 200 до 1000 м, азимут простираения 300°, угол падения 85–90°. Стержневые жилы выдержаны по простираению и мощности (0,4–3 м), крутопадающие. Зоны и жилы залегают вдоль даек, иногда по их контактам, проникая прожилками в дайки. Жилы массивные кварцевые с карбонатом и вкрапленностью арсенопирита, халькопирита, галенита, сфалерита, золота. Золото очень мелкое, иногда образует гнезда до 1–2 мм. Содержание золота до 53,0 г/т, среднее по данным бороздowego опробования одной из жил – 20,3 г/т, при протяженности 950 м, мощности 1,2 м, глубине 200 м. Во вторичных ореолах рассеяния – аномалии золота до 0,5 г/т, в ассоциации с мышьяком [Маннафов и др., 1999].

Объекты золоторудной кварцевой формации жильного структурно-морфологического типа распространены главным образом среди юрских отложений Иньяли-Дебинского террейна: месторождения *Светлое* (II–4–136), *Холодное* (II–4–152), *Ветренское-Соколовское* (I–4–25), *Хатакчанское* (II–4–40), *Дорожное* (II–5–86), *Кучеканское* (II–6–58) и др., рудопроявления *Бар* (I–3–24), *Золотистое (Крутое)* (II–6–32) и многие другие. Жильные золоторудные объекты известны и в пермских отложениях Вилигинского террейна: месторождения *Игуменовское* (IV–5–29), *Сухой-Учугей* (V–6–28), *Родионовское* (V–5–7), рудопроявления *Петух* (II–3–24), *Ровный* (III–3–14), *Восток* (III–3–20) и др. Среднее по запасам жильное месторождение *Ветренское* (IV–6–31)

размещено не в пермских, а в триасовых отложениях Вилигинского террейна. Специфичны кварцево-жильные золоторудные объекты, локализованные в гранитоидных штоках и массивах различных структурных элементов территории (месторождение *Школьное* (IV–5–23), рудопоявление *Перевальное* (VI–1–21) и др. Такие месторождения и рудопоявления, в отличие от большинства других из данной морфологической группы, характеризуются довольно пестрой геохимической ассоциацией, более сложным набором рудных минералов, низкой пробой самородного золота и т.п. Эти особенности золоторудных кварцево-жильных объектов в гранитоидах, дают основания специалистам относить их к иному формационному типу: золото-серебряному, золото-редкометалльному и др.

Золотоносные жилы чаще всего имеют крутое падение. Однако жильные серии иногда могут локализоваться в пологозалегающих горизонтах, жилы, внутри которого, характеризуются крутым падением. Встречаются также жильные тела, согласные со стратификацией вмещающих осадочных отложений. Кроме того, известны жилы седловидной морфологии. Ниже рассматриваются примеры различных жильных объектов.

*Месторождение Светлое* (II–4–136) среднее – своеобразный для данной территории золоторудный жильный объект, большинство рудных жил которого имеют субсогласное залегание с вмещающими дислоцированными юрскими толщами Иньяли-Дебинского террейна. Это обусловлено, скорее всего, литологическим фактором – приуроченностью жил к границам песчаниковых и аргиллитовых пачек (межпластовые жилы). Однако встречаются и секущие жилы. Как согласные, так и секущие жилы пересекают широко распространенные в рудном поле дайки нера-бохапчинского комплекса.

Месторождение детально разведано, обрабатывалось подземными выработками. Золотое оруденение установлено в восьми жилах: Первой, Третьей, Промежуточной, Промежуточной–2, Мелкозолотистой, Мощной, Новой и Тонкой. Длина жил – от 350 (Мелкозолотистая) до 1000–2000 м (Первая); мощность 0,1–1,5 м (до 6 м по жиле Мощной). Большинство жил крутопадающие под углами 60–80° на юго-запад. Прослежены на глубину до 150–300 м. Наибольшее значение имеют жилы Первая, Мощная и Третья, в которых сосредоточено свыше 95 % запасов. Приурочены к крутопадающим межпластовым трещинам и прослеживаются параллельно в 20–60 метрах друг от друга. Жилы и прожилки сложены преимущественно кварцем (85–100 %); в незначительном количестве отмечаются альбит, адуляр, карбонат, хлорит, серицит и графит. Из рудных минералов, составляющих не более 1 %, присутствуют арсенопирит, галенит, шеелит, резе сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин. Золото ассоциирует с арсенопиритом, галенитом, пиритом. Текстура жил полосчатая, резе брекчиевидная. Средняя пробаность золота – 858. Содержание золота в среднем составляет около 40–70 г/т (максимальные значения по отдельным пробам из жилы Поперечной – до 3 кг/т). Длина рудных тел – 40–190 м, средняя мощность – 0,75 м. Характеризуются простой морфологией, четкими контактами и крайне неравномерным распределением золота. На участках сопряжения жил с дорудными дайками локализуются рудные столбы. [Петухов и др., 1999б] Первоначальные балансовые запасы категорий C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub> составляли около 6,2 т. В настоящее время месторождение практически



полностью отработано. По данным Госбаланса на 01.01.2015 г. остатки балансовых запасов золота на месторождении составляют 287 кг по кат. С<sub>1</sub> и 243 кг по кат. С<sub>2</sub> при среднем содержании 22,1 г/т.

*Месторождение Холодное (Рудопроявление Холодный) (П–4–152)* малое представлено серией золоторудных кварцевых жил. Размещается в нижне-среднеюрских сланцах и песчаниках нижней артыкской подсерии Иньяли-Дебинского террейна. Осадочные породы прорваны дайками диорит-порфиринов и гранодиорит-порфиринов. Главными рудными телами являются три параллельных жилы, отстоящие друг от друга на расстоянии 40 и 120 м. Длина жил – около 300 м, мощность – 0,1–1,5 м. Простираение северо-западное, падение на северо-восток под углами от 45–60° (до 85°). Жилы, секущие дайки метасоматически измененных пород, слабо золотоносны. Протяженность рудоносных участков в жилах несколько десятков метров. В кварцевых жилах в незначительном количестве встречаются альбит, анкерит, светлые слюды, реже турмалин и хлорит. Количество сульфидов, в основном пирита и арсенопирита, не превышает 1 %. Золото приурочено, преимущественно, к углеродистым глинистым «прослоям» в кварце и скоплениям сульфидов. Встречается в виде разрозненных зерен, пленок и тонких прожилков длиной 1–1,5 см. Пробность – 950. Содержание золота в рудных телах колеблется от следов до сотен г/т. Максимальное содержание – 1935,1 г/т, Мощность рудных тел 0,4–0,6 м. В 1943–1944 г. при разведке было добыто около 160 кг золота [Петухов и др., 1999б; Маннафов и др., 1999]. По состоянию на 01.01.2015 г. Госбалансом учтены запасы золота по кат. С<sub>2</sub> – 62 кг, при среднем содержании 62 г/т.

*Рудопроявление Каскадное (П–6–41)* пример объекта в юрских дислоцированных толщах Иньяли-Дебинского террейна, где в одном рудном поле наблюдается сочетание двух структурно-морфологических типов рудных тел золоторудной кварцевой формации – жильного и минерализованных зон. Изучено канавами, бурением валовым опробованием. Рудопроявление размещается в зоне влияния крупного Среднекано-Штурмовского разлома в ороговикованных аргиллитах и алевролитах нижнеюрской бюченнахской свиты (бурустахская серия) вблизи от позднемелового Хатыннахского массива кварцевых монзонитов. Представлено жилами Большая и Параллельная и рудной зоной Каскадная. Седловидная жила Большая выполняет трещины отслоения и отрыва, азимут простираения 310°, угол падения зальбандов 75–80°, длина на поверхности 44 м, видимая мощность от 0,2 до 3–4 м. На глубине прослежена по простираению скважинами на 150 м. Жила Параллельная расположена в 65 м южнее жилы Большая, прослежена в длину на 35 м; мощность от 0,2 до 3,5 м, средняя 1,5 м, линзовидная, на южном фланге разветвляется на множество маломощных апофиз. Зона Каскадная представляет собой минерализованную зону дробления мощностью 0,5–1,5 м, выполенную линзовидными кварцевыми жилами длиной 10–25 м. Азимут простираения зоны 330–335°, угол падения 75–80° СВ, общая длина 145 м. Золото локализуется в призальбандовых частях жил. Жильные минералы – кварц и серицит, рудные – арсенопирит, пирротин, магнетит, самородное золото.

Содержание золота в жиле Большая по данным бороздового опробования канав – до 3749,2 г/т, среднее по поверхности 153,4 г/т, среднее с учетом

скважин 80 г/т на мощность 2,7 м. По данным технологических исследований пробы весом 4875 кг среднее содержание золота в жиле 35,6 г/т. Однако при пробной эксплуатации жилы, данные разведки не подтвердились. Было извлечено и обработано 1300 т товарной руды, в том числе 500 т жильной массы. Извлечено 2,673 кг золота, в том числе амальгамацией 1,498 кг. Среднее содержание золота на массу составило 2,0 г/т, на жильную массу – 5,35 г/т. Жила Параллельная – среднее содержание по данным валового опробования 17,4 г/т. Зона Каскадная – 0,5–37,0 г/т, среднее 14,4 г/т. [Маннафов и др., 1999].

*Рудопроявление Золотое (II–6–42)* пример золоторудного объекта с единичной кварцевой жилой в юрских дислоцированных толщах Иньяли-Дебинского террейна. Изучалось канавами, шахтой и бурением. Как и рудопроявление Каскадное размещается в зоне влияния крупного Среднекано-Штурмовского разлома в ороговикованных аргиллитах и алевролитах нижнеюрской бюченнахской свиты (бурустахская серия) вблизи от позднемелового Хатыннахского массива кварцевых монцонитов. Кварцевая жила прослежена на 150 м, азимут простирания 345–350°, угол падения 60–80° на северо-восток. Форма плитовидно-линзовидная, мощность от 0,1 до 3 м, средняя 1,3 м. По падению выдержана (до глубины не менее 100 м), иногда ветвится. В поперечном разрезе имеет сложное строение. Северо-восточная призальбандовая ее часть сложена мелко- и среднезернистым кварцем полосчатой текстуры, в центральной части развит крупнозернистый массивный кварц с редкими обломками пород и пустотами, выполненными горным хрусталем. Рудные минералы: арсенопирит, пирротин, золото. Арсенопирит бипирамидальный, размер 0,1–0,5 см, приурочен к полосчатому кварцу. Золотая минерализация локализуется в раздувах жилы, преимущественно в висячем боку. Оруденение гнездовое. Среднее содержание золота 24,7 г/т [Маннафов и др., 1999].

*Месторождение Игуменовское (IV–5–29)* среднее – жильный золоторудный объект в пермских отложениях Вилигинского террейна. Разведывалось штольнями и шахтами; эксплуатировалось. Размещается в толще песчано-глинистых сланцев родионовской свиты нижней перми в своде Тенькинской антиклинали. Породы и руды сильно метаморфизованы гранодиоритами позднемеловых массива Улахан и штока Террасовый. На месторождении известно 14 рудных тел, которые размещаются в полосе (азимут простирания 320°) длиной около 4 км и шириной до 2 км. Это жилы, редко зоны прожилкования. Мощность жил 0,2–2,5 м, азимут простирания 330–340°, угол падения 70–75° на северо-восток. Рудные минералы: арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, антимонит, золото; жильные – кварц (97–99%), альбит, карбонат. Содержания золота до 307,0 г/т, средние 5,2–22,0 г/т. Пробность 765–896 (увеличивается с глубиной). В золоте содержится 12,85% серебра (среднее). На золотонасные жилы наложена скарноидная ассоциация – пироксен, эпидот, роговая обманка, биотит, а самородное золото претерпело заметное укрупнение – до образования крупных рудных самородков; пирит подвергся пирротинизации, антимонит частично превращен в самородную сурьму [Маннафов и др., 1999]. Укрупнение самородного золота и

другие преобразования произошли вследствие метаморфизма руд близлежащим гранитоидным массивом Улахан.

С 1945 по 1967 годы на месторождении добыто и переработано 1259,2 тыс. т руды с запасами золота 12371 кг. При среднем извлечении 80 % получено чистого золота 9670,5 кг. В 1967 году добыча была прекращена. Балансовые запасы месторождения по состоянию на 01.01.2015 г. по кат. С<sub>2</sub> составляли 1038 кг золота, при среднем содержании 57,67 г/т, забалансовые запасы – 5884 кг. По прогнозной оценке ЦНИИГРИ 2003 года, ресурсы Игуменовского месторождения по категории Р<sub>2</sub> составляют 58 т. В настоящее время на месторождении проводятся геологоразведочные работы с целью его оценки и расширения ресурсного потенциала за счет выявления рудных тел прожилково-вкрапленного типа.

*Месторождение Родионовское (V–5–7)* малое представляет собой золоторудный объект с пологопадающими жилами в пермских отложениях Вилигинского террейна. Разведано подземными горными выработками до глубины 185 м, эксплуатировалось. Размещается в сводовой части Тенькинской антиклинали в экзоконтактовой зоне позднемелового гранитоидного массива Улахан. В пределах участка месторождения широко развиты пологие разрывы взбросо-надвигового типа, осложняющие складчатую структуру. Вмещающие породы – алевролитоглинистые сланцы родионовской свиты нижней перми. Породы и руды контактово метаморфизованы. Все промышленные тела месторождения сосредоточены в полосе длиной 900 м, шириной 200 м. Разведаны 4 пологопадающие жилы (длина 80–260 м, мощность 0,5–3,5 м), 7 зон крутопадающих прожилков (длина 190–660 м, мощность 1–17 м). Рудные минералы: галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирит, станнин, золото. Пробность золота 681–818. Жильные минералы: кварц, альбит, анкерит, кальцит. Содержание золота по жилам 0,1–1820 г/т, по зонам 0,1–145 г/т. Присутствуют мышьяк, свинец, цинк. Добыто около 5 т золота [Маннафов и др., 1999]. По состоянию на 01.01.2015 г. Госбалансом учтено по кат. С<sub>1</sub> – 189 кг золота, по кат. С<sub>2</sub> – 202 кг при среднем содержании 18,9 г/т. Утвержденные прогнозные ресурсы кат Р<sub>1</sub> – 18 т, кат Р<sub>2</sub> – 50 т. На месторождении ведутся работы по наращиванию запасов.

*Рудопроявление Восток (Левый Последний) (III–3–20)* – золоторудный жильный объект, локализованный в субгоризонтальном пласте песчаника верхнепермских отложений Аян-Юрхского аллохтона Вилигинского террейна. Изучалось канавами и бурением. Кварцевые жилы (0,4–1 м) и сопутствующие им маломощные зоны кварцевого прожилкования в пласте песчаников. Пласт и жилы субгоризонтальные со слабым (редко до 20–30°) падением на север. Выделены четыре рудоносных тела длиной до 90 м, мощностью от 0,5 до 1,0 м. Рудные минералы (до 0,5 %): галенит, арсенопирит. Содержание золота до 50,3 г/т, среднее содержание по рудным телам от 6,9 до 18,6 г/т [Маннафов и др., 1999].

*Месторождение Ветренское (IV–6–31)* среднее – промышленный вольфрам-золоторудный жильный объект, размещенный в верхнетриасовых отложениях (буркотская серия) Вилигинского террейна в зоне крупного Чай-Юрьинского разлома. Разведано подземными и поверхностными горными выработками, бурением. Месторождение имеет сложное строение. Приуро-

чено к узкому тектоническому блоку северо-западного простирания. Рудовмещающие породы обогащены углеродистым веществом и вулканокластикой. Главная рудоконтролирующая структура месторождения – Центральная зона смятия характеризуется интенсивным расщеплением вмещающих пород (нередко до рыхлого состояния), насыщенностью кварцевыми жилами, желваками, прожилками. Мощность зоны 30–40 м, простирание послойное, падение под углом 50°–60° на юго-запад. Рудные тела представлены линейными шеелит-кварцевыми жилами мощностью 1–1,5 м и трубообразными изометричными в поперечном сечении шеелит-кварцевыми столбами мощностью до 10 м. Последние преобладают. Они представляют собой седловидные жилы в замках линейных складок. Рудные минералы представлены арсенопиритом, пиритом, галенитом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, шеелитом, самородным золотом. Размеры золотинок 0,008–0,4 мм, встречаются до 3 мм и больше. Пробность 860–890, средняя 890. Первоначальные запасы месторождения по кат. С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> составляли 13,2 т при среднем содержании 14,4 г/т [Маннафов и др., 1999]. По состоянию на 01.01.2015 г. балансовые запасы золота по месторождению составляли по кат. С<sub>1</sub>–1,98 т, по кат. С<sub>2</sub> – 3,65 т со средним содержанием 19,96 г/т. Месторождение обрабатывается карьером и подземным способом.

*Месторождение Школьное (IV–5–23)* среднее – типовой объект золоторудной кварцевой формации жильного типа в гранитоидных штоках. Детально разведано, отработано подземным способом. Локализуется в позднеюрском Бургагинском штоке гранодиоритов площадью около 2,6 км<sup>2</sup>. Шток расчленен многочисленными дорудными субширотными дайками разного состава. Золоторудная минерализация приурочена к кварцевым жилам, залегающим в субширотных зонах дробления и повышенной трещиноватости пород. Выделяется три зоны: Северная, Центральная и Южная. Протяженность их от 800 до 2000 м, мощность от 100–200 до 300–500 м. Они представляют собой зоны дробления, вдоль которых развиваются серецит-гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты и вторичные кварциты. Метасоматиты до 5 % содержат пирит и арсенопирит. Мощность зон измененных пород до 20–100 м. Промышленное оруденение сосредоточено в Центральной зоне. Жильные рудные тела размещаются кулисами. Протяженность жил 20–200 м, мощность 0.1–0.5 м, падение крутое на юг. Жилы массивные, сложены мелко – среднекристаллическим кварцем. Рудные минералы присутствуют в количестве 1–3 %, основными являются: золото, сульфосоли серебра (преобладает фрейбергит), пирит и арсенопирит. Среднее содержание золота по месторождению 34 г/т. Соотношение Au/Ag примерно 1:1. Низкая пробность золота, существенная роль серебра, наличие сульфосолей и особенности геохимических ассоциаций, дают основание некоторым исследователям относить месторождение к золото-серебряной формации [Маннафов и др., 1999]. Утвержденные ГКЗ первоначальные запасы золота по месторождению составляли 7,8 т по кат. С<sub>1</sub> и 6,8 т по кат. С<sub>2</sub>; запасы серебра соответственно составляли – 7,5 и 4,7 т. В 2010 г отработка месторождения была прекращена. Добыто 11,1 т золота. Оставшиеся в недрах запасы по данным Госбаланса на 01.01.2015 г. составили золота – 0,47 т по кат. С<sub>1</sub> и 0,66 т по кат. С<sub>2</sub>. при средних содержаниях золота 29,8 г/т., серебра – 29,3 г/т.

*Рудопроявление Перевальное (VI-1-21)* также представляет собой жильный объект золоторудной кварцевой формации в интрузивных породах. Однако, в отличие от месторождения Школьное, размещается не в штоке, а в относительно крупном гранитоидном Хейджанском массиве раннемелового охотинского комплекса. Приурочено к северо-западной краевой части Хейджанского массива в зоне сочленения Кенгдечанского разлома с оперяющим его разрывным нарушением северо-западного простирания, сопровождающимся зонами дробления по гранитоидам охотинского комплекса. Мощность самой крупной зоны около 100 м, прослеженная протяженность 1,5 км. В долине ручья находится промышленная россыпь золота, при отработке которой в плотике были вскрыты дробленные, серицитизированные и окварцованные гранодиориты с зонами тектонической глинки мощностью 1–1,5 м. В них содержатся обломки кварца, кварц-пиритовой породы и в большом количестве – пирит. В пирите спектральным анализом установлено до 10 г/т золота, в зонах тектонической глинки – 0,4–0,8 г/т. Наиболее высокие концентрации рудного золота – 3,6 и 1,8 г/т установлены в зонах дробления мощностью 0,2 и 1 м на правом и левом берегах ручья в верхней части россыпи. [Атрашенко и др., 1985 ф].

*Рудопроявление Хугланнах (III-4-26)* –представитель золото-кварцевой формации в гранитоидном штоке, близкий к золото-порфировому типу. Рудопроявление Хугланнах приурочено к одноименному позднеюрскому гранитоидному штоку басугуньинского комплекса в зоне влияния разломов северо-западного простирания. Изучено канавами и бурением; проведена литохимическая съемка по первичным и вторичным ореолам рассеяния. Наиболее значимые рудоносные зоны вскрыты в апофизе (апикальном выступе) штока Хугланнах. Последний представляет собой удлиненное в северо-западном направлении дайкообразное тело сложной морфологии длиной 5,5 км и шириной до 1,5 км. Шток прорывает дислоцированные отложения атканской и омчакской свит позднепермского возраста (диамиктиты, алевролиты, песчаники). На рудопроявлении выделено 12 рудных зон, но основное оруденение сосредоточено в 4 зонах. Из них три представляют собой линейные сульфидно-кварцевые штокверки, выделяемые по результатам опробования, а одна – кварц- сульфидно-кварцевую жилу. Эти зоны локализованы в небольшом дайкообразном апофизе гранодиорит-порфиоров протяженностью 930 м, отделенном от основного тела штока Хугланнах. Все зоны имеют северо-западное простирание и круто падают на юго-восток. Протяженность линейно-штокверковых зон 820–870 м, мощность 11–19 м, средние содержания золота 2,1–3,0 г/т. Мощность сульфидно-кварцевой жилы 0,5 м, среднее содержание золота на поверхности 96,1 г/т, на глубине – 9,0 г/т. В основном теле штока Хугланнах выделено 8 рудных зон, но уровень их золотоносности ниже. Обоснованный бурением вертикальный размах оруденения не менее 230 м. Околорудные метасоматические изменения гранитоидов представлены березитами, кварц-полевошпатовыми метасоматитами, ареалами окварцевания и анкерит-кварцевого прожилкования. Основные рудные минералы: арсенопирит (наиболее распространен), сфалерит, галенит, пирит, золото. Пробность золота 790–800. [Пеканов, 1996 ф, 2012 ф; Коваль и др., 2014 ф]. Апробиро-

ванные экспертом ЦНИГРИ прогнозные ресурсы объекта по кат. P<sub>2</sub> – 64 т золота, что соответствует крупному месторождению.

Месторождения вулканогенной золото-серебряной формации имеют весьма важное значение на Северо-Востоке России. Основные объекты этого типа связаны с ранне-поздне меловым Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. На территории листа P-55 они известны в его южной части. Однако на северо-востоке листа также известны пока еще слабо изученные проявления этого типа, связанные с более древним позднеюрским Уяндино-Ясачененском вулканогенным поясом. Ниже описываются типовые золоторудные объекты этой формации по основным районам их распространения.

Наиболее известные объекты золото-серебряной формации расположены на юге территории и размещаются по периферии обширного Янского вулканогенного прогиба Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: существенно золоторудные *Бургагылканское месторождение* (V-3-31) и *месторождение Ойра* (VI-6-88), существенно серебряное с золотом *месторождение Сенон* (V-5-53), серебро-сурьмяное *месторождение Утро* (V-5-54) и многочисленные рудопроявления. Находясь на периферии крупного вулканогенного прогиба, месторождения и рудопроявления приурочены к частным вулканотектоническим структурам, входящими в состав этого прогиба.

*Бургагылканское золото-серебряное месторождение* (V-3-31) малое золото-серебряной формации. Размещается на юго-восточной окраине Тас-Бургагылканской вулканотектонической депрессии (кальдера Быстрая) Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В 1974–1976 гг. Проводилась предварительная разведка, но не была завершена. Рудное поле (около 15 км<sup>2</sup>) сложено поздне меловыми туфами риолитов и дацитов (ольская свита) и породами андезитов (улынская свита), прорванными субвулканическими телами кислого и среднего состава. Породы гидротермально изменены. Выявлено около 300 гидротермальных жил мощностью 0,2–15 м, большое количество зон и полей прожилкования. Основные рудоносные жильные тела: Инна, Золотая I, Золотая II, Ударная, Ника, Ника I, жила б. Длина этих жил от 240 до 1700 м, мощность от 0,2–2 м и до 0,8–22 м, средняя мощность от 1,2 до 9,3 м, падение крутое в различных направлениях. Длина обогащенных участков жил от 130 до 460 м, составляет от 20 до 100 % общей длины жил. Жильные тела имеют сложное строение с раздувами и пережимами, сопровождаются зонами прожилкования, апофизами, участками разветвляются на системы из 2–10 жил, часто смещены по разрывам на 5–30 м. Рудные жилы разведаны на глубину от 50 до 420 м. Состав жильных тел: адуляр-кварцевый, адуляр-карбонат-кварцевый, карбонат-кварцевый. Рудные минералы (1–3 %): пирит, халькопирит, арсенипирит, сфалерит, галенит, миаргирит, стефанит, полибазит, арамайонит, самородное серебро, электрум, акантит, штромейерит, тетрадимит, тетраэдрит, теннантин, фрейбергит, бурнонит, буланжерит. Пробность электрума 364,4. Содержание золота в жилах от 0,1 до 23,3 г/т, серебра от 4,4 до 3000,0 г/т. В рудах присутствуют: мышьяк до 0,1–1 %, сурьма до 0,1–1 %, цинк, свинец до 1 %, висмут до 0,5 %, теллур до 0,2 %. [Маннафов и др., 1999]. По данным Госбаланса на 01.01.2013 г. запасы по кат. С<sub>2</sub> составляли: золото – 3,70 т при среднем содержании 3,0 г/т, серебро 168,0 т при среднем содержании 143,5 г/т. По состоянию на 01.01.2015 г. запасы полезных иско-

паемых на Бургагылканском рудном поле в Государственном балансе не считаются. Протоколом НТС Магаданнедра № 5 от 05.03.2013 г., прогнозные ресурсы Бургагылканского рудного поля оценены по категории  $P_1$  – золото в количестве 3,7 т, серебро в количестве 168 т.

*Месторождение Ойра (Ойринское) (VI–6–98)* малое золото-серебряной формации. Размещается в блоке вулканических пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, окруженном гранитоидами Средне-Янского массива. Проведена предварительная разведка поверхностными и подземными горными выработками, бурением. Рудовмещающие – гидротермально измененные андезиты момолтыкичской свиты, перекрытые риолитами и дацитами хольчанской свиты. Покровные образования прорваны экструзивными и субвулканическими телами кислого и среднего состава. Площадь рудного поля около 12 км<sup>2</sup>. Выявлено 15 рудоносных тел (жилы и системы прожилков). Промышленное значение имеют два: № 1 (протяженность 275 м) и № 3 (165 м), залегающие субпараллельно на расстоянии 25 м друг от друга; угол падения 60–75° на юго-юго-восток, средняя мощность 4,5 и 1,3 м соответственно. Жилы и прожилки сложены: кварцем (50–60 %), хлоритом (25–30 %), адуляром (20–25 %). Рудные минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, самородное золото (до 1 мм), электрум, акантит, пираргирит, миаргирит и др. Текстуры брекчиевая, массивная и колломорфно-полосчатая. Метасоматические образования представлены эпидот-хлорит-пренитовыми пропилитами. Содержание золота до 2822,6 г/т, серебра до 3764,4 г/т. В рудах присутствует мышьяк до 0,1 %, свинец и цинк 0,02 %, медь 0,01 %, висмут и сурьма 0,005 %. Промышленное оруденение прослеживается на глубину 50–100 м. [Маннафов и др., 1999]. Первоначальные запасы месторождения, утвержденные ГКЗ в 1976 г. по кат.  $C_1$  составляли: золото – 2,77 т, серебро – 4,2 т при средних содержаниях, соответственно – 16,7 г/т и 25,2 г/т [Усачев, 2007 ф]. В дальнейшем запасы неоднократно пересчитывались. К настоящему времени месторождение отработано. По данным Госбаланса по состоянию на 01.01.2015 г. на месторождении осталось 717 кг забалансовых запасов золота со средним содержанием 5,3 г/т.

Ряд золоторудных проявлений золото-серебряной формации размещается в другом крупном вулканогенном прогибе Охотско-Чукотского пояса – Куйдусунском. На территории листа Р-55 находится только восточная половина этого прогиба.

*Рудопроявление Охотинка (Пологий) (III–2–27)* представитель оруденения золото-серебряной формации Куйдусунского прогиба. Изучено канавами. Выявлено около 20 минерализованных зон дробления и жил в полосе шириной 70–120 м. Мощность зон составляет 0,5–10 м, длина 100–1200 м, простирание северо-западное. Зоны дробления включают жилы мощностью 0,6 м и длиной не более 50 м, состоящие гребенчатого кварца с сульфидной минерализацией и карбонатом,. Рудные минералы: галенит, сфалерит, халькопирит, электрум, касситерит, прустит, самородное серебро, ильменит, пирит, арсенопирит. Содержание золота составляет 0,4–16 г/т, серебра – 118,9 г/т (в единичных случаях достигает 400 г/т), свинца – 2,32 %, цинка – 0,36 %, индия – 0,006 %. В одних телах преобладает свинцово-серебряная, в других золото-свинцово-серебряная минерализация. Наиболее значимы золото-свинцово-серебряные

рудные тела № 9 и № 10, представленные зонами дробления, сопровождаемые интенсивными гидротермальными изменениями (окварцевание, серицитизация, сульфидизация). Эти зоны имеют протяженность от 100 до 200 м, среднюю мощность 3–4 м, средние содержания золота 0,4–2,2 г/т, серебра 39,7–86,3 г/т, свинца 0,37–2,18 %, индия до 155 г/т. [Рожков и др., 2012 ф].

В Куйдусунском прогибе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса известны и другие проявления и пункты минерализации золото-серебряной формации. Оруденение связано с зонами объемного окварцевания, минерализованными зонами дробления, отдельными кварцевыми жилами и прожилками. Объемное окварцевание покровных вулканогенных пород наблюдается вблизи прорывающих их субвулканических тел и вдоль зон разломов вне видимой связи с субвулканическими телами. Площади наиболее крупных полей окварцованных пород составляют 1–5, реже 10–12 км<sup>2</sup>. В экзоконтактных зонах субвулканических тел породы иногда превращены в метасоматиты (вторичные кварциты) адуляр-гидрослюдисто-кварцевого состава. Окварцевание сопровождается сульфидизацией в виде единичных рассеянных зерен минералов размером 1–2 мм, или небольших пылевидных скоплений и редких тонких линзовидных прожилков. Количество сульфидов не превышает 1–2 %. Обычен пирит, реже – арсенопирит и халькопирит, встречаются пирротин, галенит, висмутин, молибденит, иногда устанавливается пираргирит (*пункт минерализации Правая Эрыча – IV–1–11*), нередко золото и киноварь. Золотинки неправильной комковидной формы, мелкие (0,1–0,7 мм) светло-желтого цвета. Содержание золота составляет 0,1–0,3 г/т, редко 1–3 г/т (*рудопроявление Игандча–2 – IV–2–20*). Золоту сопутствуют серебро – от 10–20 до 500 г/т, цинк – до 0,1 %, висмут – до 0,03 %. В минерализованных зонах дробления вулканиты пронизаны густой сетью пересекающихся кварцевых прожилков мощностью до 1–5 см. Содержание золота невысокое (0,1–0,5 г/т), изредка достигающая 1–3 г/т (*рудопроявления Диана – IV–1–12, Кулик – IV–1–16, Игандча–1 – IV–1–18*). Наиболее высокое содержание золота (5,6 г/т) и серебра (500 г/т) зафиксировано в кварцевой жиле мощностью 0,1 м на правобережье р. Нялоп (*рудопроявление IV–2–17*).

Наиболее интересные объекты золото-серебряной формации позднеюрского Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса представлены группой рудопроявлений на северо-востоке территории в истоках р. Урультун по берегам озера с тем же названием. В эту группу входят рудопроявления – *Такан (I–5–10), Урультун-исток (I–5–12), Таас (I–5–13)*. Все эти объекты объединены пространственной близостью, единством структурной позиции и связью с единым улахан-чистайским вулканическим комплексом. В ряде источников эта группа рудопроявлений описана как единый объект под разными названиями: Урультунское\* [Омиров и др., 1975 ф], Верхнеурультунское [Шпикерман и др., 1991 ф], Урультун-Озерное [Шпикерман, 1998].

---

\* Урультунское месторождение – традиционное название для данного объекта, однако под этим названием в различных публикациях описываются несколько совершенно разных месторождений. Чтобы избежать путаницы, данное месторождение В. И. Шпикерманом [1998] было переименовано в Урультун-Озерное, по названию озера, на берегах которого находится месторождение. В настоящей работе принимается это название.



*Рудопроявления Такан (I-5-10), Урультун-исток (I-5-12), Таас (I-5-13)* сосредоточены в Урультунской кольцевой вулcano-тектонической структуре в средней части Сумуно-Урультунского прогиба позднеюрского Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. Вулканоструктура выражена крупной кальдерой диаметром около 10 км, «вложенной» по кольцевым разломам в дислоцированный нижнеюрский осадочный комплекс Иньяли-Дебинского террейна. Внутреннюю ее часть слагают центриклинально наклоненные осадочно-вулканогенные толщи верхней юры, представленные риолитами, дацитами, андезидацитами и их туфами улахан-чистайской вулканической группы. В восточной части вулканоструктуры, где, по-видимому, располагался один из центров вулканической деятельности (жерло?), находится крупный субвулканический шток гранит-порфиров. По периферии кальдеры изобилуют субвулканические тела преимущественно андезидацитового состава, характер размещения которых подчеркивает кольцевую конфигурацию структуры.

Кварцево-рудные жилы месторождения внутри Урультунской вулканоструктуры образуют зону шириной до 4 км, пересекающую всю структуру в субмеридиональном направлении. Однако внутри зоны жилы сосредоточены неравномерно. В одних случаях это одиночные жилы мощностью от 0,3 до 1,5 м, длиной от 190 до 240 м; в других – зоны мощностью от 1,5 до 3,2 м (протяженностью 300–400 м), представляющие собой системы тонких субпараллельных жил. Околожилные гидротермальные изменения: преобладают хлоритизация, серицитизация, сульфидизация, в глубоких врезях ручьев наблюдаются участки турмалинизированных вулканитов. Текстуры рудных жил брекчиевые с кокардовым обрастанием обломков гребенчатым кварцем, ритмично-полосчатые, обусловленные чередованием полос халцедона, кварца и альбита. Встречаются каркасно-пластинчатые и гребенчатые текстуры кварцевых агрегатов и массивные выделения сульфидных руд. Рудные минералы образуют вкрапленность в жилах и представлены: пирротинном, бертьеритом, арсенопиритом, пиритом, марказитом, гудмундитом, сфалеритом, халькопиритом, фрейбергитом, галенитом, тетрадимитом, электрумом, сурьмой самородной, антимонитом. На верхних уровнях эрозионного среза вулканоструктуры (на водоразделах) развиты сурьяно-серебряные жилы (рудопроявления I-5-12, 13). Главные рудные минералы в них – бертьерит и гудмундит. Широкое развитие этих минералов в рудах, позволяет относить эти жилы к сурьянному геохимическому типу золото-серебряного оруденения. На нижних уровнях (в глубоко врезанных долинах ручьев) имеются признаки золото-теллур-висмутовой минерализации, сопровождаемой турмалинизацией (рудопроявление Таас I-5-10). [Шпикерман, 1998].

Рудопроявления Урультунской вулканоструктуры изучены канавами, бороздовым, штупным и литохимическим опробованием. Содержания: золото от 0,4 до 5,4 г/т, серебро от 10 до 980 г/т., висмут, селен, теллур 0,001–0,002 % [Омиров и др., 1975 ф; Сотников, Шпикерман и др., 1983ф.]. Прогнозные ресурсы не оценивались.

Проявления золоторудной кварц-сульфидной формации присутствуют в юго-западной части листа. Здесь установлено 6 проявлений этой формации. Оруденение относится к жильному морфологическому типу, локализуется в

осадочных и магматических породах различного возраста, в том числе в гранитах нютско-куйдусунского латерального ряда комплексов. Преобладают кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы, иногда переходящие в серии кварцевых прожилков (*рудопроявления Пустынное VI-1-18, Энтывчак VI-1-24*). Мощность жил 0,1–0,7 м, протяженность 100–200 м, достигая 500 м в *проявлении Прав. Атыкан (VI-1-12)*. В минеральном составе доминирует кварц, отмечается кальцит. Рудные минералы – в основном сульфиды, среди которых преобладают пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит. Количество сульфидов доходит до 10, а иногда и до 50 % (*рудопроявление Нимганджа VI-1-13*). Содержание золота в бороздовых пробах колеблется от 0,01 до 0,6 г/т, в штуфных – достигает 2–3 и даже 12 г/т (*проявление Энтывчак*). Наряду с самородным, встречается дисперсное золото (до 5 г/т в арсенопирите). Характерно высокое содержание в сульфидно-кварцевых жилах сопутствующих свинца (до 3 %), цинка и мышьяка (более 1 % каждого), серебра (до 100 г/т). Ни в одном из проявлений этой формации не выявлено рудных тел с промышленными кондициями. В кварцевой жиле с галенитом на рудопроявлении Прав. Атыкан прогнозные ресурсы оценены по категории Р<sub>3</sub> для золота в количестве 30 кг, серебра – 4 т и свинца – 1,1 тыс. т [Атрашенко и др., 1985 ф].

Золото-сурьмяная рудная формация на рассматриваемой территории является по сути специфической рудно-геохимической разновидностью золото-рудной кварцевой формации, в которой существенную роль играет сурьмяное оруденение. Все золото-сурьмяные объекты размещаются в пределах Иньяли-Дебинского террейна. Также как и для золоторудной кварцевой формации, для золото-сурьмяной выделяются структурно-морфологические типы оруденения. Большинство проявлений на рассматриваемой территории локализуется в кварцево-жильных образованиях в дайках. Следует отметить, однако, что дайки, вмещающие сурьмяную минерализацию, как правило, характеризуются более кислым составом, чем собственно золотоносные дайки. Одно такое золото-сурьмяное проявление в дайке гранит-порфиров *Бортовое (II-5-80)* описано выше. Кроме этого золото-сурьмяное оруденение в дайках установлено в рудопроявлениях *Баланджа (II-5-16), Тройной (дайка Безымянная) (II-5-73), Смежный (дайка Маргинская) (II-5-87)*. Выделяются также тип минерализованных кварцево-жильных зон с золото-сурьмяным оруденением: *рудопроявление Витое (I-4-29)* и др. Сурьмяная минерализация в этих проявлениях представлена в основном антимонитом, реже вместе с антимонитом присутствует бертьерит и самородная сурьма. Содержания сурьмы в таких проявлениях могут достигать в отдельных пробах до нескольких десятков процентов, содержание золота обычные для золоторудной кварцевой формации в дайках и обычно не превышает первых г/т. Значимых золото-сурьмяных месторождений на территории листа не выявлено. С сурьмяной минерализацией нередко ассоциирует серебро, олово и висмут. Многие исследователи считают, что сурьмяное оруденение более позднее по отношению к золоторудной минерализации.

Под золото-редкометалльной рудной формацией на Северо-Востоке России понимается вполне определенный комплекс золоторудных объектов, главной чертой которых является рудно-геохимическая ассоциация золота с

такими металлами как олово, вольфрам, молибден, висмут. Кроме того, объекты этой формации имеют генетические и парагенетические связи с гранитоидным магматизмом. В генетическом отношении это могут быть месторождения грейзенового, скарнового, гидротермального жильного типов. Последние наиболее распространены на рассматриваемой территории.

Ниже к золото-редкометалльной формации отнесены некоторые золото-вольфрамовые и почти все золото-висмутовые объекты. Выявленные на соседней территории листа Р-56 золото-оловянные проявления [Кузнецов и др., 2008], на листе Р-55 пока не установлены. Возможно, это связано с существовавшей длительное время на Северо-Востоке России концепцией об антагонизме золотого и оловянного оруденения. Однако и на рассматриваемой территории известно одно оловорудное *Верхне-Хатыннахское* (Ш-6-2) рудопроявление с сопутствующим золотом (до 2 г/т). Наличие более существенных в отношении золота оловосодержащих объектов золото-редкометалльной формации исключать не следует.

*Рудопроявление Тэутэджак-Монопис* (V-6-49) представитель скарнового типа золото-редкометалльной формации. Однако скарны далеко не единственный тип метасоматических изменений в пределах данного объекта. Изучено канавами, бурением, геохимическими и геофизическими методами. Рудопроявление размещается к северу от раннемелового Омчанского гранитного массива в области контактовых изменений последнего. Обширная площадь контактовых метасоматических изменений обусловлена пологом падением кровли Омчанского массива на север. Кровля массива в пределах рудного поля перекрыта алевролитами верхнего триаса, среди которых присутствует пласт известняков органогенного происхождения (монотисовые ракушняки). Алевролиты ороговикованы и метасоматически изменены. Известняки в большей части превращены гранат амфиболовые скарны и эпидот-хлоритовые скарноиды. Протяженность пласта скарнированных пород 300 м, средняя мощность 4,8 м. В рудном поле широко распространены также силы и дайки метасоматически измененных диорит-порфириров, скорее всего позднерудного возраста (нерского или басугуньинского комплекса?).

Золото-редкометалльное оруденение контролируется тремя субмеридиональными потенциально рудоносными зонами – Приветливая, Центральная и Лехина. Оруденение имеет штокверковый характер и локализуется главным образом при пересечении рудоносных зон благоприятных для рудоотложения пород – тел диорит-порфириров, скарнов, горизонтов пород существенно песчанистого состава. Тела благоприятных рудовмещающих пород имеют пологое залегание, вследствие чего предполагается площадное развитие оруденения. Наиболее богатое оруденение приурочено к существенно пирротиновым метасоматитам, образовавшимся по гранат-амфиболовым скарнам. Наиболее мощная зона прожилкования с золото-редкометалльной минерализацией вскрыта в силлообразном теле диорит-порфириров, где установлен протяженный, около 50 метров, интервал интенсивно измененных диорит-порфириров с турмалин-хлорит-кварцевым прожилкованием. Общая мощность зоны прожилкования с повышенной золотоносностью около 25 м, среднее содержание золота составляет в этом интервале 4,3 г/т. (достигает 45,6 г/т).

Рудные минералы в некоторых телах составляют до 80 % рудной массы. Они представлены: пирротинном, пиритом, марказитом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, молибденитом, самородным золотом, самородным висмутом, теллуридами висмута и др. Au имеет высокие значимые положительные коэффициенты корреляции с As, Sb, Bi, Ni, Co, Mo, Ag. Апробированные ЦНИГРИ прогнозные ресурсы золота для рудного поля Тэутэджак-Моногис составляет: по кат. P<sub>1</sub> – 33 т при среднем содержании золота 2,65 г/т, по кат. P<sub>2</sub> – 12 т при среднем содержаниями 2,54 г/т. [Сидоров и др. 2006 ф].

*Рудопроявление Находка (Эталон) (II-5-129)* – пример грейзенового золото-редкометалльного оруденения. Локализовано в одноименном штоке позднемеловых граносиенитов (биликанский комплекс). Площадь выхода штока 0,5 км<sup>2</sup>. Граносиениты слабо грейзенизированы (кварц-слюдистые грейзены). Оруденение представлено штокверками тонких кварцевых и молибденит кварцевых прожилков, сгущение которых наблюдается в северо-западном эндо- и экзоконтакте. Простираение прожилков субширотное до северо-восточного. Одна из штокверковых зон вскрыта канавами; в задириковых и штуфных пробах установлены содержания молибдена 0,01–0,41 %, золота (в четырех пробах) – 1,0; 6,8; 7,2; 13,2 г/т, вольфрама (в двух пробах) – 0,02 % и 0,23 %. Рудные минералы кроме молибденита представлены пиритом и пирротинном. Авторская оценка прогнозных ресурсов сделаны только для молибдена и золота по кат P<sub>2</sub> – соответственно – 31 250 т и – 0,4 т. [Шишкин и др., 2001].

*Рудопроявление Голубой Тарын (III-6-72)* – висмут-золотое гидротермальное жильное проявление золото-редкометалльной формации. Размещается среди ороговикованных верхнетриасовых отложений экзоконтакта позднемелового гранитного массива Уза-Ина. Установлены развалы кварцевых жил с самородным висмутом, теллуридом висмута и видимым золотом. Содержание золота 1,4–3 г/т. [Маннафов и др., 1999].

Группа висмут-золотых кварцево-жильных проявлений установлена в северной части листа в экзоконтактной зоне гранитного массива Оханджа: *Луговое (I-4-34)*, *Игерми-Луговое (I-4-26)*. В самом массиве Оханджа известно рудопроявление *Мокрый (I-4-10)*, представленное турмалин-кварцевой жилой в грейзенизированных гранитах.

Близкими аналогами рассмотренных золото-редкометалльных проявлений являются некоторые месторождения Восточного Забайкалья, в частности Дарасунское [Тимофеевский, 1972]. Это сходство выражается в следующих чертах присутствующих на листе объектов: в минеральном составе руд (частое присутствие в рудных жилах турмалина, широкое развитие сульфидов железа, свинца, цинка, меди, молибдена, минералов вольфрама, теллуридов и других минералов висмута); рудно-геохимические ассоциации золота с висмутом, молибденом, вольфрамом; связь с позднемезозойскими гранитоидными комплексами. Вместе с тем, указанные особенности позволяют рассматривать золото-редкометалльную формацию, как элемент золото-порфировой базовой формации в понимании А. А. Сидорва [1987].

**Золото россыпное.** Площадь листа P-55, очевидно, самая насыщенная золотоносными россыпями территория на Земле. Здесь же находится самая

крупная в мире аллювиальная россыпь золота Чай-Юрьинская, из которой добыто более 205 т металла. На Карте полезных ископаемых отмечено 499 россыпных месторождений золота, в том числе 17 крупных, 53 средних 429 малых. Уместить на мелкомасштабную карту все известные на территории малые россыпные месторождения не представляется возможным. В Базе данных «Полезные ископаемые» зафиксированы все известные на сегодняшний день золото-россыпные месторождения, всего 2818 объекта. Все россыпные объекты принадлежат формации аллювиальных золотоносных россыпей.

Почти все золотоносные долины листа – это долины верхнего бассейна р. Колыма. Наиболее продуктивны в отношении россыпного золота – долины водотоков среднего порядка, к каковым, в частности, относится и Чай-Юрьинская долина. Россыпные месторождения на рассматриваемой территории, как и вообще на Северо-Востоке России, до сих пор остаются важными промышленными объектами. В настоящее время большая часть россыпей отработана, однако добыча россыпного золота продолжается и осуществляется многочисленными мелкими и средними частными предприятиями. Кроме целиковых россыпей, в небольших объемах, обрабатываются и техногенные россыпи.

Большая часть россыпных месторождений золота размещается в пределах Иньяли-Дебинского террейна. Важные золото-россыпные районы приурочены также к Аян-Юрхскому аллохтонному блоку Вилигинского террейна. На территории листа известны практически все типы аллювиальных россыпей горных стран: щеточные, русловые, косовые, долинные, террасовые, водораздельные. По объему запасов металла доминируют долинные и террасовые россыпи, в которых сосредоточено соответственно 55,4 % и 44,5 % запасов золота [Шило, 2000]. В русловых россыпях всего 0,1 % запасов благородного металла, а щеточные, косовые и водораздельные россыпи представляют собой экзотические россыпепроявления, не имеющие практического значения и по этой причине на карте не показаны. Под долинными россыпями понимаются продуктивные отложения аллювия пойменной и старичной фаций, за исключением отложений современного русла. Н. А. Шило [2000] долинные россыпи подразделяет на россыпи с нормальной мощностью аллювия и россыпи с избыточной мощностью аллювия. Широко представленные на территории листа террасовые россыпи, обычно ассоциируют с долинными россыпями. Аллювиальные россыпи (как долинные, так и террасовые), оказавшиеся в районах поздней ледниковой аккумуляции выделяются в отдельную группу погребенных россыпей. Такие россыпи на территории листа выявлены в Малык-Сиенской неотектонической впадине.

Изобилие и богатство золотых россыпей территории обусловлено наличием многочисленных коренных источников самородного золота, благоприятными условиями высвобождения золота из коренного источника и концентрации тяжелой фракции в речном потоке, наличием многочисленных водотоков с оптимальными гидродинамическим режимом (уклон, скорость потока и др.). На территории листа практически нет россыпей с вполне определенным коренным источником. Россыпи питаются за счет многочисленных мелких проявлений золоторудной кварцевой жильной формации – самой благоприятной россыпеобразующей формации. Высокие концентрации самород-

ного золота в россыпях обусловлено переработкой водотоками огромных объемов горных пород, насыщенных мелкими кварцевыми жилами и прожилками с самородным золотом. Суровый климат северной территории определяет благоприятные условия для высвобождения золота из коренных пород за счет интенсивного морозного растрескивания последних в течение длительных периодов суточных инверсий температуры на земной поверхности. Широкое развитие на территории дислоцированных флишевых и флишеидных отложений – благоприятнейший фактор для возникновения в коренном ложе водотока ребристой поверхности – природного концентратора тяжелых минералов [Билибин, 1938].

*Месторождение реки Чай-Юрья (II–4–129)* – уникальное россыпное месторождение золота, вероятно, самая крупная в мире аллювиальная россыпь этого металла в пределах одного водотока. Россыпь преимущественно долинная с нормальной мощностью аллювия, однако присутствуют фрагментами золотоносных цокольных террас высотой от 5 до 10 м. Кроме того, в толще надплотикового аллювия встречаются невыдержанные линзы, обогащенные золотом, которые следует относить к россыпи руслового типа. Благодаря наличию надплотикового золота, главным способом отработки Чай-Юрьинской россыпи была сплошная дражная добыча. Долина р. Чай-Юрья (прав. приток р. Берелех) размещается вдоль крупного Чай-Юрьинского разлома, разделяющего Иньяли-Дебинский террейн и Аян-Юряхский аллохтон Вилигинского террейна. Протяженность долины 35 км, коренное ложе долины представлено терригенными отложениями нижней юры и верхнего триаса, пересекаемых многочисленными дайками гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров нера-бохапчинского комплекса. Золотоносный участок долины Чай-Юрья имеет протяженность 22,5 км. Максимальная ширина россыпи – 1200 м, в центральной части она распадается на струи шириной 150–200 м. Мощность пласта варьирует от 1 до 5 м. Наиболее богат золотом щебень разрушенной поверхности коренного ложа. Мощность торфов сверху вниз по долине увеличивается с 2 до 15 м. Коренные источники – многочисленные золотоносные кварцевые жилы в осадочных породах и дайках. Возможно, наиболее богатые источники золота размещаются непосредственно в коренном ложе долины. Золото в россыпи, преимущественно, крупное, фракция более 4 мм составляет около 50 %, встречались самородки до 8–9 кг. В наиболее богатом десятикилометровом фрагменте россыпи линейный запас достигал 300 кг/м. Из месторождения за 75 лет эксплуатации добыто около 210 т золота [Городинский, 1999].

*Месторождение реки Омчак (IV–4–12)* – одна из крупнейших аллювиальных россыпей золота. Россыпь преимущественно долинная с нормальной мощностью аллювия, однако в верховьях известно пять уровней террасовых россыпей (до 50 м), кроме того, золото в небольших количествах присутствует по всему надплотиковому аллювию. Способ отработки комбинированный: открытый раздельный и сплошной дражный.

Долина р. Омчак (лев. приток р. Тенька) приурочена к зоне крупного Тенькинского разлома в юго-западной части Аян-Юряхского аллохтонного блока. К этому же разлому приурочены крупные золоторудные месторождения Наталка, Павлик, Омчак и др., золото-жильные системы, которых служат

источником металла для россыпи р. Омчак и россыпей ее правых притоков (ручьи Наталка, Павлик и др.). Долина симметричная, слаботеррасированная, шириной от 0,3 до 2 км, протяженность чуть более 40 км. Коренное ложе долины в ее золотоносной части представлено терригенно-туфогенными отложениями и диамиктитами омчакской и атканской свит верхней перми, пересекаемых многочисленными дайками и силлами диоритов, лампрофиров, дацит-порфиров позднеюрского нерского комплекса. В верхней незолотоносной части долина размывает тонкотерригенные и глинистые отложения пионерской свиты нижней-средней перми. Протяженность Омчакской россыпи около 25 км. Основная россыпь берет начало с выноса руч. Наталка, размывающего одноименное месторождение золота. Почти на всем протяжении россыпь прослеживается единым контуром шириной от 700 до 900 м, лишь в самых низовьях перед впадением в р. Тенька распадается на несколько струй. Распределение золота внутри единого контура неравномерное, рядовые и бедные содержания перемежаются с обогащенными струями. Мощность основного золотоносного пласта варьирует от 0,8 до 3 м, в тальвеге на выносе руч. Павлик – до 4 м. Золото проникает в трещиноватые коренные породы на глубину более метра. Мощность торфов в верхней части россыпи – 2–5 м, в нижней – 10–16 м. Средние содержания в пласте составляли 20–35 г/м<sup>3</sup>, достигая 100 г/м<sup>3</sup>. Насыщенность долины золотом варьировала от 0,7 до 10 т/км. Золото преимущественно мелкое (мельче 1 мм), часто встречались самородки от 5 до 100 г, редко до 300 г. Россыпь в основном отработана, добыто в общей сложности более 101 т золота [Волошин, Городинский, 1999].

*Месторождение реки Дегдекан (IV–4–1)* – крупная россыпь золота сложного строения. Месторождение является примером сочетания в одной долине россыпи долинного типа с избыточной мощностью аллювия (погребенный каньон), террасовых россыпей различного уровня, русловых россыпей в виссячих пластах поймы. Река Дегдекан (лев. приток р. Кулу) приурочена к зоне крупного Тенькинского разлома, дренирует ниже-среднепермские черносланцевые отложения пионерской свиты на севере Аян-Юряхского аллохтонного блока Вилигинского террейна. Долина асимметричная, общей протяженностью 25 км. Общая протяженность золотоносной части 15 км (заканчивается при впадении в р. Кула). Ширина россыпи в среднем 360 м, мощность торфов 0,6–4 м, в погребенном каньоне – до 15 м., мощность песков – 0,4–4,0 м (максимальная в погребенном каньоне). Ранее сформированная долинная россыпь, частично была переотложена в глубоко врезанный каньон, а затем погребена под мощной толщей нового аллювия. При накоплении новой аллювиальной толщи в нее попало золото остатков древней поймы и даже нижних террас. За счет перемыыва россыпей древней поймы и нижних террас в аллювии вновь образованной поймы появились русловые россыпи, представляющие собой подвесные пласты золотоносных песков с невысокими содержаниями металла. Среднее содержание золота на период отработки месторождения в начале 1990-х годов составляло 2 г/м<sup>3</sup>, проба золота шлиховая – 751–809, средняя крупность золотин – 2,06 мм. Всего добыто около 30 т золота. [Шило, 2000, Маннафов и др., 1999]

*Месторождение реки Берелех (II–5–29, III–4–8, I–4–32, I–4–41, I–4–53, II–5–51, II–5–144)* – группа россыпей золота, объединенных единой долиной р.

Берелех (лев. приток р. Аян-Юрях). Река Берелех имеет протяженность около 210 км и почти на всем протяжении (180 км) долина реки золотоносна. Источниками золота в россыпях Берелеха являются многочисленные притоки с богатыми россыпями, а также многочисленные проявления золоторудной кварцевой формации в осадочных породах и дайках коренного ложа. Долинная россыпь р. Берелех имеет небольшие перерывы, что позволяет разделить ее на три части: верхнюю, среднюю и нижнюю. В различных частях Берелехской долины имеются террасовые россыпи, имевшие также существенное значение в золотодобыче Берелехского бассейна. Средняя и нижняя части долины имеют асимметричное строение с пологим террасированным левым склоном и крутым коренным правым. В большей своей части р. Берелех и ее притоки дренируют сложно дислоцированные терригенные флишеидные отложения среднеюрской артыкской серии Иньяли-Дебинского террейна.

Верхняя часть россыпи р. Берелех (I–4–32, I–4–53) представляет собой погребенную долинную россыпь, сохранившуюся на бортах Верхне-Берелехской и Талонской неотектонических впадин. Ширина глубокозалегающей россыпи в этом районе от 20 до 90 м (достигает 900 м), мощность торфов – от 16 до 52 м, мощность песков – от 0,8 до 1,2 м., содержание золота от 2,89 до 7,32 г/м<sup>3</sup>, пробность золота – 890–923 до 970.

Средняя часть россыпи р. Берелех (II–5–29), наиболее насыщенная, начинается после пересечения долиной реки крупного Буркандинского разлома и протягивается в субмеридиональном направлении на 50 км до слияния с р. Сусуман. В пойме реки здесь перемежаются как собственно долинные россыпи Берелеха, так и переотложенные россыпи выносов боковых притоков. Выносы боковых притоков простираются поперек или диагонально по отношению к долине Берелеха от крутого берега к пологому. К этому добавляются переотложенные россыпи с подмытых рекой золотоносных надпойменных террас. В результате в пойме р. Берелех сформировалась крупная россыпь весьма сложного строения: перемежаемость лентовидных и струйчатых залежей общей шириной до 2000 м с неравномерным распределением золота. Встречаются также изометричные залежи. Мощность торфов невелика – в основном 3–6 м, над тальвегами достигает 13,5 м, мощность пласта – от 0,5 до 1,2 м, в тальвегах – до 5 м., средние содержания золота на пласт – от 1,39 до 17,6 г/м<sup>3</sup>, пробность 945–990.

Нижняя часть россыпи р. Берелех (III–4–8) от р. Сылгыбыстах до устья протягивается в субширотном направлении вдоль Сусуманского надвига, ограничивающего с севера одноименный аллохтон Иньяли-Дебинского террейна. После впадения р. Чай-Юрья и пересечения одноименного разлома, россыпь широким контуром протягивается в юго-западном направлении, обрываясь в долине р. Аян-Юрях. Протяженность этого участка чуть более 50 км. Контуры долинных россыпей по ширине здесь варьируют в широких пределах от 10 до 1500 м. Строение россыпей сходное со средним фрагментом. Распределение золота неравномерное. Мощность торфов от 4,5 до 17,5 м, пески от – 0,5 до 1,4 м, средние содержания при раздельной добыче – от 1,74 до 13,9 г/м<sup>3</sup>, при сплошной добыче – от 0,16 до 0,45 г/м<sup>3</sup>. Пробность самородного золота 845–880, средняя крупность – от 0,5 до 5 мм.



Террасовые россыпи долины р. Берелех широко распространены в средней и нижней частях золотоносной долины. Известны на 9 уровнях от 10 до 220 м. Промышленные россыпи известны до 140 метрового уровня, но основная часть запасов сосредоточена до 50 метрового уровня. Протяженность террасовых россыпей колеблется от 300 до 2000 м, ширина – от 10 до 450 м, мощность торфов – от 2,4 до 28,3 м, мощность песков – 0,55–1,7 м. Среднее содержание золота в песках – 1,28–8,56 г/м<sup>3</sup>, в тальвегах левобережных террас достигает 200 г/м<sup>3</sup>, крупность золотин – 0,5–4 и более 8 мм, пробность 855–903.

Россыпи р. Берелех в большей части отработаны, добыча велась всеми известными способами: раздельным открытым и подземным, сплошным дражным. Всего за годы эксплуатации с 1938 г. до настоящего времени из россыпей долины Берелеха добыто около 250 т золота [Потапенко, 1999, Маннафов и др. 1999].

*Месторождения ручьев Болотный (I–4–46) – Раковский (I–4–49)* – две следующие друг за другом с небольшим разрывом россыпи, залегающие в днище единой глубоко погребенной под ледниковыми отложениями долины. Разведаны ударно-канатным бурением и шахтами. Россыпи размещаются в западной части Малых-Сиенской неотектонической впадины. Впадина наложена на дислоцированные терригенные отложения нижней-средней юры вблизи Бургандинского разлома в осевой части Иньяли-Дебинского террейна. Золотоносные отложения представлены аллювием нижнего- среднего звеньев неоплейстоцена мощностью до 150 м, перекрыты мощной (до 300 м) толщей ледниковых отложений среднего- верхнего звеньев неоплейстоцена.

Погребенная долина *ручья Болотного (I–4–46)* имеет резко асимметричное сечение с пологим террасированным (4 уровня до 150 м) правым склоном и с глубоко врезанным тальвегом около левого борта долины. Выделяется две кулисные струи. Одна шириной от 40 до 120 м залегает в переуглубленном тальвеге на глубине до 280 м. Золотоносный аллювий этой струи мощностью до 30 м содержит до 6 золотоносных пластов с содержаниями от 2,7 до 31 г/м<sup>3</sup>. Пласты залегают друг над другом на ложных плотиках. Нижний пласт залегает на коре выветривания коренных пород. Вторая кулисная струя протяженностью 1,5 км залегает на погребенной террасе 30–60 метрового уровня. Ширина промышленного контура погребенной россыпи руч. Болотного – от 20 до 140 м, средняя мощность торфов – 101,5 м, средняя мощность песков – 5,7 м. Содержание золота – 9,31 г/м<sup>3</sup>. Проба золота шлиховая – 878. Крупность золотин – 1–3 мм.

Погребенная долина *ручья Раковского (I–4–49)* имеет трапециевидное сечение шириной в основании 200–300 м, с врезанным тальвегом, шириной 40–50 м, и с террасированными склонами Террасы распространены на уровнях от 5 до 150 м. Золотоносный аллювий залегает в тальвегах и на поверхности погребенных цокольных террас 5–20 метрового уровня, на глубинах от 135 до 210 м. Общая длина погребенной россыпи руч. Раковского – 1,5 км, ширина – 20–400 м, средняя мощность торфов – 172,8 м, средняя мощность песков – 1,8 м. Среднее содержание золота – 34,88 г/м<sup>3</sup> (от 3 до 180 г/м<sup>3</sup>). пробность золота шлиховая – 826, крупность золотин – 1–3 мм.

Месторождения ручьев Болотный и Раковский частично отработаны шахтным способом. Добыто в общей сложности около 4 т золота [Городинский, 1999, Маннафов и др.,

На юго-западе рассматриваемой территории в пределах Охотского кратонного террейна известно одно среднее по запасам золота россыпное месторождение реки *Асиберган* (VI-1-23) и несколько мелких россыпей (VI-1-22).

*Россыпь р. Асиберган* (VI-1-23) расположена в нижней части долины реки. Месторождение дважды детально разведывалось. Промышленный контур протягивается на 3800 м. Золотоносность связана с пойменным аллювием и частично с аллювием низких террас. По результатам первоначальной разведки параметры россыпи составили: ширина – 60–150 м, средняя мощность торфов – 3,0 м, песков – 0,8 м, содержание золота в песках – 2,3 г/м<sup>3</sup>. Золото средней крупности (77 %) и мелкое (23 %), пробность – 712. Месторождение полностью отработано. В долине р. Асиберган под ледниковыми отложениями местами вскрыт древний аллювий, в котором, по отдельным пробам, содержание золота достигает 3 г/т и встречены самородки массой 586 и 200 мг. Из-за большой мощности перекрывающих отложений (более 45 м) и большого количества валунов тальвег долины остался неразведанным. За время эксплуатации добыто 1095,2 кг золота [Воробьев и др., 1987 ф].

**Серебро.** Серебро является одним из профилирующих полезных ископаемых территории листа. Всего на территории выявлено 4 месторождения (1 среднее и 3 малых), 47 рудопроявлений и 71 пункт минерализации.

Сереборудные объекты территории листа отнесены к четырем рудным формациям: золото-серебряной, олово-серебро-полиметаллической, серебро-сульфидной сульфосольной и свинцово-цинковой жильной (табл. 55). Как сопутствующее серебро нередко отмечается в золоторудных объектах разных формаций: золоторудной кварцевой (месторождение Школьное и ряд проявлений), золото-серебряной (месторождение Бургагылканское и ряд проявлений); в свинцово-цинковых проявлениях скарновой формации (рудопроявление Террасное), в оловорудных олово-серебро-полиметаллической формации (месторождения Тигрец, Токичан и др.). Описание этих объектов дано в соответствующих разделах выше.

Таблица 55

**Систематика основных сереборудных объектов**

Рудная формация	Названия и номера объектов на карте полезных ископаемых	
	Месторождения	Рудопроявления
Золото-серебряная	Сенон (V-5-53), Серебряное (V-5-57)	Жох-Мюл низовья (I-1-28), Жох-Мюл (I-1-31), Каменистый (I-1-32), Эжва (I-1-38), Дичек (I-1-44), III-1-15, III-1-16, Майма (IV-2-6), IV-1-2, Ермолаич (IV-1-15), Пиковый (V-4-39), Тритон (V-4-40), Сказка (V-4-42), Порфиновый (IV-5-10), Обратное (V-5-11), Изогнутое (V-5-56), Встречное (V-5-58), Янтарный (V-5-60), Левобережный (V-5-61),

		Борисчан (V-6-42), Стрела (V-6-44), Северное (V-6-50), Восточное (V-6-53), Центральное (V-6-54), Сентябрьское (V-6-56), VI-1-10, VI-1-14, Озеро (VI-6-9)
Олово-серебро-полиметаллическая	Купольное (I-1-36), Хара-Тас (I-1-51)	Балаганный-Прямой (I-1-11), Ягодный (I-1-19), Левая Угара (I-1-25), Красное (I-1-66), Руслан (III-2-32),
Свинцово-цинковая жильная		Мус (I-1-57), Слепой (II-1-11), Комаринный (II-1-13), III-2-8, Просторный (IV-3-17), Одэри (IV-3-27), Мугурдах (V-3-4)
Серебро-сульфидная сульфосольная		Смог (I-1-27), Ейемю (I-1-34), Серп (I-1-35), Сахчан (I-1-39), Пластовое (I-1-45), Капризный (I-1-50)

В локализации месторождений и проявлений золото-серебряной формации большое значение имеют вулcano-тектонические структуры (депрессии, осложненные обрушениями, купольные поднятия, кальдеры), вмещающие экстрезивные и субвулканические тела и связанные с ними зоны метасоматитов. Серебряное оруденение имеет здесь преимущественно поздне меловой возраст и связано со структурами Охотско-Чукотского вулcanoгенного пояса. Типоморфными признаками этих месторождений являются наличие рудных тел с признаками близповерхностного происхождения: кварцевые, кварц-адуляровые, халцедон-кварцевые жилы колломорфного строения, серебряная минерализация представленная сульфидами, сульфосолями, сульфоантимонитами, суфоарсенитами серебра. Вулканические и вулcanoгенно-осадочные породы – основная вмещающая среда этих месторождений

*Месторождение Серебряное (V-5-57)* малое расположено в юго-восточной части листа на правом берегу руч. Сквозной (междуречье рр. Правая и Левая Яна) в вулcano-купольном поднятии между Усть-Отпорской и Встреченской вулcano-тектоническими впадинами, ограниченными широтными разломами. Рудное поле месторождения приурочено к субвулканической интрузии дацитов, прорывающей игнимбриту ольской свиты. Дациты окварцованы, серицитизированы и гидрослюдизированы, на участках наибольших изменений пронизаны кварцевыми и кварц-адуляровыми прожилками и маломощными жилами и содержат вкрапленность рудных минералов (не более 3 %): пирита, арсенопирита, миаргирита, пираргирита, теннантита, фрейбергита, полибазита, сфалерит, галенит, халькопирит, стефанит, марказит, самородные золото и серебро. Жильные минералы представлены кварцем, гидрослюдами, каолинитом, серицитом, полевым шпатом, карбонатом, хлоритом, гранатом, цирконом. Прожилково-метасоматические зоны являются рудными телами; выделяются они по данным опробования. Мощность рудных зон 0,5–8,5 м (средняя 1,7 м), протяженность от 100 до 500 м. Выделены 3 рудные зоны с параметрами: длина 600 м, 150–170 м, 270 м, мощность соответственно 1,7 м, 0,8–2,3 м, и 0,8 м. Содержание элементов в рудах: серебра – до 8224,9 г/т (среднее 357,6 г/т), золота – до 2,0 г/т (среднее

0,3 г/т), меди – 0,06 %, свинца – 0,04–1,0 %, цинка – 0,05 %, олова – 0,006 %, мышьяка – до 1 %, сурьмы – 0,02–0,3 %, вольфрама – 0,004–0,03 %. [Маннафов, 1999].

Запасы серебра месторождения Серебряное по категории С<sub>2</sub> составляют 110 т (среднее содержание 350 г/т), золота – 100 кг. Госбалансом запасы не учтены. Авторские прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> совместно с близлежащими проявлениями Изогнутое (V–5–56), Встречное (V–5–58), Левобережный (V–5–61) – 170 т, в том числе Серебряное+ Изогнутое – 116 т при расчете на глубину до 200 м и содержании серебра 358 г/т. [Маннафов и др., 1999].

*Месторождение Сенон (V–5–53)* малое находится в верховьях руч. Сенон к востоку от Серебряного месторождения. Приурочено к вулcano-купольному поднятию в пределах Звериненской вулcano-тектонической впадины. Рудное поле сложено покровами андезитов верхнего мела. Породы окварцованы, пропилитизированы. На глубину пропилиты сменяются кварц-гидрослюдистыми метасоматитами. Жильная зона Вечерняя: прослежена по поверхности на 2000 м, на глубину 120–160 м; мощность 20–130 м. В ней в на разных участках выделяется от 3 до 5 жил адуляр-кварцевого, карбонат-кварцевого, полевошпат-кварцевого состава мощностью от 0,1 до 17 м. Главное рудоносное тело – жила Вечерняя: общая длина 1200 м, мощность 0,5–17,0 м, длина наиболее оруденелой части 600 м. Рудные минералы тяготеют к зальбандам, концентрируются в фестончато изогнутые полосы и неправильной формы сгустки. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, акантит; второстепенные – клейофан, арсенопирит, стефанит, полибазит, пираргирит, гессит, марказит, пирротин, молибденит, висмутин; редкие – леллингит, бертьерит, антимонит, киноварь, тетрадимит, самородный висмут, серебро, золото. Содержания золота в пределах жильно-прожилковой зоны колеблются от 0,2–0,5 г/т до 4,0–6,0 г/т (максимальное 12,7 г/т); серебра – от первых десятков г/т до 800–900 г/т (максимальное – 2000,9 г/т). Из элементов-примесей в рудах содержатся висмут (0,07–0,4 %), кобальт (до 0,02 %), свинец (0,1–0,5 %), молибден (0,007–0,02 %), никель (0,002–0,005 %), олово (0,005 %), теллур (0,007–0,01 %), также установлены повышенные содержания кадмия, сурьмы, меди, цинка, марганца и мышьяка. Вблизи основной жильно-прожилковой зоны в канавах фиксируются зоны дробления мощностью от 1 до 4 метров с маломощными жилами и прожилками халцедоновидного кварца, несущих неравномерно распределенным богатством золото-серебряным орудением, с содержаниями золота 4,4–12,7 г/т, серебра – до 618 г/т. Распределение золота и серебра в объеме рудных тел крайне неравномерное. По своим характеристикам месторождение по уровню эрозионного среза относится к переходной области от слабо к умеренно эродированным.

Запасы золота и серебра месторождения Сенон оценены для рудного тела, выделенного по жиле Вечерняя и при среднем содержании золота – 1,3 г/т, серебра – 236,1 г/т, составляют 1,4 тонны, серебра – 252 тонны. [Маннафов и др., 1999]. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> составляют 150 т серебра при содержании 168,6 г/т и 0,8 т золота при среднем содержании 1,2 г/т. Месторождение не разрабатывалось.

Серебруродные месторождения и рудопроявления олово-серебро-полиметаллической формации наиболее распространены на северо-западе территории в центральной части Сарычевской вулкано–плутонической структуры и в гранитоидах внешнего обрамления структуры. В пределах Тарынского субвулканического массива серебряная минерализация распространена на значительной площади, локализуется среди дацитов. В гранитоидах внешнего обрамления Сарычевской структуры оруденение локализуется преимущественно в эндоконтактах массивов и в апикальных их выступах. При переходе в экзоконтакты интенсивность оруденения резко снижается. Типоморфными признаками этих месторождений и рудопроявлений являются: олова и серебра, присутствие в рудах наряду с минералами серебра сульфидов олова (станнин, окартит), существенная роль карбонатов железа в составе жильного материала рудных тел. Для месторождений этой формации характерен тесный рудно-геохимический парагенезис олова, серебра, свинца и цинка.

Представителем олово-серебро-полиметаллической формации является *среднее месторождение Купольное (I–1–36)*. Оно располагается на крайнем северо-западе территории. Вмещающие породы – юрские и верхнетриасовые терригенно-осадочные отложения, прорванные гранитным интрузивом Труд. Осадочные отложения под воздействием гранитоидов интенсивно ороговикованы. По субширотным крутопадающим ( $75\text{--}85^\circ$ ) ступенчатым взбросо-сдвигам участок месторождения разбит на блоки шириной 600–1400 м. Северные блоки по отношению к южным приподняты и смещены в западном направлении. Субширотные разрывы выполняют роль рудоконтролирующих структур. Они сопровождаются зонами дробления мощностью 4–30 м с интенсивной гидротермальной переработкой. Часть этих разрывов (зоны № 1,2,2а,3,4,5,18,19,20,26) несут богатое серебряное оруденение. [Шудов, 1989 ф].

Основные запасы серебра сосредоточены в рудных телах зоны №1. Зона имеет северо-восточное простираие и близвертикальное падение на северо-запад. Протяженность зоны 3000 м, ширина – 40–200 м. В пределах зоны породы передроблены, брекчированы, метасоматически изменены, на отдельных участках вмещают кварцевые, сульфидно-кварцевые, карбонатные жилы и жильно-прожилковые зоны. По субширотному взбросо-сдвигу зона разделяется на два сравнительно равных блока: северо-восточный и юго-западный длиной по 1500 м. Промышленное оруденение локализуется в северо-восточном приподнятом блоке. Здесь установлено главное рудное тело (№1) и 4 второстепенных. Главное рудное тело характеризуется следующими параметрами: длина – 1340 м, средняя мощность – 2,2 м, содержание серебра – 497,9 г/т. В качестве попутных присутствует золото (0,01–3,0 г/т), свинец (0,1–12,0 %), цинк (0,01–13,0 %), олово (до 0,1 %), мышьяк (до 0,7 %). В отдельных пробах установлены медь (до 0,6 %), сурьма (до 2,0 %). [Шудов, 1989 ф].

Руды сильно окислены. Зона окисления и оруденение распространяются на глубину до 300 м. Наиболее богатое оруденение устанавливается в гранодиоритах, а в ороговикованных песчаниках и алевролитах значительно снижается.

Рудные тела представлены жилами, прожилково-жильными зонами, метасоматически измененными породами, тектоническими брекчиями. Жильный материал представлен кварцем и карбонатом (чаще сидеритом). Из рудных минералов присутствуют галенит, арсенопирит, сфалерит, пирит, аргентит, пираргирит, мираргирит, канфильдит, фрейбергит, самородное серебро, станин, дискразит, окартит и ряд минералов зоны окисления. Всего на месторождении установлено около 40 гипогенных минералов и около 40 – гипергенных. [Шудов, 1989 ф].

Остальные зоны участка месторождения Купольное располагаются к западу, востоку и югу от зоны № 1. Локализуются они в оперяющих разрывах, имеют длину 1000–1500 м, мощность 3–10 м и северо-восточное простирание. Сложены березитированными, аргиллизированными гранодиоритами, ороговикованными породами. Материал зон пронизан гидротермальными жилами и прожилками. Рудные тела этих зон имеют мощность 0,19–1,41 м при содержании серебра от 80,4 до 2303,6 г/т. В качестве попутных элементов содержат в переменных концентрациях олово, свинец, цинк.

По результатам поисковых работ на месторождении Купольное и его флангах [Шудов, 1989 ф] подсчитаны запасы по категории С<sub>2</sub>: по руде – 1238,0 тыс. т, по серебру – 854 т (при среднем содержании серебра 689,8 г/т).

В последние годы на соседней с запада территории (лист Р–54–VI) в пределах Реп-Юрюинского рудного поля появились предпосылки выявления объектов Fe-оксидной Cu-Au-Ag (IOCG) минерализации над невоскрытыми гранитоидными плутонами (или их частями). За аналог здесь было взято одно из крупнейших месторождений серебра в мире – Большой Кони Мансур, разведанное в 1970–80 годы в Согдийской области на севере Таджикистана, запасы которого составляют около 1 млрд. тонн руды с содержанием Ag – 49 г/т, Pb – 0,49 % и Zn – 0,38 %. Общие запасы серебра месторождения превышают 70000 т. [Костин, 2013] По своим характеристикам окисленные брекчии Купольного месторождения имеют ряд сходств с вышеуказанными объектами, что требует его дальнейшего изучения уже с точки зрения современных данных.

*Месторождение Хара-Тас (I–1–51)* малое расположено к юго-востоку от месторождения Купольное. Оно представляет из себя совокупность восьми рудных тел, генетически и пространственно связанных с гранитоидным массивом Капризный. Оруденение присутствует как в самом массиве, так и в роговиках и ороговикованных породах экзоконтакта. Рудными телами служат, в основном, стержневые, кварцевые, кварц-галенитовые, галенит-карбонатные, пирролизит-галенитовые, сфалерит-галенитовые жилы и прожилки, приуроченные к зонам дробления. В состав рудных тел входит и метасоматически преобразованный материал зон дробления. Длина рудных тел 20–300 м, их мощность 0,1–2,0 м, средние содержания серебра – 600,0–3000,0 г/т при колебаниях от 3–10 г/т до 19982,0 г/т. Кроме серебра в рудных телах присутствуют (средние значения): Pb – 0,05–2,29 %, в одном случае 7,68 %; Zn – 0,05–1,85 %, в одном случае 4,06 %; Cu – 0,04–0,28 %; Sb до 0,13 %; As до 0,2 %. В единичной технологической пробе присутствует золото (0,4 %). Содержания по сечениям: Ag до 2190,0–7332,0 %, Sn до 0,3–1,5 %, Pb до 5,7–22,8 %, Zn до 6,6–19,4 %, Cd до 0,1 %, In до 0,01 %, Cu до 0,45 %, W до

0,05 %, Sb до 0,7, As до 0,6 %. Нередко в рудных зонах встречаются 2–3 сближенных рудных тела. Иногда рудные тела располагаются веером, ориентируясь к основному разлому под углом 15–30°. Размах оруденения по рудным телам по вертикали составляет более 100 м.

Непосредственно южнее месторождения на участке Сулерен выявлено еще 6 рудных тел, имеющих протяженность от 100 до 270 м, при средней мощности от 0,16 до 1,44 м. Минеральный состав рудных тел: кварц, мангансидерит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, пирит, станнин, блеклые руды, джемсонит, пираргирит. Среднее содержание по рудным телам: серебро – 282,8–1265,6 г/т, олово – 0,01–0,14 %, свинец – 0,12–4,78 % (в двух телах 9,0 и 10,2 %), цинк – 0,03–1,37 %, медь – 0,02 %. На слабо изученных участках в штуфах содержание серебра составляют до 45497,0 г/т, свинца – до 8,2 %, цинка – до 4,9 %, олова – до 0,56 %, германия – 0,006 %, урана – до 0,002 %, тория – до 0,011 %..

Утвержденные запасы по основному участку месторождения Хара-Тас кат. С<sub>2</sub> на 26.03.1987 г. по руде составляют 79,5 тыс. т, по серебру – 115,5 т (при среднем содержании серебра 1452,8 г/т). [Ахъяев, 2008].

*Рудопроявление Дичек (I–1–44)* представляет собой ряд сближенных зон в верховьях одноименного ручья на его левом и правом берегах (бассейн р. Бол. Тарын), расположенных в позднеюрских субвулканических дацитах. Оруденение в них представлено в виде рудных столбов в минерализованных зонах дробления. Зоны имеют северо-восточное простирание и крутое северо-западное падение (65–80°), протяженность 60–260 м при мощности 1,96–3,45 м. Жильный материал представлен преимущественно кварцем, из рудных отмечаются арсенопирит, антимонит, фрейбергит, акантит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, станнин, миаргирит, буланжерит, джемсонит, самородная сурьма. Содержание серебра (среднее) по рудным телам составляет 500,1–1126,2 г/т, в пробах оно иногда достигает 2903,8 г/т. В качестве попутных присутствует золото (средние содержания по рудным телам 0,35–0,61 г/т; в пробах до 2,7 г/т), свинец и цинк – до 0,5–0,7 %, медь – до 0,4 %, олово – до 0,1 %, сурьма – 0,2–2,0 %, мышьяк – до 1,9 %. [Ахъяев и др., 2008].

*Рудопроявление Балаганний-Прямой (I–1–11)* расположено на северо-западе листа в басс. р. Тарехтях. Оруденение приурочено к жилами и прожилково-жильным зонам, секущим алевролиты и песчаники среднего нория. Простирание жил и зон субширотное. На проявлении известно одно рудное тело с содержаниями золота – 0,2 г/т, серебра – 222,0 г/т, цинка – 0,2 %. Проявление слабо изучено. [Ахъяев, 2008 ф].

*Рудопроявление Просторный (IV–3–17)* представляет собой минерализованную зону дробления в гранодиоритах Ирыкено-Берэнджинского массива (руч. Вилка), содержащую обломки хлорит-кварцевого состава с вкрапленностью галенита. Мощность зоны составляет 1,8 м. Зона имеет субширотное простирание и крутое падение. Среднее содержание серебра – 135,0 г/т, свинца – 6,23 %, цинка – 0,1–1 %, олова – 0,1 %, индия – до 0,001 %. [Маннафов, 1999].

Серебро-сульфидная сульфосоляная формация близка обычной золото-серебряной. При наличии сульфидов и сульфосолей серебра, в этих рудах не отмечается сульфоантимонатов и сулфоарсенидов серебра. Эти особенности

указывают на более глубинное формирование руд этой формации по сравнению с золото-серебряной. На рассматриваемой территории проявления этой формации ассоциируют с крупными субвулканическими структурами, важнейшей из которых является Тарынский субвулканический массив.

*Рудопроявление Серп (I-1-35)* представлено минерализованными зонами дробления в позднеюрских субвулканических дацитах Сарычевской структуры. Эти зоны имеют субширотное простирание с углом падения 70–85°. Канавами вскрыто два рудных тела мощностью 0,8–1,9 м. Минеральный состав рудных тел: кварц, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, фрейбергит, самородное серебро, золото. Среднее содержание в породах по результатам бороздowego опробования составляет по серебру – 578,4–983,0 г/т, золоту – 0,2–0,8 г/т. На участках, не изученных канавами, содержания в пробах составляют: серебра – до 1188,0–2903,0 г/т, золота – до 19,2 г/т (среднее 0,4–1,6 г/т), свинца – 0,6–1,6 %, меди – до 0,9 %, сурьмы – до 0,5 %, мышьяка – до 1,0 %. [Ахъяев, 2008 ф].

В пределах территории Тарынского субвулкана, входящей в состав листа, отмечен ряд проявлений, сходных по своим характеристикам с вышеописанным рудопроявлением. Это рудопроявления *Сахчан (I-1-39)*, *Пластовое (I-1-45)* и ряд других.

Ряд рудопроявлений территории листа (*Мус, Слепой, Комариный, Просторный, Одэри, Мугурдах (V-3-4)*) принадлежит свинцово-цинковой жильной формации при ведущей роли серебра. Преимущественно это кварц-сульфидные (с пиритом, галенитом сфалеритом) жилы и прожилки, секущие терригенные породы верхоянского комплекса, реже – к телам гранитоидов. За исключением проявления Мус, эти объекты слабо изучены, чаще их выделение произведено по данным штуфного опробования, без оконтуривания и заверки рудных тел.

*Рудороявление Мус (I-1-56)* находится в северо-западной части листа в верховьях руч. Мус-Тарын, левого притока руч. Куранах-Сала. Оруденение приурочено к ороговикованным алевролитам и песчаникам верхнего нория. На проявлении известна одна минерализованная зона (№ 1) субширотного простирания, с падением на северо-северо-восток под углом 60 градусов. Зона включает в себя 2 рудных тела протяженностью 340 м при средней мощности 2,25 м (по одному сечению) и среднем содержании серебра в породах – 429,5 г/т. При этом его содержание в отдельных пробах достигает 1709,7 г/т. В качестве попутных выявлены: золото – 0,2–1,0 г/т, свинец – 0,2–1,0 %, цинк – до 0,5 %, сурьма – до 1,0 %, мышьяк – 0,5–1,0 %. Проявление изучалось канавами. Опробование проводилось бороздовым и штуфным методами. [Ахъяев и др., 2008 ф].

*Рудопроявление Слепой (II-1-11)* находится на правом берегу руч. Тарехтях, левого притока р. Тарын-Юрях. Вмещающие оруденение породы представлены средненорийскими песчаниками и аргиллитами. Ввиду слабой изученности проявления данные о количестве и параметрах рудных тел отсутствуют. Минеральный состав рудных тел: галенит, церуссит, англезит, пирит, арсенопирит, самородное серебро, халькопирит, нефелин (?), халькозин, борнит, самородная медь, гетит, гидрогетит, лимонит, хромит, гидроокислы марганца, кварц. По результатам полуколичественного спектрального анали-



за в штучных пробах содержание серебра – 36,21 г/т, золота – 0,4 г/т, свинца – 0,1 %, цинка – 0,1 %. [Ахъяев, 2008 ф].

*Рудопроявление Комариный (II–1–13)* расположено на междуречье рр. Юсь-Кюель и Буор-Юрях. Оруденение приурочено к кварцевым и кварц-карбонатным жилам, секущим алевролиты и аргиллиты имтанджинской свиты верхней перми. Как и в предыдущем случае, данные о параметрах рудных тел отсутствуют. Из жильных минералов присутствуют кварц и кальцит, из рудных – халькопирит, галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, пирротин, халькозин, куприт, церуссит, смитсонит, азурит, малахит. На проявлении пройдено 2 канавы. По данным штучного опробования содержание серебра колеблется от 17 до 38г/т, золота – 0,2–0,4 г/т, свинца – 0,4–1,0 %, цинка – до 0,8 %. [Ахъяев и др., 2008].

*Рудопроявление Одэри (IV–3–27)* приурочено к гранитам Ульчено-Одэринского массива (верховья руч. Одэри). Представлено кварцевыми жилами и прожилками с вкрапленностью галенита и сульфидов меди. Азимут простирания жил и прожилковых зон – 70–80° при протяженности их до 60–100 м и мощности до 0,8 м. Содержание (по результатам штучного опробования): серебра до 1000 г/т, свинца – 0,1 %, цинка – 0,01 %, висмута – 0,01 %. [Тафинцев, 1980; Маннафов, 1999].

Кроме вышеперечисленных формационных типов, серебро в промышленных объемах присутствует в ряде объектов золоторудной кварцевой формации, подробное описание которых приведено ранее в разделе «Золото».

### Радиоактивные элементы

**Уран.** Урановая минерализация известна на нескольких участках листа Р-55. Всего отображено 10 объектов, в том числе 1 малое месторождение, 8 рудопроявлений и 1 пункт минерализации. Урановое оруденение исследованной территории относится к двум рудно-формационным типам: урановому цеолитовому (ураноносная аляскитовых куполов) и молибден-урановому аргиллизитовому (урановорудная в аргиллизитовых и полевошпатовых метасоматитах вулcano-тектонических структур).

*Месторождение Бутугычаг (Бутугычаг)* малое (V–6–2) наиболее изученный представитель уранового оруденения цеолитового типа (ураноносная формация аляскитовых куполов). Открыто в 1945 г.. Локализовано в лейкогранитах массива Зап. Бутугычаг. Выявлено 200 ураноносных жил, три из которых имели промышленное значение. Мощность жил от 0,01 до 2 м., протяженность до 1000 м, на глубину – до 500 м, падение крутое. Жилы карбонат-кварцевые, кварц-микроклиновые и кварц-флюоритовые полосчатой и брекчиевидной текстуры. Промышленные тела представляли собой практически вертикальные столбы протяженностью 100–250 м по простиранию и до 400 м по падению. Рудные жилы сопровождаются грейзенизацией, и окварцеванием. В жилах также присутствуют серицит-гидрослюдь, глинистые минералы, цеолиты. Урановые минералы представлены настураном, урановой чернью, казолитом, уранофаном, цейнеритом, метацейнеритом, ураноспинитом, трегеритом и др. вторичными минералами урана. Урановая минерализация ассоциирует с молибденитом, леллингитом, арсенопиритом, минералами

коры выветривания. Всего на месторождении по жилам №№ 2, 8, 14 было подсчитано балансовых запасов урана по категориям В, С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub> – 76,57 т со средними содержаниями в рудах 0,086 % , по этим же жилам забалансовые запасы категорий С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> составляли- 34,21 т при средних содержаниях 0,039 % , в контурах 20 других более мелких жил разведано ещё 3,67 т при средних содержаниях 0,033 %. Фактически за 1949–1954 г.г. было добыто около 75 т урана. Остатки балансовых запасов урана (неотработанных, оставшихся в целиках жил и их спутников) – около 10–15 т, забалансовых (неотрабатывавшихся) – 34,21 т. Уран извлекался в основном из полуокисленных руд, глубина зоны окисления 200 м. Добыча урана на месторождении осуществлялась с 1948 по 1955 гг. [Усачев и др., 2007 ф].

В целом, по месторождению Бутугычаг, урановое оруденение находится в ассоциации с более ранним оловянным касситеритовым оруденением. Добыча олова велась на близлежащих участках месторождения (V–6–1). Некоторые другие рудопроявления уранового цеолитового типа также ассоциируют с оловянными лейкократовыми гранитоидами, независимо от возраста последних. С позднемеловыми гранитоидами перивулканической зоны ОЧВП связано проявление *Сеймканское* (VI–6–19), присутствует уран в оловорудном *месторождении Отчественное* (IV–3–4), с позднеюрскими гранитами тас-кыстабытского комплекса связано *Мандыченское рудопроявление урана* (III–2–16).

Не отмечается связи с оловом в проявлениях уранового типа среди позднемеловых массивов гранитоидов на юго-западе территории. Типичным представителем формации в этой части листа является *проявление Гранитное* (V–1–1) в Нютском массиве умереннощелочных гранитов. Поисковыми работами здесь выявлены маломощные (0,05–1,5 м) крутопадающие и пологие зонки дробления протяженностью до 50 м, сопровождающиеся радиоактивными аномалиями. Породы в них гидрослюдизированы, березитизированы и лимонитизированы. Всего установлено 20 аномалий размерами от гнездовых до 180 x 40–100 м и интенсивностью 50–400 мкР/ч. В бороздовых пробах, вскрытых горными выработками аномалий, содержание урана составляет 0,002–0,011 %, в штуфных – достигает 0,151 %. Урановая минерализация (настуран, метаторбернит и уранофан) выполняет трещины и пустоты в породе, а также находится в виде тонкой дисперсной примеси в слюдистых агрегатах и в гидроксидах железа. В проявлении V–1–18 оруденение представлено желтыми слюдками урана, а в проявлении *Бакор* (V–1–19) урановой чернью, уранофаном и отенитом. Из-за небольших размеров рудных гнезд и низкого содержания урана проявления урановой формации на юго-западе территории практического значения не имеют.

Молибден-урановые аргиллизитовые проявления в меловых вулканотектонических структурах установлены в юго-западной части листа вблизи его западной рамки, где они ассоциируют с позднемеловыми вулканогенными комплексами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Проявления уран-молибденовой аргиллизитовой формации представляются более перспективными, по сравнению с урановыми в гранитоидах, но и в них рудовмещающие тела имеют, как правило, небольшие площадные размеры.

Наиболее крупный по параметрам оруденения и площадному развитию этой формации объект – *рудопроявление Альянс (V–1–13)*. Урановая минерализация приурочена к субвулканическим трахириолитам кунанского комплекса. Развивается в зонах березитов, сопровождающихся гематитизацией, гидрослюдизацией, аргиллизацией вмещающих пород, гнездовыми и прожилковыми выделениями флюорита, молибденита, а также ореолом (80x140 м) аномальных (45–500 мкР/ч) значений радиоактивности. В аномальном ореоле выявлены интервалы (4,8 и 4,5 м) с содержаниями урана соответственно 0,1258 % и 0,0289 %. Урановое оруденение представляет собой тонкую метасоматическую пропитку настураном вмещающих пород. В наиболее богатых рудах оно носит микропрожилковый, реже брекчиевый характер с колломорфными агрегатами настурана в цементе. По плоскостям трещин развиваются порошковые налеты уранофана. По трем пересечениям выделяется кондиционный интервал со средним содержанием урана 0,09 % [Горощко и др., 1988 ф].

Восточнее Альянса в трахириолитах выявлено еще пять проявлений (на карте не показаны). На каждом из них вскрыты 2–3 рудных интервала мощностью от 0,1 до 3,65 м с максимальным содержанием урана 0,481 % на 0,43 м и единичные гнезда (до 10 см) с концентрациями урана до 1,46–1,7 %. Помимо настурана, установлены уранинит и вторичные минералы урана – урановые слюдки, вандендрисшеит и болтвудит. В промежутках между проявлениями зафиксировано 40 радиоактивных аномалий интенсивностью 50–3000 мкР/ч. Размеры аномалий варьируют от точечных до 250x10–60 м. Проявления и аномалии укладываются в аномальную полосу северо-западного направления длиной около 5 км и шириной 1–1,5 км. Прогнозные ресурсы ее до глубины 300 м оценены по категории P<sub>2</sub> в количестве 14, 3 тыс. т металла [Шитов и др., 1990 ф].

Рудопроявлении *Валентина (V–1–14)* представлено штокверком (120x60 м) с рудными линзами 0,7–2,5x5–10 м и минерализованными брекчиями. Содержание урана в рудах – 0,07–0,9 %. Прогнозные ресурсы оценены по категории P<sub>3</sub> – 3 тыс. т [Горохов и др., 1987 ф].

К северу, в Куйдусунской вулканическом прогибе известно *рудопроявление Грива (IV–1–4)*, локализованное в туфах кислого состава дюстачанской свиты, прорванных дайками риолитов и андезитов. Оно представлено аномальной зоной (340x30 м) с повышенной радиоактивностью (150–2200 мкР/ч). В пределах зоны породы гидрослюдизированы, серицитизированы, ожелезнены, участками пиритизированы. Урановая минерализация прожилково-вкрапленная, главные минералы-носители урана – самирезит, отенит и уранофан. Содержание урана в штучных пробах достигает 0,106–0,424 %, в бороздовых – не превышает 0,066 %; содержание тория 0,002 %. Спектральным анализом фиксируются повышенные концентрации молибдена, свинца и цинка (первые сотые доли процента) а также серебра (0,3–0,7 г/т). Проявление не изучено, требует дальнейшей оценки [Шитов и др., 1990 ф].

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

## Оптические материалы

**Кварц оптический и пьезооптический.** Проявлений высококачественного оптического и пьезооптического кварца на территории листа Р-55 не установлено. На Геологической карте зафиксирована группа проявлений, объединенная общим названием *Батрачек* (V-5-14, V-5-15, V-5-16, V-5-17 V-5-20). Все они относятся к формации хрусталеносных пегматитов, приурочены к порфириновидным лейкократовым гранитам Верхнее-Тенькинского гранитного массива позднемелового неорчанского комплекса. В гранитах канавами вскрыто 15 хрусталеносных пегматитовых занорышей, выполненных морионом и горным хрусталем. Кристаллы трещиноватые, сдвойникованные, свилеватые. Длина кристаллов максимальная 20–23 см, обычная 6–8 см. Практического значения не имеют [Маннафов и др., 1999].

## Химическое сырье

**Барит.** Жилы барита довольно широко распространены в пределах Омур-левского террейна. Обычно они ассоциируют с полиметаллическим оруденением и самостоятельного значения не имеют. Однако в верхнепалеозойских кремнисто-терригенных отложениях террейна встречаются пластовые залежи барита, относящиеся, возможно, к стратиформной баритовой формации. Наиболее значительным является *проявление Прибавок* (I-6-9), представляющее собой существенно баритовое тело мощностью до 10 м протяженностью до 1 км согласное с простираем туфогенных алевролитов и известняков батьковской свиты карбона (устьувальненская серия). В приконтактных частях баритовой залежи присутствуют фрагменты (прослой?) вмещающих осадочных пород. Кроме барита присутствует кальцит, витерит, кварц. [Шпикерман и др., 1981 ф].

## Горнотехническое сырье

**Графит.** Проявления графита (8) известны в северо-западной части листа Р-55. Связаны они с гранитоидами позднеюрского тас-кыстабытского комплекса и принадлежат к графитовой магматической формации. Установлены как в самом петротипе комплекса – Тас- Кыстабытском массиве (II-2-17, III-2-1, III-2-6, III-2-10), так и в небольших гранитоидных массивах к северу – Одонканском (I-1-62, I-1-65), Капризном (I-1-52) и др. Встречается графит и в Тарынском субвулканическом массиве. Графитоносные тела чаще всего приурочены к эндоконтактам массивов, их апикальным частям, к ксенолитам роговиков.

*Проявление Одонкан* (I-1-62)– эндоконтакт Одонканского массива гранодиоритов. Зона графитизированных гранодиоритов протягивается вдоль контакта на 3 км, ширина 50–100 м. Графит образует скопления чешуек и желваки размером 0,5–3 см, редко 10–15 см в поперечнике (10–20 % объема пород) [Маннафов и др., 1999].

*Проявление Чуоран* (I-1-65) – апикальные части Одонканского массива гранодиоритов. Пластообразное субгоризонтальное тело графитовых гранодиоритов, разделенное на 2 части. Площадь западной части 1,8 км<sup>2</sup>, восточ-

ной 0,2 км<sup>2</sup>. Мощность пласта 60–150 м, среднее 70 м. Графит в гранодиоритах образует чешуйчатые скопления и желваки размером 0,5–5 см, редко до 10 см. Периферия желваков сложена графитом, в центральной части вместе с графитом присутствуют полевой шпат, кварц, редко пирит. Графит яснокристаллический от мелко- до крупночешуйчатого. Содержание графитового углерода 4,51–29,96 %, среднее по 9 пробам 12,38 % (атомно-объемный анализ). Авторские ресурсы графита по категории Р<sub>3</sub> – 40 млн т. [Маннафов и др., 1999].

*Проявление Марьякан.*(II–2–17) – в гранодиоритах Тас-Кыстабытского массива на площади около 0,13 км<sup>2</sup>. отмечаются шлиры с обильной вкрапленностью графита. Иногда графит содержится в гранодиоритах в виде скоплений небольших (до 2–3 см в поперечнике) желваков или образует короткие линзовидные прожилки. Часто встречаются ксенолиты осадочных пород, покрытые тонкой корочкой графита [Маннафов и др., 1999].

*Группа проявлений Блблая* (III–2–1, III–2–6, III–2–11) – в гранитах и гранодиоритах Тас-Кыстабытского массива зона обогащенная графитизированными ксенолитами роговиков. Участки с ксенолитами вытянуты в меридиональном направлении до 4,5 км при ширине около 1 км. Графит крупночешуйчатый, содержание его в ксенолитах до 1,5–25 % (визуально) [Маннафов и др., 1999].

### Драгоценные и поделочные камни

**Морион.** Проявления мориона относятся к формации хрусталеносных пегматитов, установлены в юго-западной части листа. Все 4 проявления пространственно связаны с гранитоидами завершающих фаз внедрения интрузий нютско-куйдусунского ряда плутонических комплексов. Кристаллы мориона обнаруживаются в полостях (занорышах) пегматитовых тел и в небольших миароловых пустотах. Группы по 10–30 обломков кристаллов мориона (иногда совместно с дымчатым кварцем) встречены в делювиальных развалах умереннощелочных среднезернистых лейкогранитов массива Архимед (*проявление IV–1–19*), Нялопского массива (*V–2–6*) и Халканского штока (*IV–1–3*). По наблюдениям в коренном залегании (*проявление Ветвистое – V–1–9*), размеры полостей варьируют в широких пределах. Наряду с мелкими занорышами объемом в первые кубические сантиметры встречаются крупные камеры до 1–1,5 м в поперечнике. Размеры кристаллов мориона колеблются от 3–5 до 30 см по длинной оси. Иногда встречаются друзы из 8–12 кристаллов. Специальные работы по оценке качества сырья не проводились. Не исключена возможность обнаружения в коренном залегании кристаллов, представляющих интерес в качестве пьезооптического материала [Эйхвальд и др., 1992 ф].

**Халцедон.** Халцедоновая минерализация формации агатоносных лав кислого состава представлена *проявлением Друза* (*IV–1–9*), расположенном в покрове вулканогенных образований дюстачанской свиты в бассейне р. Кеньеличи. Оно приурочено к потоку сферолоидных риолитов, развитых на площади 2 км<sup>2</sup>. Мощность потока 10–20 м. Размеры сферолоидов 2–20 см в поперечнике. Внутренние полости их (от 1–2 до 10 мм в диаметре) выполнены

слоистым карнеолониксом. Цвет слоев колеблется от белого до розового и коричнево-красного. Частично полости выполнены друзами мелких кристаллов горного хрусталя. Масштабы минерализации не ясны [Маннафов, 1978].

### Строительные материалы

**Известняки (цементное сырье).** На территории известно 1 крупное месторождение цементного сырья *Таскано-Встреченское* (II–6–6). Известняки девонского возраста разведаны на двух участках Пожарный и Северо-Западный. Химический состав известняков участка Пожарный: CaO 53,02 %, MgO 0,97 %, SiO<sub>2</sub> 1,60 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,64 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,34 %, П – 1,63 %, Р – 1,88 %; плотность пород 2,73 т/м<sup>3</sup>, объемная масса 2,70 т/м<sup>3</sup>. Участок Северо-Западный: CaO 48,96 %, MgO 1,77 %, SiO<sub>2</sub> 61,41 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,24 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,61 %, П – 3,46 %, Р – 2,03 %; объемная масса 2,66 т/м<sup>3</sup>, плотность 2,72 т/м<sup>3</sup>. Известняки вместе с разведанными рядом аргиллитами месторождения пригодны для производства портландцемента марки 400–500. Карбонатные породы пригодны для производства щебня, строительной извести, минеральной подкормки, стекла, минеральной ваты, известковой муки.

Запасы карбонатных пород для производства цемента утверждены ГКЗ СССР 9.09.1983 г. (тыс. т): категория А – 14601, В – 61177, С<sub>1</sub> – 235251, С<sub>2</sub> – 236923 [Маннафов и др., 1999]. Балансовые запасы месторождения по состоянию на 01.01.2015 г. по кат. АВС<sub>1</sub> – 253386 т, С<sub>2</sub> – 218823 т. Месторождение не эксплуатируется.

**Гипс, ангидрит.** В северо-восточной части листа Р-55 среди живетских карбонатных отложений гагиевской серии Омудевского террейна известны залежи гипсоносных пород. На карте отмечено *Верхне-Встреченское месторождение гипса* (II–6–3), проявление гипса на р. Таскан (I–6–13) и одно проявление ангидрита (I–5–2). Многочисленные проявления гипса известны в тех же толщах немного севернее северной рамки листа.

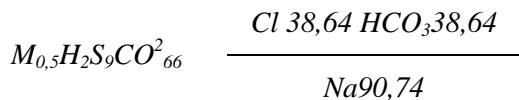
*Месторождение Верхне-Встреченское* (II–6–3) крупное приурочено к мергелисто-карбонатной мылгинской свите живета (нижняя часть гагиевской серии). Детально разведано, подготовлено к эксплуатации. Гипсоносная линзовидная залежь, протяженностью 800 м, мощностью до 190 м с падением к юго-западу под углом 60–80°. На глубину прослежена на 627. В пределах залежи известняки и доломиты в различной степени (от 0 до 100 %) метасоматически замещены гипсом и ангидритом. К кондиционному гипсовому сырью отнесены породы с содержанием CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O свыше 50 %, с объемной массой – 2,45 т/м<sup>3</sup>. В зависимости от содержания CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O выделены: слабо-гипсовые известняки – гипса до 20 %, огипсованные известняки – от 20 до 50 %, гипсовое сырье – свыше 50 %. Технологическими испытаниями (9 проб) установлена пригодность сырья согласно ГОСТ для производства сухой штукатурки, известково-гипсовых растворов, как регулятора сроков схватывания портландцемента. Запасы гипсового сырья утверждены ГКЗ СССР по категории (тыс. т): В – 835, С<sub>1</sub> – 3764, С<sub>2</sub> – 4892 – и могут быть использованы как добавка в производстве цемента; из них 20 %, с содержанием CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O > 70 %, отвечают требованиям к IV сорту гипсов для производства вяжущих материалов [Маннафов и др., 1999; Шишкин и др., 2008].

## Подземные воды

**Минеральные лечебные воды.** На территории листа имеется одно проявление минеральных лечебных вод *Сытыган-Сылба* (II–1–12), впервые описанное в 1926 г. С. В. Обручевым. Вода источника вытекает из-под небольшого уступа рыхлых четвертичных образований, перекрывающих терригенные отложения верхней перми. В непосредственной близости от источника находятся выходы кислых вулканитов позднемелового когарского вулканического комплекса. По данным Б. И. Акулова [1985] источник состоит из двух воронок. Глубина основной воронки 20 см, диаметр 30 см. Периодически из воронки выделяются пузырьки газа с запахом сероводорода. В 20 м от источника образовалось небольшое теплое озерцо, а зимой вокруг источника нарастает наледь толщиной до 1,2 м, размером 50x200 м. В озере происходит накопление минеральной гряды.

В материалах современных исследований источника [Трофимова, 2013] указывается, что вода источника прозрачная, без цвета со значительным запахом сероводорода, обычная на вкус. Дебит источника колеблется от 0,25 до 0,30 л/с. Вода по своим температурным показателям отвечает к требованиям субтермальных вод (температура +25°C, не зависит от сезона). Водородный показатель воды имеет сильнощелочную среду (9,5 рН), что, очевидно, связано с одновременным присутствием относительно большого количества кремниевой кислоты (10,61 мг/дм<sup>3</sup>), свободного диоксида углерода (66,0 мг/дм<sup>3</sup>). Сероводород (H<sub>2</sub>S) зафиксирован в количестве 9,22 мг/дм<sup>3</sup>, что близко к показателям для минеральных сульфидных вод. Зафиксированная щелочная среда источника позволяет заключить, что вода более 90 % насыщена гидросульфидной формой серы (HS<sup>-</sup>) и только менее 10 % определяются сероводородом. В составе растворенных основных ионов преобладающими являются хлорид и гидрокарбонатные ионы, составляющие по 39,64 % экв. от всей суммы анионов. Из катионов доминируют ионы натрия и калия, занимающие 90,74 % экв. Вода источника имеет мягкая (жесткость –1,01 ммоль/л) и по своей минерализации относится к пресным водам (514,94 мг/дм<sup>3</sup>). Вода не содержит вредных микроэлементов, концентрации радиоактивных элементов ниже нормативов для бальнеологических источников.

Состав воды источника Сытыган-Сылба характеризуется следующей формулой:



По заключению Т. П. Трофимовой [2013] химический состав воды источника позволяет относить ее к маломинерализованным сульфидным, кремнистым водам. Вода подмерзлотная, глубинного разогрева, инфильтрационной природы, поднимающаяся на поверхность, скорее всего, за счет явления термолифта.

По сведениям местных жителей воды источника использовалась ими для лечения радикулита. А. П. Черепанова, исследовавшая источник в 1984 г. считает, что аналогом Сытыган-Сылба является термальный минеральный источник Талая в Магаданской обл., на базе которого много десятилетий функционирует бальнеологический курорт [Черепанова, 1988].

**Питьевые пресные воды.** Питьевые воды на территории листа полностью удовлетворяют потребности жителей населенных пунктов, вблизи которых разведаны эти месторождения вод. На карте полезных ископаемых показано 7 месторождения, в том числе 1 среднее и 6 малых. Действующие месторождения *Сусуманское* (II-5-157), *Ягоднинское* (III-6-39), *Детринское* (V-6-29) обеспечивают водой самые крупные населенные пункты территории – районные центры. Большая часть поселков на площади листа были закрыты в течение последних двух десятилетий. Обеспечивающие их в прошлом питьевой водой небольшие месторождения в настоящее время не имеют постоянных потребителей и их состояние не известно. На карте показано 4 таких водозабора: *Мяунджинское* (II-4-77), *Кадыкчанское* (II-4-72), *Штурмовое* (II-6-30), *Бурхалинское* (III-6-7).

Основная часть месторождений пресных подземных вод приурочена к сквозным и надмерзлотным таликовым водоносным зонам трещиноватости в осадочных терригенных породах перми и мезозоя. Они характеризуются хорошим качеством, слабой минерализацией (0,02–0,5 г/дм<sup>3</sup>) и эксплуатационными запасами более 10 тыс. м<sup>3</sup>/сутки. Расчетный срок эксплуатации не менее 25 лет. Подмерзлотные воды значительно уступают им по степени водообильности и минерализации. Эксплуатация подмерзлотных вод осложнена [Государственная ..., 1999].

*Сусуманское месторождение* (II-5-157) малое. Водоносная таликовая зона трещиноватости среднеюрских пород (алевролиты, песчаники). Состоит из 4-х участков, 3 из которых расположены в долине р. Сусуман, четвертый – в долине нижнего течения р. Верх. Нексикан. Водоотбор (тыс. м<sup>3</sup>/сут) – 2,00 (с привлечением подземных вод аллювиального горизонта). Минерализация (г/дм<sup>3</sup>) – 0,09–0,38; вода гидрокарбонатная, гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниевая. Жесткость (мг-экв/л) – 2,9–3,6. Запасы кат. А+В+С<sub>1</sub> по четырем участкам 10,0 тыс. м<sup>3</sup>/сут, в том числе к промышленному освоению 14,0 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Эксплуатируется с 1965г. Расчетный срок эксплуатации – неограниченный.

*Ягоднинское месторождение* (III-6-39) размещается в долине р. Дебин, 1,5 км выше п. Ягодное. Водоносная таликовая зона трещиноватости юрских пород (алевролиты, песчаники). Водоотбор (тыс. м<sup>3</sup>/сут) – 2,06. Минерализация (г/дм<sup>3</sup>) – 0,03–0,2; вода гидрокарбонатная кальциево-магниевая и натриевая. Запасы кат. В+С<sub>1</sub> – 10,5 тыс. м<sup>3</sup>/сут, в том числе к промышленному освоению 10,5 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Эксплуатируется с 1975г. Расчетный срок эксплуатации – неограниченный.

*Детринское месторождение* (V-6-29) среднее размещается в долине р. Детрин, 0,7 км выше устья р. Анманнанджи. Водоносная таликовая зона трещиноватости верхнепермских алевролитов и аргиллитов. Минерализация (г/дм<sup>3</sup>) – 0,05–0,3; вода гидрокарбонатная, сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая. Разведано для водоснабжения п. Усть-Омчуг. Зап. кат. АВС<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> –



35 тыс. м<sup>3</sup>/сут, в том числе к промышленному освоению – 12,9 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Эксплуатируется с 1956г. Расчетный срок эксплуатации – неограниченный.

Сводка основных параметров месторождений питьевых подземных вод даны в табл. 56.

Таблица 56

**Основные параметры месторождений питьевых водтерритории листа Р-55 [Информационный ... , 2001]**

№ п/п	Название месторождения его административная привязка	Эксплуатационные запасы, прошедшие гос. экспертизу или апробацию на НТС, тыс. м <sup>3</sup> /сут		Фактический водоотбор на площади месторождения, тыс. м <sup>3</sup> /сут
		Всего	в том числе подготовленные для промышленного освоения	
1	Сусуманское малое Сусуманский р-н, пос. Берелех	14,0	14,0	2,00
2	Ягоднинское малое. Ягоднинский р-н, пос. Ягодное	10,5	10,5	2,06
3	Детринское среднее. Тенькинский р-н, пос. Усть-Омчуг	35,0	12,9	?
3	Мяунджинское малое. Сусуманский р-н, долина р. Мяунджи	29,2	0	0,35
2	Аркагалинское малое. Сусуманский р-н, севернее пос. Кадыкчан	1,621	1,621	0
5	Штурмовое малое. Ягоднинский р-н, пос. Штурмовой	0,56	0,46	?
6	Бурхалинское малое. Ягоднинский р-н, окраина пос. Бурхала	0,34	0,33	0,13

---

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

Территория листа Р-55 представляет сложный узел переплетения геологических структур различной геодинамической природы и разного возраста заложения и формирования. Это определяет не менее сложные сочетания установленных здесь минерагенических комплексов. Расшифровка закономерностей их размещения проводилась в основном традиционными способами выявления генетических, парагенетических и пространственных связей между объектами полезных ископаемых и окружающей их геологической обстановкой. В итоге, на Карте закономерностей размещения полезных ископаемых были выделены факторы (металлотекты), определяющие возникновение и пространственное положение аномальных скоплений полезных ископаемых. Это, как правило, закартированные на дневной поверхности конкретные геологические подразделения, а также выявленные прямые признаки полезных ископаемых.

### Минерагенические эпохи

Общий временной диапазон формирования металлических полезных ископаемых на территории листа оценивается от рифея до квартера включительно, с максимумом в позднем мезозое (поздняя юра – мел). По совокупности всех данных о времени проявления важнейших тектонических и минерагенических процессов выделяются следующие минерагенические эпохи: рифейская, венд-раннедевонская, сренедевонская-раннекаменноугольная, раннекаменноугольная-среднеюрская, позднеюрская-раннемеловая, ранне – позднемеловая, палеоген-неогеновая и плейстоценовая.

**Рифейская эпоха**. На основании данных по смежным территориям Приколывья и хр. Сетте-Дабан рифейская эпоха характеризуется развитием нетрадиционного для Северо-Востока России стратиформного оруденения меди формации медистых песчаников и сланцев. Формирование медистых песчаников и сланцев происходило в обстановке рифтогенного трога (авлакогена), заполнявшегося осадками морской сублиторали и шельфа позднепротерозойской континентальной окраины [Шпикерман, 1998]. Стратифицированные рифейские образования на листе Р-55 распространены весьма ограничено и представлены хобойской толщей верхнего рифея вблизи юго-западной границы Омудевского террейна. Литологический состав толщи, наличие в ней

метавулканитов контрастной ассоциации, указывают на ее рифтогенное происхождение. По всему разрезу толщи по руч. Хобо устанавливаются незначительные налеты медной зелени. Однако установлено всего одно проявление с медью Хари (I-5-7). Проявление жильного типа, кроме меди в нем присутствуют серебро и свинец, поэтому скорее всего оно образовалось в более позднюю эпоху. Тем не менее, принципиальная меденосность верхнерифейской хобойской толщи очевидна, что согласуется с общими металлогеническими особенностями рифейской эпохи. Практического значения медное оруденение типа медистых песчаников и сланцев на территории листа Р-55 не имеет из-за незначительной распространенности потенциально меденосных отложений.

**Венд-раннедевонская эпоха.** Вендские образования на территории листа Р-55 не установлены, кембрийские распространены весьма ограничено. Ордовикские, силурийские и раннедевонские образования представлены мощными толщами существенно карбонатных отложений пассивной окраины Палеосибири. Абсолютно амагматичный период развития территории. Однако в отложениях этого возраста на рассматриваемой территории в пределах Таскано-Омулёвской минерагенической зоны присутствуют многочисленные проявления стратиформного флюорит-свинцово-цинкового оруденения. Они установлены в верхнеордовикских отложениях тирехтяхской свиты верхней омулевской подсерии (I-6-1), в верхнесилурийской бизонской свите параллельнической серии (I-6-2), в битумской и снеженской свитах нижнедевонской ирисской серии (I-5-11, I-5-17, I-5-18, I-6-6, I-6-10, I-6-11 и др.). Однако, несмотря на стратифицированный характер оруденелых горизонтов и рудных залежей, руды в этих толщах явно эпигенетические. Признаки сингенетического рудообразования появляются только в отложениях живетского возраста гагиевской серии. По этим и другим признакам, время формирования стратиформных флюорит-свинцово-цинковых руд Омулевского террейна мы относим к следующей эпохе.

**Среднедевонская-раннекаменноугольная эпоха.** Среднедевонская-раннекаменноугольная эпоха проявлена в пределах Тасканской СФЗ Селенях-Омулевской СФО включающей в себя районы, сложенные палеозойскими толщами Омулевского террейна. Наиболее крупные залежи флюорит-свинцово-цинковых руд локализируются в нижнедевонской ирисской серии в полностью доломитизированных органогенных известняках (I-5-11, I-5-18, I-6-10). Однако все эти залежи имеют эпигенетический характер. Стратиформные залежи бедных флюорит-свинцово-цинковых руд с признаками сингенетического рудоотложения присутствуют лишь в среднедевонской мылгинской свите гагиевской серии (I-5-6, I-5-8, I-5-14). По представлениям В. И. Шпикермана [1987; 1988] флюорит-свинцово-цинковые стратиформные залежи Омулевского террейна имеют в основном гидрогенную природу. Они формировались в течение длительного времени, начиная с девона, вследствие длительной активности минерализованных термальных вод палеозойского артезианского палеобассейна. Метасоматические рудные залежи отлагались при разгрузке эндогенных растворов в обводненные артезианские горизонты. Эта модель согласуется с данными Pb-Pb модельного возраста рудного свин-

ца стратиформных залежей, варьирующего в диапазоне 360–280 млн лет [Шпикерман и др., 1993].

С этой же эпохой на Омuleвском террейне связаны проявления медистых базальтов в живецких умеренно-щелочных базальтах (I–6–7).

Формирование стратиформного флюорит-свинцово-цинкового оруденения и медистых базальтов Омuleвского террейна мы связываем с начальными этапами заложения Верхоянского рифта, на плечах которого и формировались эти месторождения. На это указывают аналогичные проявления флюорита, свинца, цинка и меди в сходных по возрасту и составу отложениях хр. Сетте-Дабан (противоположное Омuleвскому плечо рифта).

**Раннекаменноугольная – среднеюрская эпоха.** Наиболее древними проявлениями этой эпохи являются стратиформные залежи родохрозитовых руд в верхней подсерии веселинской серии Омuleвского террейна (ранняя-поздняя пермь). Марганценозные залежи входят здесь в состав позднепалеозойской отдаленной кремнистой формации. На территории листа Р-55 значимых проявлений и пунктов минерализации марганцевых руд не установлено. Они широко представлены на смежной территории листа Р-56 [Кузнецов и др., 2008]. Однако отложения верхней веселинской подсерии (кипрейская, туринская свиты) на листе Р-55 повсеместно несут резко повышенный фон марганца (в ассоциации с барием и серебром).

В осадках пермского задугового бассейна (Вилигинский террейн) на фоне подводного вулканизма Охотско-Тайгоносской островодужной системы в тонких углеродистых илах формировалось рассеянное золото-сульфидное оруденение колчеданного типа. Создается рудно-геохимический потенциал последующего золотого оруденения.

Сходные процессы формирования рассеянного золото-сульфидного оруденения, связанного, скорее всего, с подводным вулканизмом, происходят в позднем триасе и ранней юре Иньяли-Дебин-Сугойского окраинноморского бассейна. Рудно-геохимический потенциал золота в сульфидах накапливается в отложениях буркотской (норий-рэт) и бурустахской (геттанг-плинсбах) серий.

Таким образом, важное значение, для формирования рудоматеринских толщ золотого оруденения имеют углеродистые илы в эпохи активного подводного вулканизма. Собственных месторождений данная эпоха не несет.

**Позднеюрская-раннемеловая эпоха.** Позднеюрская-раннемеловая минерагеническая эпоха рассматривается в интервале от середины оксфорда до конца апта. Эпоха имеет важнейшее значение и в значительной степени определяет главные минерагенические черты площади листа.

В северо-восточной части территории листа оруденение рассматриваемой эпохи связано с магматизмом позднеюрского Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса (улахан-чистайская вулканическая группа) и с гранитоидами позднеюрского каньонского комплекса. В карбонатных толщах Омuleвского террейна на участках развития позднеюрских магматических образований формировалось стержневое серебро-полиметаллическое оруденение (I–6–4, I–6–5). С позднеюрскими вулканоструктурами Уяндино-Ясачненского пояса, наложенными на дислоцированные толщи Иньяли-Дебинского террейна связано золото-серебряное и серебро-сурьмяное оруденение (I–5–10, I–5–12, I–

5–13). Оловянное оруденение этой эпохи связано с гранитоидами каньонского, колымского и тас-кыстабытского комплексов. С тас-кыстабытским комплексом также связано богатое оловянно-серебряное оруденение на северо-западе территории (I–1–36, I–1–51 и др.). При внедрении позднеюрских гранитоидов басугуньинского и сибердыкского комплексов формируются месторождения золото-редкометалльной формации, а также ассоциирующего с ними вольфрамового и висмутового оруденения. Рудоматеринские гранитоиды золото-редкометалльного оруденения синхронны с островодужным Уяндино-Ясачненским поясом, т.е., скорее всего, также имеют субдукционную природу, что не противоречит геохимическим данным.

В начале раннего мела, на большей части территории, вследствие масштабного надвигообразования, идут процессы глубинной мигматизации и гранитизации в автохтонах и паравтохтонах крупных надвигов. В результате происходит высвобождение кремнезема и золота из осадочных и вулканогенно-осадочных отложений, идет формирование руд тектоногенной золоторудной кварцевой формации, составляющей основу Главного золотоносного пояса Колымы. Золото-кварцевые месторождения и рудопроявления сформировались при коллизии Уяндино-Ясачненской островной дуги с террейнами деструктурированной окраины Палеосибири. В качестве источника золота (базовой формации) для таких месторождений некоторые исследователи рассматривают золото-сульфидное оруденение в черносланцевых толщах [Сидоров, 1987]. Принимая эту точку зрения, авторы считают, что накопление рудно-геохимического потенциала золота в черносланцевых толщах происходило по модели колчеданного рудообразования в предшествующие эпохи. Возникшее в рассматриваемую эпоху золото-кварцевое оруденение явилось основным источником многочисленных богатых россыпей золота бассейна р. Колымы.

На юге листа минерализация рассматриваемой эпохи определяется вулканизмом и гранитоидным магматизмом Удско-Мургальского вулканоплутонического пояса. В позднеюрских-раннемеловых вулканитах момолтыкской свиты отмечается золото-серебряное оруденение. Однако на листе P-55 значимых проявлений такого типа в этих вулканитах не установлено. Рудоносность Удско-Мургальского пояса здесь связана в основном с гранитоидами раннемелового омчанского комплекса. С этим комплексом связано кобальтовое, оловянное, вольфрамовое, и золотое (золото-редкометалльной формации) оруденение. Подчиненное значение имеют проявления урана, свинца и цинка.

С позднеюрской-раннемеловой эпохой связаны наиболее древние угольные бассейны на Северо-Востоке России. Угленосность позднеюрских образований на территории листа P-55 весьма незначительна. Известно лишь 2 небольшое углепроявления в локальном позднеюрских прогибах Уяндино-Ясачненского пояса (I–5–16, I–6–3). В раннемеловой баранджинской толще на юге рассматриваемой территории, угольные пласты характеризуются параметрами близкими к промышленным (V–3–22).

**Ранне-позднемеловая эпоха.** Ранне-позднемеловая эпоха по своему значению не уступает позднеюрско-раннемеловой. Рассматривается в интервале альб- до конца мелового периода. Оруденение этой эпохи связано, в основ-

ном, с мощнейшим магматизмом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Ведущая роль здесь принадлежит многочисленным месторождениям близповерхностной золото-серебряной формации (V-3-31; V-5-53, VI-6-98 и др.). Золото-серебряное оруденение приурочено к наиболее прогнутым существенно вулканогенным частям пояса.

Молибден, медь, уран – профилирующие металлы ранне- позднемеловой эпохи в юго-западной части рассматриваемой территории, где позднемеловые гранитоиды и вулканиты Охотско-Чукотского пояса наложены на структуры Охотского кратонного террейна (V-1-12, V-1-13, V-1-15, V-1-17, V-1-20, VI-1-13, VI-1-25 и др.).

В перивулканической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Приохотский плутонический пояс) профилирующим металлом ранне- позднемеловой эпохи становится олово. Наиболее ярко это проявлено в зоне развития позднемеловых гранитоидов нютско-куйдусунского латерального ряда и неорчанской группы комплексов, протягивающейся от истоков р. Кулу на северо-западе до правобережья р. Нелькоба на юго-востоке В пределах зоны, широко представлены месторождения оловорудной кварцево-грейзеновой и оловорудной силикатно-сульфидной формаций (IV-3-10, IV-3-16, V-2-4, и др.). В грейзеновых месторождения олова нередко присутствует урановое оруденение (IV-3-4, IV-5-27, V-6-1). Кроме того, с оловянным оруденением в позднемеловых гранитоидах ассоциируют проявления молибдена, серебра, золота, вольфрама, свинца и цинка. Месторождения олова олово-серебро-полиметаллической и риолитовой формаций перивулканической зоны связаны с локальными позднемеловыми вулканоструктурами и субвулканическими телами, далеко оторванными вглубь континента от основного поля развития вулканитов Охотско-Чукотского пояса (III-3-6, III-3-13 и др.). Оловоносны также позднемеловые гранитоиды позднемелового уза-инского гранитного комплекса (III-6-70), массивы которого наиболее удалены от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и размещаются среди позднеюрско-раннемеловых золоторудно-россыпных районов.

В юго-восточном углу рассматриваемой территории, в связи со Средне-Янским плутном меловых гранитоидов, сосредоточена плотная группа пунктов минерализации молибдена, золота, цинка. Эта ассоциация представляет собой элемент ранне- позднемеловой рудоносности южных частей Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, характеризующейся развитием молибденовых молибден-медных и медно-молибденовых проявлений порфировой формации.

Таким образом, в развитии ранне- позднемеловой (альб-позднемеловой) минерагении на территории листа Р-55 устанавливается отчетливая временная и пространственная последовательность формирования минерагенических элементов. Эта последовательность отражает типичную минерагеническую зональность надсубдукционных вулканоплутонических поясов Тихоокеанского континентального обрамления. Наиболее ранними и наиболее приближенными к океанической окраине являются зоны медного и медно-молибденового оруденения с золотом. Наиболее юными и наиболее удаленными вглубь континента является оловорудные зоны со свинцом, цинком, серебром. Срединное положение, в случаях наличия глубоких вулканогенных

прогибов, занимают зоны с близповерхностным золото-серебряным оруденением.

Конец раннего и поздний мел – важная эпоха угленакопления. Верхнемеловые континентальные толщи внутриконтинентальных впадин с промышленными угленосными залежами известны в центральной и северо-восточной частях территории Каменный уголь позднемеловых месторождений – основное энергетическое сырье для поселков горнодобывающих районов Магаданской области.

**Палеоген-неогеновая и плейстоценовая эпохи.** Палеоген-неогеновые межгорные впадины рассматриваемой территории благоприятны для формирования бурых углей. Бурые угли известны в миоценовых отложениях Делянкирской впадины на севере рассматриваемой территории. В южной части листа угленосные отложения присутствуют в верхнемиоценовых отложениях впадин Охотско-Анадырского рифта. Однако значимых проявлений неогеновых бурых углей на территории листа не выявлено.

Минералогия квартера на рассматриваемой территории имеет важное самостоятельное значение, прежде всего, в связи с формированием в этот период аллювиальных россыпей золота и олова. Металлоносные россыпи формировались на протяжении всего квартера, о чем свидетельствует их наличие на речных террасах практически всех уровней. Наиболее древние раннеплейстоценовые промышленные россыпи установлены в днище Малык-Сиенской неотектонической впадины (I–4–49, I–4–51). Однако наиболее важное практическое значение имеют голоценовые россыпи. Вместе с тем, наличие реликтов золотосодержащего аллювия на выровненных водоразделах крупных речных систем (на высотах более 100 м над урезом воды) указывает на то, что формирование россыпей могло происходить и в плиоцене, и в более ранние периоды.

Выделяются три основных периода россыпеобразования: раннеплейстоценовый, средне-позднеплейстоценовый и позднеплейстоценовый-голоценовый. В отдельных случаях устанавливаются более древние (меловые) промежуточные коллекторы золота. В раннеплейстоценовое время формировались аллювиальные долинно-впадинные россыпи за счет коренных проявлений, вскрытых эрозией, промежуточных коллекторов, а также за счет переотложения продуктов палеогеновой коры выветривания. В последующие эпохи аллювиальные долинные и ложковые, россыпи были образованы при перемыве более древних россыпей и коренных проявлений золота и олова

### **Важнейшие факторы, контролирующие размещение месторождений полезных ископаемых**

Основное минеральное богатство территории сосредоточено в эндогенных месторождениях благородных и цветных металлов. Важнейшими факторами, определяющими закономерности их размещения являются тектонические, магматические, факторы регионального, дислокационного и контактового метаморфизма, регионального и локального метасоматоза, литолого-стратиграфические, структурно-литологические, геофизические. В размеще-

нии россыпных месторождений золота и олова, имеющих весьма важное значение для данной территории, главным фактором является геоморфологический, включающий несколько разновидностей, а также литолого-стратиграфический и палеоклиматический.

*Тектонические факторы.* Рудоконтролирующая (рудолокализирующая и рудолокализующая) роль крупных сдвигов в размещении оруденения золоторудной кварцевой формации Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы давно установлена и всесторонне исследована [Шахтыров, 2010]. Важнейшими разломами такого рода на территории являются Чай-Юрьинский, Кунтук-Дебинско-Умарский, Среднекано-Штурмовской взбросо-сдвиги. В последние годы установлено, что одним из важнейших факторов контроля золотого оруденения территории являются крупные надвиги – золото-кварцевое оруденение локализуется в автохтонах, паравтохтонах и в базальных надвигах аллохтонных блоков (Сусуманский, Ловоколымский, Мылгинский, Тенькинский надвиги). С рудоконтролирующей (рудолокализирующей) ролью надвигов связан и такой фактор, как формирование во фронтальной части крупных надвигов рамповых антиклиналей, являющихся благоприятными структурно-тектоническими ловушками для локализации крупнообъемных золотоносных кварцевожильных систем типа месторождения Наталка (Тенькинская, Эмтыгейская антиклинали).

Важным комплексным (структурно-тектоническим и тектономагматическим) фактором локализации золотого, серебряного, сурьмяного, уранового оруденения являются кольцевые вулканотектонические структуры (прогибы, кальдеры) к которым нередко приурочены месторождения золото-серебряной, олово-серебро-полиметаллической, серебро-сульфидно-сульфосольной и урановой аргиллизитовой формаций (Сарычевская, Урультун-Озерная вулканотектонические структуры, кальдера Быстрая, вулканоструктуры Куйдусунского прогиба и др.).

*Магматические факторы.* Основная роль магматизма – рудоматеринская для целого ряда металлических полезных ископаемых: олова, вольфрама, кобальта, висмута, золота (золото-редкометалльной и порфировой формаций), меди и молибдена (молибден-медно-порфировой формации), свинца и цинка (скарнового и жильного типов). Вулканические образования играют рудоматеринскую роль для вулканогенного золото-серебряного оруденения, сурьмяного и ртутного. Рудоматеринскими на территории листа являются многие плутонические и вулканические комплексы позднемезозойского возраста, как позднеюрские, так и меловые. Позднемезозойские плутонические комплексы играют также важную рудогенерирующую роль для мобилизации рассеянного рудного потенциала во вмещающих осадочных толщах.

Важна роль магматического фактора и как благоприятная рудовмещающая среда при наложенных рудоносных процессах. Наибольшее значение здесь имеют комплексы дорудных даек, широко представленных на территории. Наиболее известным на территории листа является позднеюрский нерабохапчинский гипабиссальный комплекс даек от среднего до кислого состава, многие из которых вмещают месторождения золоторудной кварцевой формации. Месторождения золоторудной кварцевой формации нередко локализируются также в небольших гранитоидных штоках.



Магматический фактор может иметь и отрицательное значение в размещение полезных ископаемых. Пострудные процессы магматизма способны частично или полностью уничтожить ранее сформированные рудоносные зоны. Такие явления на территории листа широко распространены по границам крупных позднеюрских и поздне меловых рудно-магматических систем.

Комплексный структурно-магматический фактор часто определяет локализацию рудных узлов в магматогенно-купольных поднятиях. Наиболее важен этот фактор для золото-серебряного оруденения, как в вулканических, так и в плутнических рудно-магматических зонах.

*Метаморфические факторы.* Региональный зеленосланцевый метаморфизм низких ступеней, а также дислокационный и контактовый термальный метаморфизм играли важнейшую рудогенерирующую роль при формировании золото-кварцевого оруденения (золоторудная кварцевая формация). В результате этих процессов происходила мобилизация рудного вещества (золота) из рудоматеринских пород. Региональный и дислокационный метаморфизм были сопряжены с поздне мезозойскими тектоническими движениями по крупным надвигам и взбросо-сдвигам. Рудогенерирующий зеленосланцевый метаморфизм шел во фронте глубинных процессов поздне мезозойской мигматизации и формирования гранитно-метаморфических куполов, отторженцы которых установлены в глубинных ксенолитах [Акинин и др., 2003].

Контактовый термальный метаморфизм в некоторых случаях приводил к локальному плавлению укрупнению зерен самородного золота в ранее сформированных золотоносных кварцевых жилах. Эти процессы вели к появлению крупных самородков и дальнейшему формированию самородковых россыпей золота.

*Метасоматические факторы* проявлены в региональном и локальном масштабах. Региональное распространение имеют метасоматиты пропилит-серицитолитовой формации, являющейся индикатором минерагенических зон золоторудной кварцевой формации (серицитолиты) и ареалов развития вулканогенной золото-серебряной формации (собственно пропилиты). Локальный (околорудный) метасоматоз золото-кварцевого оруденения наиболее детально в последние годы изучен С. Ф. Стружковым и др. [2006 ф] и Т. И. Михалицыной [2011]. Эти авторы указывают на присутствие в этих месторождениях серицит-кварцевых, альбит-карбонатных метасоматитов, березитов и на широкое развитие игольчатого и ромбического арсенопирита.

С оруденением вулканогенных поясов (золото-серебряное, молибденурановое и др.) наиболее часто ассоциируют ореолы вторичных кварцитов и аргиллизитов. Для плутоногенных месторождений олова, вольфрама, свинца, цинка, кобальта и др. характерны традиционные метасоматические формации – грейзены различного состава, известковые скарны, турмалиниты, березиты и др.

*Литолого-стратиграфические факторы* определяют продуктивность осадочных месторождений (на территории листа уголь и гипс). Важнейшее значение группа литолого-стратиграфических факторов имеет также для двух типов оруденения – стратиформных флюорит-свинцово-цинковых проявлений в карбонатных толщах и для золотого оруденения (золото-кварцевого, золото-сульфидного) Главного золотоносного пояса Колымы.

Устанавливается четкая приуроченность стратиформного флюорит-свинцово-цинкового оруденения Омудевского поднятия к толщам известняково-доломитового состава на определенных стратиграфических уровнях. Для рассматриваемой территории установлено три таких уровня: верхи нижнего девона (наиболее продуктивный уровень), верхи силура и верхи ордовика. Основной рудоносной породой являются диагенетические и катагенетические доломиты, замещающие органогенные и пелитоморфные известняки [Шпикерман, 1980].

Главный золотоносный пояс Колымы на площади листа охватывает территории Иньяли-Дебинского террейна и Аян-Юряхского аллохтонного блока Вилигинского террейна. Определяющим фактором высокой золотоносности пояса является сочетание в его пределах углеродистых и осадочно-вулканогенных толщ. Такое сочетание наблюдается в последовательности пермских отложений (снизу-вверх): пионерская, атканская, омчакская свиты и в бурустахской серии нижней юры, в которой присутствуют как тонкие углеродистые, так и туфогенные породы. Природа повышенной золотоносности этих отложений в накоплении золота на геохимическом уровне в углеродистых илах в периоды вулканической активности. Источник золота глубокий, в морские осадки золото выносится флюидами, связанными с вулканической деятельностью. Углеродистые толщи рассматриваемой территории, как правило, обогащены сульфидами железа, поэтому данный процесс следует рассматривать как близкий к колчеданному рудообразованию.

Практические значимые концентрации золота сформировались много позднее, в результате позднемезозойских тектонических движений, магматизма и метаморфизма. Золото промежуточных источников, каковыми являлись черносланцевые толщи, извлекалось и отлагалось в кварцево-жильных зонах преимущественно в вышележащих толщах.

Основными рудовмещающими толщами Аян-Юряхского аллохтонного блока были атканская и омчакская свиты. Это относительно грубослоистые компетентные толщи и в них формировались мощные и протяженные кварцево-жильные зоны типа месторождения Наталка. На некоторых участках жильные зоны формировались непосредственно в черносланцевой пионерской свите (месторождение Дегдекан), однако масштабы зон в черных сланцах значительно меньше, чем в вышележащих атканской и омчакской свитах.

Основными рудовмещающими толщами Иньяли-Дебинского террейна являлись отложения верхнетриасовой буркотской серии и среднеюрской артыкской серии. В буркотской серии большое количество благоприятных для рудоотложения компетентных туфогенных пластов. Артыкская серия имеет флишоидное строение (*структурно-литологический фактор*) и вследствие контрастного разреза в ней формируются мелкие, но многочисленные кварцево-жильные зоны, поля и отдельные небольшие, но часто богатые золотом жилы. Кварцево-жильные системы в флишоидах не образуют болееобъемных золоторудных объектов, однако они являются весьма благоприятными как россыпеобразующие. Кроме того, флишоидное строение, создает благоприятные условия для формирования россыпей, поскольку являются природными концентраторами гравитационного золота [Билибин, 1938]. Именно вследствие этих особенностей Иньяли-Дебинская часть золотоносного пояса

резко уступает Аян-Юрхской по ресурсам коренных месторождений золота, но существенно превосходит последнюю по россыпным месторождениям.

*Структурно-литологический фактор.* Роль данного фактора в формировании и размещении золотого оруденения во флишоидах отмечена выше. Весьма важное значение фактор имеет в локализации стратиформного флюорит-свицово-цинкового оруденения. Стратиформные залежи Омулёвского террейна локализуются в карбонатных толщах исключительно под экранами карбонатно-глинистых пород. Роль литологических экранов могут выполнять также покровы эффузивных пород, что характерно для эпитермальных вулканогенных проявлений ргуги.

*Геофизические факторы* весьма разнообразны. Наиболее часто используются аномалии поля силы тяжести, по которым можно судить о наличии на глубине нескрытых плутонов, контролирующих положение и размеры рудных узлов эндогенных месторождений. Аномалии магнитного поля для рассматриваемой территории чаще всего используются для локального прогноза золоторудных объектов в зонах пирротинизации. Результаты АГСМ-съёмки используются для выявления месторождений радиоактивных элементов и узлов золото-серебряного оруденения в вулканических поясах.

*Геоморфологический фактор* на территории листа определяет положение и богатство россыпных месторождений золота и олова. В сочетании с *литолого-стратиграфическим фактором* и *неотектоническим*, геоморфологический проявляется в следующих формах.

1) Наиболее благоприятной геолого-геоморфологической обстановкой формирования высокопродуктивных аллювиальных россыпей золота являются районы низко- среднегорного рельефа с пологими и средней крутизны склонами, с полого-выпуклыми водоразделами. Именно при таком рельефе, выработанном на субстрате сложно дислоцированных терригенных отложений перми, триаса и юры образуются благоприятные ассоциации склоновых четвертичных отложений.

2) Морфоструктуры рельефа, сформировавшиеся в режиме слабых и (или) умеренных поднятий, обеспечивших максимальную степень высвобождения самородного золота из коренного источника при перемещении рыхлого материала по склону;

3) Наиболее продуктивные промышленные россыпи золота формируются в аллювиальных отложениях олевского горизонта в окружении склонов, характеризующихся следующей вертикальной зональностью (сверху-вниз): элювий пологого водораздела – делювий и коллювий средних частей склона – солифлюкционные отложения с примесью делювия и коллювия у подножия склонов – солифлюкционные отложения террасоувалов. Такая зональность отражает оптимальный склоновый процесс дезинтеграции золотоносных коренных пород для высвобождения самородного золота. Поэтому благоприятным для россыпеобразования сочетанием склоновых образований являются делювий, коллювий и солифлюкционные отложения.

4) Пограничные участки с разной интенсивностью и знаком новейших движений, обусловивших формирование гидродинамических ловушек в днищах водотоков.

5) Глубина эрозионного вреза оптимальная для вскрытия коренных источников самородного золота на определенных стратоуровнях площадного развития субгоризонтальных систем мелких золотоносных кварцевых жил, промежуточных коллекторов золота.

6) Неблагоприятными для формирования россыпей золота являются участки былых оледенений. Гляциальные отложения таких участков бронируют склоны от денудации и разбавляют склоновые образования пустым материалом. Благоприятными являются только неотектонические впадины, заполненные гляциальными отложениями. В таких впадинах могут присутствовать погребенные россыпи золота.

7) Россыпные месторождения олова локализуются в логах и небольших водотоках среди делювиальных и солифлюкционных отложений в районах развития средне-высокогорного рельефа. Это связано с невысокой устойчивостью касситерита и приуроченностью коренных источников к гранитоидным массивам, формирующим повышенные формы рельефа.

*Палеоклиматический фактор* определяет этапы эрозионного врезания водотоков в периоды интенсивного таяния ледников в начале межледниковья. Соответственно, межледниковые периоды наиболее благоприятны для россыпеобразования.

### **Минерагеническое районирование, прогнозная оценка минерагенических подразделений**

На территории листа Р-55 выделяются фрагменты (с северо-востока на юго-запад) Индигиро-Колымской и Верхояно-Колымской минерагенических провинций и Охотско-Чукотского минерагенического пояса. Границы между Индигиро-Колымской и Верхояно-Колымской провинциями тектонические и соответствуют границам позднемезозойских складчато-надвиговых систем. Северная граница Охотско-Чукотского минерагенического пояса не имеет четкого соответствия геологическим структурам; она примерно совпадает с границами одноименного вулканогенного пояса и его перивулканической зоны, включая Приохотский плутонический пояс.

Месторождения полезных ископаемых в каждом из этих минерагенических таксонов первого порядка существенно отличаются по видам полезных ископаемых, формациям и возрасту. Однако определяющими при выделении провинций были различия в части размещения металлических полезных ископаемых. Самостоятельные закономерности размещения имеют горючих полезных ископаемых, поэтому элементы, характеризующие нефтегазоносность и угленосность территории, описаны отдельно.

В границах минерагенических провинций на листе принята следующая иерархия таксонов минерагенического районирования для металлических полезных ископаемых.

- Минерагеническая зона;
- 1.1 Рудный (рудно-россыпной) район;
- 1.1.1 Рудный (рудно-россыпной) узел.

В отдельных случаях выделяются рудные (рудно-россыпные) районы вне минерагенических зон (0.1) и рудные (рудно-россыпные) узлы вне минерагенических зон и районов (0.0.1).

Сводные данные по запасам полезных ископаемых выделенных рудных (рудно-россыпных) узлов приводятся по данным Государственного баланса полезных ископаемых РФ (Госбаланс) по состоянию на 01.01.2015 г. Апробированные данные по прогнозным ресурсам рудных узлов и потенциальных рудных узлов приводятся на основании протоколов апробации отраслевыми институтами (кат. P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>) и паспортов перспективных площадей. Ввиду сложности привязки многочисленных россыпных месторождений золота к конкретным золоторудным районам, сведения по запасам и прогнозным ресурсам россыпного золота часто приводятся в границах рудно-россыпных районов, в одном случае по минерагенической зоне в целом. Эти сведения в основном заимствованы из материалов Баланса запасов и прогнозных ресурсов россыпного золота Магаданской области на 01.06.2013 г. (Магбаланс), с учетом изменений Госбаланса по состоянию на 01.01.2015 г. Анализ и оценка минерагенического потенциала листа в отношении россыпного золота в дальнейшем обобщались отдельно от объектов районирования по коренным месторождениям.

### **Нефтегазоносность территории**

На территории листа не отмечено нефтепроявлений, проявлений нефтебитумов или природного газа. Однако на соседнем листе Р-56 в непосредственной близости от восточной рамки рассматриваемой территории в палеозойских терригенно-карбонатных толщах Омuleвского террейна известны нефтепроявления и метаморфизованных битумов [Кузнецов и др., 2008]. К восточной рамке листа примыкает юго-западная граница выделенного на листе Р-56 Омuleвского потенциального нефтегазоносного района. Этот минерагенический элемент не может быть замкнут на территории листа Р-55, так как нефтепроявления известны на продолжении этой зоны к северу от рассматриваемой территории на листе Q-55 [Шпикерман и др., 1991 ф]. В северо-восточном углу листа Р-55 присутствуют выходы доманикоидной чалмакской свиты нижнего силура, указанной на листе Р-56 в качестве потенциально нефтематеринской. Свита распространена в пределах Ясачненской СФЗ палеозоя; территорией этой зоны на листе Р-55 и обусловлена площадь развития Омuleвского потенциального нефтегазоносного района (0.4.НГз/РЗ). Возрастной индекс района определяется тем, что в других частях Омuleвского террейна доманикоидные толщи встречаются по всему разрезу палеозоя.

### **Угленосность территории**

На рассматриваемой территории нет крупных угольных бассейнов, наиболее крупным таксоном является угольный район. В составе угольных районов выделены узлы угленакопления. Угленосные площади с промышленными объектами на территории листа приурочены исключительно к меловым внутриконтинентальным впадинам и прогибам. Угленосные свиты этих прогибов и являются главными факторами контроля угленосности. Выделено два

угольных района с промышленным скоплением каменного угля (Иньяли-Дебинский и Челомджинский).

Проявлений бурого угля на территории листа не отмечено, хотя угленосные породы и встречаются в миоценовых отложениях, заполняющих межгорные впадины Охотско-Анадырской (Кавинская впадина) и Момской (Делянкирская впадина) рифтовых системы. Однако практического значения на данной территории они не имеют и в качестве прогнозируемых объектов не предлагаются.

Иньяли-Дебинский угольный район (0.2УК/К<sub>2</sub>) включает два узла угленакпления: Аркагаалинский и Берелехский.

Аркагаалинский узел угленакпления (0.2.1УК) локализован в границах Верхне- и Нижнеаркагаалинских позднемиоценовых впадин. Включает самостоятельные объекты двух одноименных месторождений каменного угля – участок Тал-Юрях (П–3–12) Верхне-Аркагаалинского месторождения и участки Кадыкчанский (П–4–71), Знатный (П–3–19), Кедровский (П–4–76) и Долгинский (П–4–86) Нижне-Аркагаалинского месторождения. Продуктивной толщей является аркагаалинская свита позднемиоценового возраста. Верхнемиоценовые осадочные толщи впадин деформированы в брахиформные складки, что определяет характер выходов угленосных отложений на поверхность – линейное простирание пластов с падением под углами 10–60° на крыльях брахисинклиналей. Угольные пласты часто нарушены многочисленными разломами.

В табл. 57 представлены учтенные Госбалансом запасы каменного угля по 4 участкам Аркагаалинского узла угленакпления.

Таблица 57

**Балансовые запасы каменного угля Аркагаалинского узла угленакпления ( по состоянию на 01.01.2015 г.)**

Участок	Номер на карте	Един. измер.	Кат. АВС <sub>1</sub>	Кат С <sub>2</sub>	Забаланс.
Тал-Юрях	(П–3–12)	тыс. т	42339	5785	8565
Кадыкчанский	(П–4–71)	тыс. т	89531	36415	63386
Знатный	(П–3–19)	тыс. т	1323	51202	0
Кедровский	(П–4–76)	тыс. т	8623	17575	19179
Всего по узлу	0.2.1УК	тыс. т	141816	110977	91130

Утвержденные прогнозные ресурсы\* каменного угля по категории P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub> Аркагаалинского узла составляют 396 млн т., по кат. P<sub>3</sub> – 287 млн т.

Берелехский потенциальный узел угленакпления (0.2.2.2УК) находится на северо-востоке территории. Включает единственное проявление каменного угля (I–4–44) в основании кайнозойской Малык-Сиенской впадины. Угле-

\* Здесь и далее, в качестве утвержденных приводятся ресурсы, прошедшие апробацию в установленном порядке в профильных институтах Роснедра (ФГУП ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ВНИГРИУголь, ВИМС).

носность установлена в скважине ударно-канатного бурения в устье руч. Болотного (правого притока р. Кюрбелях), вскрывшей в интервале глубин 343,0–362,0 м пласт каменного угля. Подошву пласта скважина не пересекала. Угленосная толща, слагающая днище Малык-Сиенской впадины сопоставляется с аркагалинской свитой. Этой же скважиной в основании вскрытого разреза сарга-юряхской(?) свиты (в интервале глубин 335,2–343,0 м) пересечён пласт бурого угля. По нему пройдено 7,8 м. Подошвой служит пласт каменного угля, подсеченный скважиной. Малык-Сиенские каменные угли по своей характеристике качества наиболее сопоставимы с углями пласта Верхнего Нижне-Аркагалинского месторождения. Предполагаемая площадь развития угленосных отложений ограничивается Малык-Сиенской впадиной. Утвержденные прогнозные ресурсы каменного угля по категории  $P_3$  Берелехского района 287 млн т.

Челомджинский угольный район (0.3УК/ $K_1$ ) приурочен к раннемеловой Тас-Бургагылканской впадине. Объединяет разобщённые участки угленакпления: Челомджинское (Широкинское) месторождение (V–3–22) и пять потенциальных угленосных участков Юритурский, Светлинский, Тасский, Баранджинский и Хивэчганский, расположенных в междуречье Тас-Бургагылкана. Угленосность связывается с нижнемеловой континентальной молассой, представленной баранджинской толщей. Внутреннее строение Челомджинского узла осложнено многочисленными разнонаправленными разрывными нарушениями сбросового и сбросо-сдвигового характера с амплитудами вертикальных смещений достигающими нескольких десятков метров. Каждый из известных угленосных участков в целом представляет собой отдельный опущенный тектонический блок. По отношению к смежным блокам обрамления впадины порядок их вертикальных смещений составляет несколько сот метров.

По состоянию на 01.01.2015 г. Госбалансом на Челомджинском месторождении учтены запасы каменного угля по кат  $C_1$ –338 тыс. т, по кат.  $C_2$ – 380 тыс. Утвержденные прогнозные ресурсы каменного угля Челомджинского месторождения составляют по категориям  $P_1$ - 2 млн т,  $P_3$  – 51 млн т.

Ожнее листа в кайнозойских отложениях Яно-Тауйской группы межгорных впадин Охотско-Анадырьской рифтовой системы выделена Охотская площадь (угольный район) накопления бурых углей [Пеканов, 1996 ф]. На территорию листа P–55 попадает лишь весьма незначительный фрагмент этой прогнозируемой площади, угленосные отложения в пределах которого не установлены.

## **Индиги́ро-Колы́мская минерагеническая провинция**

Индиги́ро-Колы́мская минерагеническая провинция, соответствующая одноименной складчатой системе, на территорию листа заходит своим южным углом. В пределах рассматриваемой части провинции выделяются Таскано-Омулевская и Лыглыхтахская потенциальные минерагенические зоны.

Таскано-Омулевская флюорит-серебро-полиметаллическая минерагеническая зона ( $1Pb, Zn, Ag, fl/D_2-C_1, J_3$ ) находится на северо-западе территории, занимая площади выходов палеозойских толщ Омүлүвского террейна. Выделе-

на на металлогенической карте Магаданской области и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 500 000 [Гельман и др., 1986]. Основанием для выделения явилось широкое распространение карбонатных отложений, с которыми на площади листа и на смежных территориях тесно ассоциируют свинцово-цинковые месторождения и многочисленные рудопроявления различных типов и возраста. Полиметаллическое оруденение на Омuleвском террейне представлено двумя основными формационными типами: стратиформными флюорит-свинцово-цинковыми месторождениями среднедевонско-раннекаменноугольного возраста и скарновыми серебро-полиметаллическими позднеюрского возраста [Шпикерман, 1998].

Основными факторами, контролирующими полиметаллическое оруденение Таскано-Омuleвской зоны, являются следующие:

- литолого-стратиграфический – наличие известняково-доломитовых толщ раннедевонского (битумская, снежненская, гротовская свиты ирисской серии), позднесилурийского (бизонская свита верхней параллельненской подсерии) и позднеордовикского (тирехтяхская свита верхней омuleвской подсерии) возраста, благоприятных в отношении стратиформного флюорит-свинцово-цинкового оруденения;

- структурно-литологический – наличие карбонатно-глинистых толщ, перекрывающих рудоносные известняково-доломитовые толщи и служащие структурно-литологическими экранами для локализации стратиформного флюорит-свинцово-цинкового оруденения: вечернинская и хиулчанская свиты ирисской серии (нижний девон), мирненская свита верхней параллельненской подсерии (верхний силур), маутская свита нижней параллельненской подсерии (нижний силур);

- магматический – гранитные массивы рудоносного каньонского комплекса и локальные позднеюрские вулканоструктуры, выполненные вулканитами улахан-чистайской группы, являющиеся рудоматеринскими для скарнового и жильного серебро-свинцово-цинкового оруденения;

- структурный – контрастный разрез палеозойских отложений, вмещающих мезозойские гранитоиды и вулканоструктуры, что создает благоприятную структурную обстановку для формирования скарновых залежей (множественность контактов карбонатных и алюмосиликатных пород).

В настоящее время на территории листа в пределах Таскано-Омuleвской зоны выявлено не менее двух десятков стратиформных флюорит-свинцово-цинковых объектов в карбонатных толщах Омuleвского террейна. Они локализованы в двух потенциальных рудных узлах – в *Урультунском* (1.0.1Zn,Pb,fl) и *Верхнетасканском* (1.0.2Zn,Pb,fl). Прогнозная оценка обоих узлов выполнена на основе аналогии с месторождением Сардана. Апробированные во ВСЕГЕИ прогнозные ресурсы по кат. P<sub>3</sub> составляют для Урультунского узла – 420 тыс. т свинца и 1270 тыс. т цинка (Паспорт № 3160755), для Верхнетасканского рудного узла – 700 тыс. т свинца и 2115 тыс. т цинка (Паспорт № 3160751) По Урультунскому узлу имеются также авторские оценки по кат. P<sub>3</sub> для сопутствующих компонентов: флюорит – 2190 тыс. т, германий – 2070 т [Шпикерман и др., 1981 ф].

Скарновые серебро-полиметаллические рудопроявления локализуются в северо-восточном экзоконтакте позднеюрского гранитного массива Хиулчан



(I–1–5) и в борту небольшого Верхнетасканского позднеюрского вулканогенного прогиба (рудопоявление Террасное –I–1–6). Эти проявления объединены в *Террасный потенциальный рудный узел*. (1.0.3Pb,Zn,Ag). Авторские прогнозные ресурсы узла по сумме категорий P<sub>2</sub>+P<sub>3</sub> оценены В. И. Шпикерманом и др. [1988 ф]: свинец - 370 тыс. т, цинк – 500 тыс. т, серебро – 1960 т.

В северо-восточном углу листа по геологическим факторам оконтурен небольшой фрагмент, выделенного на соседнем листе Р-56 Кунарево-Супканьинского серебро-свинцово-цинкового рудного района (1.1.Zn,Pb,Ag), в пределах которого также известно скарновое и жильное серебро-полиметаллическое оруденение позднеюрского возраста [Кузнецов и др., 2008]. Проявлений этих типов оруденения на рассматриваемой территории в пределах района не установлено.

Лыглыхтахская потенциальная серебро-золоторудная минерагеническая зона (2Au,Ag/J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) находится на северо-востоке территории, охватывая площадь одноименного вулканогенного прогиба. На рассматриваемой территории лишь северо-западное окончание зоны, большая часть которой размещается восточнее на листе Р-56, где она и была впервые выделена [Кузнецов и др., 2008]. Основанием для выделения зоны явилось широкое развитие позднеюрских и раннемеловых вулканических пород улахан-чистайской группы и вулканической серии Немичанской гряды, с которыми ассоциируют многочисленные рудопоявления и пункты минерализации золота, серебра, сурьмы и единичные рудопоявления свинца, меди и урана. Большинство рудопоявлений относятся к золото-серебряной формации, но все они установлены за пределами листа. В составе зоны нами описано лишь небольшое скарновое железорудное проявление Тасканчик (I–6–12), приуроченное к субвулканическому штоку улахан-чистайской вулканической группы.

Основными факторами, контролирующими оруденение Лыглыхтахской зоны, установленными на соседней территории являются:

- развитие рудоматеринских и рудогенерирующих образований позднеюрской улахан-чистайской группы вулканических комплексов (веринская свита и коагматичные ей субвулканические тела);
- развитие рудоматеринских и рудогенерирующих образований позднеюрско-раннемеловой вулканической серии Немичанской гряды;
- присутствие интрузивно-купольных структур, контролирующих размещение отдельных объектов золото-серебряного оруденения

### **Верхояно-Колымская минерагеническая провинция**

Минерагеническая провинция занимает около половины площади и приурочена к терригенным толщам Иньяли-Дебинского, Кулар-Нерского и Вилигинского террейнов, к Главному Колымскому плутоническому поясу и Уяндино-Ясачненскому вулканическому поясу. В рамках листа выделяются Дарпирская, Иньяли-Дебинская, Аян-Юряхская, Тарынско-Таскыстабытская, Адычанская минерагенические зоны. Кроме того, выделен Эльгенья-Бахапчинский рудно-россыпной район за пределами минерагениче-

ских зон. Территория листа Р-55 – наиболее продуктивная часть Верхояно-Колымской минерагенической провинции.

Центральное положение занимают Иньяли-Дебинская и Аян-Юряхская минерагенические зоны, имеющие отчетливый золоторудный профиль и соответствующие центральной части Магаданского отрезка Главного золотоносного пояса Колымы. В обрамлении находятся минерагенические зоны: Дарпирская с золото-серебро-сурьмяно-оловянным и Тарыно-Тас-Кыстабытская с олово-серебряным профилем. Выделенный в юго-восточной части провинции Эльгенья-Бахапчинский рудно-россыпной район имеет вольфрам-золотую специализацию.

Дарпирская сурьмяно-серебро-золото-оловорудная минерагеническая зона ( $3\text{Sn}, \text{Au}, \text{Ag}, \text{Sb}/\text{I}_3$ ) была выделена В. И. Шпикерманом, Н. А. Горячевым [1996] как существенно оловорудная. На листе Р-55 (в северо-восточной части) находится лишь небольшой фрагмент зоны, переходящей с листа Q-55. Южнее гранитного массива Хиулчан на рассматриваемом листе, границы зоны замыкаются, но это не является окончанием зоны, а лишь ее пережимом. Зона продолжается на листе Р-56.

Оруденение зоны связано с позднеюрским вулканизмом и гранитоидным магматизмом. Северо-восточная граница зоны проводится по крупному надвигу – разлому Дарпир. Юго-западная граница определяется ареалом развития эффузивных и субвулканических образований Уяндино-Ясачненского пояса (улахан-чистайская группа вулканических комплексов) и гранитоидов каньонского плутонического комплекса. Не исключено, что вулканические и плутонические образования составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию. Структура зоны характеризуется наличием морских вулканогенных прогибов, локальных отрицательных вулканоструктур и вулканокупольных поднятий позднеюрского заложения. Всюду широко распространены субвулканические тела риолитов, риодацитов, гранит-порфиров и др. Породами каньонского комплекса сложены гранитные массивы: Тирехтях, Хиулчан и, предположительно, Дарпир. Последний расположен за пределами листа, но в непосредственной близости от его северной рамки.

На рассматриваемой территории присутствуют лишь некоторые элементы широкой металлогенической ассоциации, характерной для внешнего обрамления Уяндино-Ясачненского пояса. Наиболее значимые объекты этой ассоциации размещаются на прилегающих территориях. На листе Q-55 непосредственно у рамки рассматриваемой территории находится крупное оловянное месторождение Дарпир, связанное с одноименным массивом. На соседнем листе Р-56 к этой же ассоциации, по-видимому, относятся сурьмяно-серебряные проявления в обрамлении Немичанской вулканической гряды, оловянные и олово-серебряные Каньонского и Лазовского рудных узлов [Кузнецов и др., 2008]. Основными факторами, контролирующими оруденение Дарпирской зоны, являются:

- магматический (близповерхностный) – развитие рудоматеринских и рудогенерирующих образований позднеюрской улахан-чистайской группы вулканических комплексов (покровные и субвулканические образования), с которой связано золото-серебряное, серебро-сурьмяное, золото-теллуридно-висмутовое и ртутное оруденение;

- магматический (глубинный) – гранитные массивы рудоносного каньонского комплекса, являющиеся рудоматеринскими для скарнового, грейзенового и гидротермального жильного оловянного; олово-серебро-полиметаллического оруденения;

- структурный – наличие кольцевых вулканоструктур позднеюрского заложения;

- структурно-литологический – экранирование ртутного оруденения в терригенных отложениях покровами вулканитов (тип месторождения Пламенное).

В пределах Дарпирской зоны на листе Р-55 находится небольшой фрагмент *Дарпирского оловорудного узла* (3.0.1Sn), и выделяются два потенциальных рудных узла: Верхне-Урультунский и Увальненский. Южное замыкание Дарпирского оловорудного рудного узла (3.0.1Sn) на листе Р-55 проведено примерно по границе роговикового ореола, расположенного к северу рудоносного Дарпирского гранитного массива, а также по шлиховому ореолу касситерита в бассейне р Кунтук [Омиров, Лычагин, 1977]. Оловянное оруденение Дарпирского массива относится к формациям оловоносных грейзенов и жильной оловорудной силикатно-сульфидной формации. Основное оруденение узла находится за пределами листа и в данной работе не рассматривается.

*Верхне-Урультунский потенциальный рудный узел* (3.0.2 Au,Ag,Sb,Bi) включает в себя золото-серебряные (с сурьмой и висмутом) рудопроявления Урультун-Озерной вулканоструктуры (I–5–10, I–5–12, I–5–13,), аналогичные проявления и пункты минерализации близлежащих вулканоструктур (I–5–16). Узел выделяется также шлиховыми ореолами самородного золота, теллуридов висмута и серебра, касситерита и киновари. Авторская оценка узла по кат. Р<sub>3</sub> серебра – 1600 т, висмута – 24 тыс. т. [Шпикерман и др., 1991 ф]

*Увальненский потенциальный рудный узел* (3.0.3 Au) выделяется по материалам Д. М. Шаньгина [1941 ф], Б. И. Малькова и др., [1974 ф] и В. М. Мерзлякова [1965]. В пределах узла имеется рудопроявление золота Бор (I–5–22), а также установлены многочисленные шлиховые ореолы самородного золота, киновари и касситерита, ассоциирующие с позднеюрскими вулканоструктурами и субвулканическими массивами южной части Сумуно-Урультунского вулканогенного прогиба. Кроме того, обнаружены пункты ртутной минерализации. Ртутная минерализация по данным В. М. Мерзлякова локализована в подошве верхнеюрского риолитового покрова, перекрывающего со структурным несогласием глинистые сланцы и алевролиты средней юры. Такой тип ртутного оруденения сходен с месторождением Пламенное внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Ртутная и оловянная минерализация приурочена также к крупному субвулканическому телу позднеюрских риолитов. Повышенные содержания ртути и олова установлены здесь в двух сильно обохренных, за счет окисления сульфидов, минерализованных зонах протяженностью 200 и 300 м. Узел изучен весьма слабо, авторская оценка на рудное золото по кат. Р<sub>3</sub> – 10 т [Усачев и др., 2007].

Определение тектонической позиции Дарпирской минерагенической зоны как внешнего элемента надсубдукционного вулканогенного пояса позволяет судить о типе рудообразующей системы зоны. Рудный комплекс Дарпирской

зоны сформировался в характерной для такого рода структур рудно-магматической системе типа плутон – субвулкан – стратовулкан с преобладанием кислого известково-щелочного магматизма. Разнообразии видов полезных ископаемых обусловлено колебаниями уровня эрозионного среза вулканоплутонических структур в различных частях зоны. С нижними уровнями связано оловянное оруденение, с верхними – сурьмяно-золото-серебряное [Шпикерман, 1998]. Установленная в пределах зоны металлогеническая ассоциация оловянных, олово-серебро-полиметаллических, золото-серебряных, серебро-сурьмяных, и ртутных проявлений близка к описанным моделям олово-порфировой системы [Евстрахин, 1988; Sillitoe and others, 1975]. Пока в пределах зоны не обнаружены объекты с собственно олово-порфировыми рудами. Мы полагаем, что они могут быть встречены в штоках гранитпорфиров непосредственно ниже стратовулканов.

Иньяли-Дебинская золоторудно-россыпная минерагеническая зона (4Au/J<sub>3</sub>,Q) выделена на Металлогенической карте в работе [Гельман и др. 1986]. Расположена в северо-западной части территории, распространяясь на северо-запад и юго-восток за пределы листа. Границы зоны пространственно совпадают с Иньяли-Дебинским террейном окраинноморского бассейна, в сочетании с Главным Колымским плутоническим поясом позднеюрского возраста. Расположенный на листе фрагмент зоны представляет собой наиболее богатую и насыщенную россыпными месторождениями золота часть Главного золотоносного пояса Колымы. Здесь же присутствуют многочисленные коренные месторождения и рудопроявления золота преимущественно золоторудной кварцевой формации. Некоторое разнообразие в минерагенический профиль зоны вносят золото-серебро-полиметаллические проявления Наленое (I–3–5), Спящинское (II–4–88) молибденовые (Спешное (II–4–97), молибден-вольфрамовые (Карапет (II–6–44) олово-золоторудные рудопроявления (Верхне-Хатыннахское месторождение(III–6–2). Эти экзотические для зоны проявления связаны с ареалами распространения позднемелового магматизмом (биликанский, уза-инский гранитоидные комплексы), являющимся отголосками становления Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в глубоко удаленной части перивулканической зоны.

Анализ литодинамических комплексов, принимающих участие в строении Иньяли-Дебинской минерагенической зоны, позволил наметить для зоны ряд важных факторов регионального контроля золотого оруденения. Главным литодинамическим комплексом в составе зоны является комплекс окраинного моря (микроокеана). Индикаторами комплекса окраинного моря (микроокеана) являются глубоководные черносланцевые (углеродистые) толщи (при метаморфизме – аспидные сланцы), наличие туфогенных пород и флиш. Такое сочетание наблюдается в разрезе нижней-средней юры представленном (снизу-вверх) бурустахской (черносланцевая) и артыкской (флиш) сериями. Черносланцевые отложений, являются коллекторами геохимического потенциала золота. К таковым мы относим нижнеюрскую бурустахскую серию.

Определяющим фактором высокой золотоносности территории мы считаем сочетание углеродистых и вулканогенно-осадочных толщ. Такое сочетание наблюдается в бурустахской серии нижней юры, в которой присутствуют как тонкие углеродистые, так и туфогенные породы. Причина повышенной

золотоносности таких отложений – накоплении золота на геохимическом уровне в углеродистых илах в периоды вулканической активности (рудоматеринская толща). Источник золота глубинный, в морские осадки золото выносится флюидами, связанными с вулканической деятельностью. Учитывая то, что углеродистые толщи рассматриваемой территории, как правило, обогащены сульфидами железа, то данный процесс следует рассматривать как близкий к колчеданному рудообразованию.

Практически значимые концентрации золота сформировались много позднее, в результате позднемезозойских тектоно-магматических процессов субдукции и коллизии. Золото промежуточных источников, каковыми являлись черносланцевые толщи, извлекалось и отлагалось в кварцево-жильных зонах преимущественно в вышележащих толщах. Главная золоторудная формация зоны (золоторудная кварцевая) имеет тектоногенную природу. Она связана в основном с раннемеловым этапом надвигообразования, глубинной мигматизацией и метасоматической гранитизацией, с возникновением и развитием гранито-метаморфических куполов [Акинин и др., 2003].

Основными рудовмещающими толщами Иньяли-Дебинской минерагенической зоны являлись отложения артыкской серии. Артыкская серия имеет флишоидное строение (турбидиты) и вследствие контрастного разреза в ней формируются мелкие, но многочисленные кварцево-жильные зоны, поля и отдельные небольшие, но часто богатые золотом жилы. Кварцево-жильные системы в флишоидах не образуют болшеобъемных золоторудных объектов, однако они являются весьма благоприятными как россыпеобразующие. Кроме того, флишоидное строение, создает благоприятные условия для формирования россыпей, поскольку, образуемые при разрушении этих пород «щетки» являются природными концентраторами гравитационного золота.

В пределах Иньяли-Дебинской минерагенической зоны выделены три рудных района и два потенциальных рудных узла вне районов.

Два рудно-россыпных района Среднекано-Штурмовской и Берелехский характеризуются относительной «амагматичностью»: отсутствуют крупные гранитоидные плутоны, широко развиты малые интрузии и пояса дорудных даек

*Среднекано-Штурмовской золоторудно-россыпной район* (4.1 Au) выделяется как крайняя северо-восточная ветвь Иньяли-Дебинской зоны. На рассматриваемой территории северо-западное окончание района. Район весьма насыщен россыпными месторождениями золота, характеризуется интенсивной складчатостью, наличием мезозойских черносланцевых и флишоидных отложений, протяженными ареалами позднеюрских даек среднего и кислого состава и относительно небольшим объемом крупных гранитных батолитов.

Факторами, контролирующими золотоносность Среднекано-Штурмовского района являются:

- тектонический – месторождения золоторудной кварцевой формации района контролируются зоной крупного Среднекано-Штурмовского сдвига северо-западного простираения и экранирующим Мылгинским надвигом.

- литолого-стратиграфический – широкое развитие высокоуглеродистой туфогенной бурустахской серии нижней юры, являющейся потенциально ру-

доматеринской, (черносланцевая толща) на базе которой, развивается россыпеобразующее золото-кварцевое оруденение;

- метаморфический и метасоматический факторы: а) – зеленосланцевый и контактовый метаморфизм черносланцевых отложений бурустахской серии, рудогенерирующий для золото-кварцевого оруденения; б) – интенсивные серицит-кварцевые преобразования с обильной вкрапленностью игольчатого и ромбического арсенопирита, широкое развитие альбит-анкерит-кварцевых изменений и кальцитизации [Стружков и др. 2006 ф];

- структурно-литологический – широкое развитие флишоидов среднеюрской артыкской серии, определяющей «рассеянный» повсеместный характер локализации мелких золотоносных кварцевых жил, а также существенно влияющий на гравитационную концентрацию золота в россыпях;

- магматический: а) – серии дорудных даек нера-бахапчинского комплекса, вмещающих золото-кварцевое оруденение; б) – магматические образования позднемелового возраста (Хатыннахский массив биликанского комплекса) в ореолах термального метаморфизма которых происходило частичное плавление и укрупнение выделений самородного золота с образованием крупных самородков (самородковые россыпи);

- геоморфологический фактор, определяющий формирование россыпных месторождений: а) – благоприятная глубина эрозионного вреза, вскрывшая площадные системы мелких золотоносных жил и прожилков; б) – благоприятные морфоструктуры рельефа, обеспечившие максимальную степень высвобождения самородного золота из коренного источника; в) – неотектонические гидродинамические ловушки в долинах водотоков; г) – наиболее богатые долинские россыпи локализованы преимущественно в голоценовом аллювии олевского горизонта.

В на территории листа Р-55 в пределах Среднекано-Штурмовского района выделено 4 сходных золоторудно-россыпных узла: Геройский (4.1.1 Au), Негайхский (4.1.2 Au), Ат-Юрях-Штурмовской (4.1.3 Au), Больше-Ат-Юряхский (4.1.4 Au, Sn).

Большая часть коренных месторождений и проявлений золота Среднекано-Штурмовского района относятся к малосульфидной золоторудной кварцевой формации, к жильному и «дайковому» структурно-морфологическим типам. Менее распространены проявления редкометалльной золоторудной кварцевой формации, связанные с небольшими штоками гранитоидов.

В Среднекано-Штурмовском районе на территории листа известно всего одно среднее коренное промышленное месторождение рудного золота – Штурмовское (П-6–33) (Ат-Юрях-Штурмовской узел). Оно приурочено к дайке метасоматически измененных диорит-порфиритов (березитов). Балансовые запасы рудного золота на месторождении по кат.  $C_1$ –10,37 т, по кат.  $C_2$ –4,16 т.; запасы серебра по кат.  $C_2$ –0,97 т. В пределах Больше-Ат-Юряхского узла были разведаны запасы по кат.  $C_1$  на Верхне-Хатыннахском рудопроявлении: золото – 2,0 т, олово – 2,06 тыс. т, триоксида вольфрама – 0,66 тыс. т [Усачев и др., 2007 ф] и утверждены прогнозные ресурсы рудного золота по кат.  $P_1$ –15 т. (Протокол ЦНИГРИ №1 от 10.02.2009 г.). В Негайхском узле апробированные во ВСЕГЕИ прогнозные ресурсы рудного золота кат.  $P_3$  составляют 60 т (Паспорт № 3100280). Кроме того, в этом же узле

утверждены прогнозные ресурсы  $P_3$  в количестве 34 т по перспективной площади Болонайская в количестве 34 т (Паспорт № 3100297), итого по Негайхскому узлу –93 т. Территория листа Р-55 охватывает 45 % Ат-Юрях-Штурмовского (Хатыннах-Штурмовского) серебро-золоторудно-россыпного узла. Прогнозные ресурсы кат.  $P_3$  рудного золота этого узла в целом апробированы во ВСЕГЕИ в количестве 197 т (Паспорт № 3100299). На территорию листа Р-55 приходится 90 т. Общая прогнозная оценка на коренное золото в Среднекано-Штурмовском районе в границах листа: кат.  $P_1$  – 15 т, кат.  $P_3$  – 183 т.

Запасы россыпного золота Среднекано-Штурмовского района по данным Магбаланса: кат.  $C_1$  – 9,98 т; кат.  $C_2$  – 0,09 т; забалансовые – 0,20 т. Прогнозные ресурсы россыпного золота кат.  $P_1$  – 19,20 т; кат.  $P_2$  – 3,32 т; кат.  $P_3$  – 5,10 т.

Подавляющая часть золота (188 т) в районе добыта из россыпных месторождений, большинство из которых в значительной мере отработаны. Добыча ведется в небольших объемах преимущественно из остаточных (недоработки в бортах и плотике) и «техногенных» россыпей с низкими содержаниями золота.

*Дебинский золоторудно-россыпной район (4.2 Au)* расположен в центральной части Иньяли-Дебинской зоны. В отличие от Среднекано-Штурмовского и Берелехского районов Дебинский характеризуется большими площадями, занятыми крупными гранитоидными батолитами позднеюрского возраста. Соответственно, рудно-россыпные узлы концентрируются по периферии и в межинтрузивном пространстве крупных батолитов. Особенностью района является также нелинейная складчатость, зачастую секущая общий северо-западный структурный план, северо-восточное и субширотное направления простираения дайковых свит. Факторами, контролирующими золотоносность Дебинского района являются:

- тектонический – месторождения золоторудной кварцевой формации контролируются зоной базального надвига Сусуманского аллохтона (фронтальные зоны надвигов контролируют размещение узлов с золото-кварцевым оруденением) и зонами крупных сдвигов северо-западного простираения (Кунтук-Дебинско-Умарским и Бургандинским разломами);

- литолого-стратиграфический – широкое развитие высокоуглеродистой туфогенной бурустахской серии нижней юры потенциально рудоматеринской, (черносланцевая толща) и вулканогенно-осадочной буркотской серии верхнего триаса, являющейся рудовмещающей и потенциально рудоматеринской для золото-сульфидного оруденения на базе которого, вследствие метаморфизма, развивалось россыпеобразующее золото-кварцевое оруденение;

- магматический: а) – серии дорудных нера-бохапчинских даек, вмещающих золото-кварцевое и золото-сурьмяное оруденение; б) – небольшие штоки позднеюрских гранитоидов басугунынского комплекса, являющегося рудоматеринским и рудогенерирующим для золото-редкометалльного оруденения (золото, вольфрам, висмут); в) – широкое развитие крупных гранитных батолитов для Дебинского района играет отрицательную роль, сокращая площади распространения рудоматеринских и вмещающих россыпи отложений;

Остальные факторы метаморфический, метасоматический, геоморфологический аналогичны Среднекано-Штурмовскому району.

В связи со значительными площадями, занятыми крупными гранитоидными батолитами, уменьшается количество россыпных месторождений. Доминируют золоторудные месторождения и рудопроявления золоторудной кварцевой формации. Вместе с тем появляются объекты золото-редкометалльной формации: Луговое (I-4-34), Приисковое (III-6-1), Сиетаньинский потенциальный рудный узел (4-2-1Au, Bi, Ag), которые могут сыграть существенную роль в пополнении металлогенического потенциала рудно-россыпного района. В межконтинентальном пространстве появляются золото-сурьмяные рудопроявления (Бортовое (II-5-80), Витое (I-4-29).

Выделено 13 золоторудно-россыпных узлов: Сиетаньинский (4.2.1Au, Bi, Ag), Буркандинский (4.2.2Au, Sb, Bi), Моренинский (4.2.3Au), Омчанджинский (4.2.4Au, Sb, Mo), Морджетский (4.2.5Au), Нижне-Челбаньинский (4.2.6Au), Морджет-Уралахский (4.2.7Au), Бурхалинский (4.2.8Au) Сылгыбастахский (4.2.9Au), Верхне-Челбаньинский (4.2.10Au), Ухомытский (4.2.11Au), Верхне-Сусуманский (4.2.12Au), Джелгалино-Тыэллахский (4.2.13Au).

В пределах района известно Бурхалинское (Зона Зальбандовая) месторождение (III-6-4). Балансовые запасы месторождения по кат С<sub>2</sub> на 01.01.2015 составляют 732 кг. Небольшие запасы золота по кат. С<sub>1</sub> (20 кг) разведаны на месторождении Желанное (III-5-10) Сылгыбыстахского узла, по кат С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub> на месторождении Мальдык (II-5-52) одноименного узла (157 и 37 кг соответственно). Утвержденные ЦНИГРИ прогнозные ресурсы коренного золота высоких категорий имеются только в районе рудопроявления Снежное (III-5-39) Ухомытского рудно-россыпного узла: кат Р<sub>1</sub> – 4 т, кат Р<sub>2</sub> – 20 т, Р<sub>3</sub> – 47 т. Прогнозные ресурсы рудного золота категории Р<sub>3</sub> апробированы ВСЕГЕИ по Морджет-Уралахскому потенциальному золото-россыпному узлу в количестве 152 т (Паспорт № 3100283) и 150 т для Верхне-Челбаньинского (Лево-Берелёхского) золоторудно-россыпного узла (Паспорт № 3100296). По Буркандинскому потенциальному висмут-сурьма-золоторудному узлу прогнозные ресурсы коренного золота кат. Р<sub>3</sub> в количестве 21 т были апробированы ЦНИГРИ в составе Буркандинской перспективной площади (Ермоленко и др., 2016б).

Запасы россыпного золота Дебинского района по данным Магбаланса: кат. С<sub>1</sub> – 25,40 т; кат. С<sub>2</sub> – 0,29 т; забалансовые – 0,06 т. Прогнозные ресурсы россыпного золота кат. Р<sub>1</sub> – 36,92 т; кат. Р<sub>2</sub> – 8,85 т; кат. Р<sub>3</sub> – 8,05 т.

Как и для других районов Иньяли-Дебинской зоны основная добыча золота производилась и осуществляется в настоящее время из россыпных месторождений. Всего из россыпей района добыто 249 т золота.

*Берелехский золоторудно-россыпной район* (4.3 Au) богатейшая золотоносная площадь Колымы. Расположен в северо-западной части минерагенической зоны. Как и Среднекано-Штурмовской золоторудно-россыпной район является старейшим районом золотодобычи на Колыме и насыщен россыпными месторождениями золота, из которых добыто 941 т золота. Состав слагающих его пород мало отличается от Среднекано-Штурмовского района. Следует отметить более высокую контрастность слагающих его юрских обра-



зований, более крупноритмичный флишоид, большую долю в составе вулканогенной примеси, появление олистостромовых образований, меньший стратиграфический уровень среза, линейный характер складчатости, совпадающий с общим северо-западным структурным планом, многочисленные фрагменты крупных надвигов.

Факторами, контролирующими золотоносность Берелехского района являются:

- тектонический: а) – большая часть месторождений золоторудной кварцевой формации района приурочена к паравтохтону Сусуманского аллохтонного блока, являющегося главным структурно-тектоническим экраном на юге района; б) – оруденение золоторудной кварцевой формации контролируется крупными сдвигами северо-западного простирания (Буркандинский, Чай-Юрьинский разломы)

Остальные факторы – литолого-стратиграфический, метаморфический, метасоматический, структурно-литологический, магматический, геоморфологический аналогичны Среднекано-Штурмовскому району. Уникальное богатство Берелехского района вероятно связано с тем, что большая его часть в период рудообразования находилась под экраном Сусуманского аллохтонного блока.

В составе района выделены 9 золоторудно-россыпных узлов: Худжахский (4.3.1Au), Худжах-Контрандьянский (4.3.2Au), Солоколох-Буркандинский (4.3.3Au), Правоберелехский (4.3.4Au), Мальдякский (4.3.5Au), Табогинский (4.3.6Au), Светлинско-Нексиканский (4.3.7Au), Дорожненский (4.3.8Au), Чай-Юрьинский (4.3.9Au).

Большая часть коренных месторождений (проявлений) золота, так же, как и в Среднекано-Штурмовском районе относятся к золотоносной кварцевой формации, к жильному и «дайковому» структурно-морфологическим типам. В меньшей мере распространены проявления золото-редкометалльной формации, связанные с небольшими штоками гранитоидов (Озерный, Сылгытар). В дайках встречается золото-антимонитовая минерализация (Стахановец(II-4-65), сопряженная с золотоносной кварцевой формацией.

В Берелехском районе известно три коренных месторождения с балансовыми запасами золота кварцевожильного типа: Светлое (II-4-136), Мальдяк (II-5-52), Холодное (II-4-152). Запасы золота (с данными о добыче) этих объектов на 01.01.2015 г. по кат. С<sub>1</sub>: Светлое – 287 кг (добыто 6,2 т), Мальдяк – 153 кг (добыто 845,3 кг); по кат. С<sub>2</sub>: Светлое – 243 кг, Мальдяк – 37 кг, Холодное – 62 кг (добыто 160 кг). Кроме того, в небольшом количестве золото добывалось и из других месторождений: Контрандьянского (II-4-14), Стахановец (II-4-65), Евгар (II-4-81), Холодный (II-4-152), Левая Табога (II-5-33). В разные годы учитывалось государственным балансом месторождения Контрандьянское, Стахановец, Верх. Власыч. Небольшие запасы разведаны, но не учтены в Госбалансе на месторождении Перевальное (I-4-11) Солоколох-Буркандинского узла по кат. С<sub>2</sub> – 211,8 кг. Общая добыча из коренных месторождений района составила – 4,6 т. В последнее время в пределах рудного поля месторождения Стахановец выявлен ряд пологозалегающих даек березитизированных диорит-порфириров, золотоносность которых оценивается в настоящее время.

Прогнозные ресурсы коренного золота высоких категорий апробированы ЦНИГРИ для Правоберелёхского ( $P_1 - 4$  т,  $P_2 - 43$  т), Мальдякского ( $P_2 - 29$  т) Табогинского ( $P_1 - 2$  т,  $P_2 - 17$  т) и Светлинско-Некиканского ( $P_1 - 3$  т) золоторудно-россыпных узлов. Для Чай-Юрьинского золоторудно-россыпного узла ЦНИГРИ апробированы прогнозные ресурсы коренного золота кат  $P_3$  в количестве 100 т. По Солоколох-Буркандинскому золоторудно-россыпному узлу прогнозные ресурсы коренного золота кат.  $P_3$  в количестве 64 т были апробированы ЦНИГРИ в составе Буркандинской перспективной площади (Ермоленко и др., 2016б).

Запасы россыпного золота Берелехского района по данным Магбаланса: кат.  $C_1 - 63,99$  т; кат.  $C_2 - 7,68$  т; забалансовые – 5,24 т. Прогнозные ресурсы россыпного золота кат.  $P_1 - 39,56$  т; кат.  $P_2 - 4,78$  т; кат.  $P_3 - 2,43$  т.

Большая часть золота (941 т) в рассматриваемом районе добыта из россыпных месторождений, большинство из которых в значительной мере обработаны. В настоящее время добыча ведется преимущественно из остаточных блоков (недоработки в бортах и плотике), «техногенных» россыпей с низкими геолого-промышленными

*Рудные узлы вне рудных районов* представлены Кысылским золоторудно-россыпным узлом и Скалистым потенциальным золото-оловорудным узлом. Особенностью этих узлов является то, что их положение и рудоносность определяется в основном не тектоническими факторами, как в описанных рудно-россыпных районах Иньяли-Дебинской зоны, а магматическими – связью с массивами определенных плутонических и гипабиссальных комплексов. Однако традиционное для зоны оруденение золоторудной кварцевой формации и россыпи золота здесь также присутствуют.

Своеобразие Кысылского золоторудно-россыпного узла (4.0.1Au) в том, что наряду с промышленными россыпями золота (I–3–2) и проявлениями традиционных золоторудной кварцевой формации (I–3–3) и золото-сурьмяной (I–3–4) формаций, здесь обнаружено золото-редкометалльное (золото-полиметаллическое) рудопроявление Наледное (I–3–5), связанное с одноименным штоком позднемелового биликанского комплекса. На рудопроявлении разведаны запасы золота по кат.  $C_2 - 520$  кг, утвержденные ЦНИГРИ прогнозные ресурсы коренного золота узла кат.  $P_1 - 4$  т, кат.  $P_2 - 47$  т (Протокол № 14 от 11.11.2014 г.). Запасы россыпного золота по кат.  $C_2 - 400$  кг, прогнозные ресурсы россыпного золота по кат.  $P_1 - 390$  кг, по кат.  $P_3 - 780$  кг.

Скалистый потенциальный золото-оловорудный узел (4.0.2Sn,Au) контролируется гранитным массивом Серый Голец позднеюрского колымского комплекса. Ранее узел прогнозировался только как оловорудный с авторскими прогнозными ресурсами по олову кат  $P_3 - 367,5$  т. В 2015 г в пределах узла во ВСЕГЕИ были апробированы прогнозные ресурсы золота по кат.  $P_3 - 80$  т (Паспорт № 3160994 [Ермоленко и др., 2016а]).

Общая сумма утвержденных прогнозных ресурсов рудного золота для Иньяли-Дебинской зоны в пределах листа Р–55 по сумме категорий  $P_1 + P_2 + P_3$  составляет 905 т коренного и 141,7 т россыпного золота. Кроме того, различными авторами по ряду рудных зон и узлов оценены прогнозные ресурсы золота коренного 823 т и россыпного 130 т, тех же категорий, серебра – 690 т, сурьмы – 43 тыс. т, молибдена – 49 тыс. т, олова – 15 тыс. т, вольфрама –

10 тыс. т, свинца –94 тыс. т. Неутвержденные авторские прогнозные ресурсы россыпного золота в основном относятся к техногенным россыпям.

Аян-Юряхская золоторудно-россыпная минерагеническая зона (5Au/J<sub>3</sub>:Q) выделена на Металлогенической карте в работе [Гельман и др. 1986]. Находится в центральной части территории. На северо-западе замыкается в междуречье Нера-Делянкир, на юго-востоке выходит за южную рамку листа. Расположенный на листе фрагмент зоны представляет собой самую продуктивную на коренное золото часть Главного золотоносного пояса Колымы.

Главный фактор, определяющий положение и границы зоны – тектонический. Основная рудоносная структура зоны – Аян-Юряхский аллохтонный блок Вилигинского террейна. Северо-западное замыкание зоны определяется фронтальным надвигом Аян-Юряхского аллохтонного блока в автохтоне которого размещается самый северный рудно-россыпной узел зоны (Левобургагаский). Северо-восточная граница проходит вдоль крупного левого взбросо-сдвига – Чай-Юрьинского разлома, контролирующего размещение колисно примыкающих к нему трех (из четырех) золоторудно-россыпных районов Аян-Юряхской зоны. Юго-западная граница проводится по крупному Нерючинскому сдвигу, который, однако, не является рудоконтролирующим. По сравнению с Иньяли-Дебинской зоной, Аян-Юряхская характеризуется меньшим количеством выходов на дневную поверхность крупных plutонов, но при этом по геофизическим данным значительно чаще отмечаются нескрытые интрузивы.

В Аян-Юряхской зоне присутствуют уникальные, крупные, средние и мелкие коренные месторождения и рудопроявления золота золоторудной кварцевой формации. С рудными месторождениями и проявлениями связаны россыпи золота. Проявления золото-редкометалльной формации на настоящий момент промышленного интереса не представляют.

В пределах минерагенической зоны выделены четыре рудно-россыпных района и три рудно-россыпных узла вне районов. Один рудно-россыпной район Тенькинский, являющийся самым продуктивным на Северо-Востоке России на коренное золото, приурочен к юго-западной границе зоны, остальные, менее значимые: Олбот-Бастахский, Иерогыл-Ухомытский и Детринский рудно-россыпные районы кулисообразно примыкают к шовной зоне Чай-Юрьинского разлома. Характерной чертой рудных районов Аян-Юряхской зоны является линейно-узловое распределения рудной и россыпной золотоносности. Узлы образуют цепочки, объединяющиеся в линейные рудно-россыпные районы. Площади между рудными районами практически не содержат золоторудных проявлений. Следует отметить, что Тенькинский рудно-россыпной район по сравнению с другими одноранговыми таксонами Аян-Юряхской минерагенической зоны имеет максимальный стратиграфический уровень эрозионного среза.

*Тенькинский золоторудно-россыпной район (5.3Au)* приурочен к одноименной тектонической зоне (Тенькинский разлом). Он носит узловый прерывистый характер из-за проникающих языков Куйдусуно-Бутугычагской металлогенической зоны, формирование которой связано с деятельностью Охотско-Чукотского (К<sub>1</sub>–2) вулканоплутонического пояса. Сплошность Тенькинской зоны была нарушена более поздними (позднемиоценовыми) и более

высокотемпературными процессами, связанными с рудно-магматическими системами перивулканической зоны Охотско-Чукотского пояса. Вместе с тем, в некоторых случаях, эти процессы играли конструктивную облагораживающую роль для золоторудных месторождений – укрупнение агрегатов самородного золота за счет термального воздействия пострудных гранитных массивов, как это имело место на месторождении Игуменовское (IV–5–29).

Тектонический фактор является главным, определяющим уникально высокую золотоносность Тенькинского района. Район отчетливо приурочен к зоне крупного надвига – Тенькинскому разлому. Во фронтальной части надвига образовалась крупная рамповая антиклиналь (Тенькинская антиклиналь), являющаяся главной структурной ловушкой крупных жильно-штоковерковых зон золото-кварцевого оруденения. Свод складки сложен компетентными породами атканской и омчакской свит, благоприятных для формирования протяженных рудовмещающих систем трещиноватости. В тыловой части надвига присутствуют листрические сбросы, ограничивающие золотоносные кварцево-жильные зоны с северо-востока.

Дополнительными факторами, обуславливающими локализацию золота в Тенькинском рудно-россыпном районе, являются:

- литолого-стратиграфический – наличие туфогенно-осадочных толщ с признаками синхронного вулканизма (атканская, омчакская свиты) и подстилающих их мощных черносланцевых высокоуглеродистых толщ (пионерская и родионовская свиты), являющихся рудовмещающей для золото-сульфидной минерализации рассеянного колчеданного типа и рудоматеринскими для золото-кварцевого оруденения;

- метаморфический – зеленосланцевый, контактовый и дислокационный метаморфизм черносланцевых отложений, рудогенерирующий для золото-кварцевого оруденения [Михалицына, 2011];

- метасоматический – зональные метасоматические изменения в пределах рудных полей и месторождений (от центра к периферии): 1) интенсивные серицит-кварцевые преобразования, сопровождаемые обильной вкрапленностью игольчатого и ромбического арсенопирита, гнездами, прожилками и просечками тонкозернистого пирита; 2) широко развитая зона альбит-анкерит-кварцевых изменений; 3) развитие на флангах зон кальцитизации [Стружков и др., 2006 ф; Михалицына, 2011];

- геофизический – блоки повышенной плотности при наличии между ними отрицательных гравитационных аномалий, фиксирующих нескрытые гранитоидные массивы; локальные аномалии РАЭ уран-калиевой специализации.

Факторы контролирующее размещение золотороссыпных месторождений те же, что и для изложенных ранее рудно-россыпных районов Иньяли-дебинской зоны. Вместе с тем, в Тенькинском районе связь с коренными источниками более отчетливая, чем в других районах. На отрезках, между золоторудными узлами практически полностью отсутствуют проявления и коренной и россыпной золотоносности.

В составе Тенькинского района выделено 4 золоторудно-россыпных узла (с северо-запада на юго-восток): Арга-Юрях-Дегдеканский (5.3.1Au), Омчакский (5.3.2Au), Пионерский (5.3.3Au), Омчугский (5.3.4Au).

Коренные месторождения золота относятся к золоторудной кварцевой формации, к жильному (Игуменовское месторождение (IV–5–29), прожилково-жильному, часто переходящему в прожилково-вкрапленный, образующий мощные линейные штокверки (Наталка (IV–4–13), Павлик (IV–4–23), Дегдекан (IV–4–2), Родионовское (V–5–7) месторождения.

В Тенькинском рудно-россыпном районе Государственным балансом на 01.01.2015 г. учтено 6 месторождений с балансовыми запасами коренного золота: Наталка ( $C_1 - 1260,1$  т;  $C_2 - 250,4$  т) и Павлик ( $C_1 - 52,2$  т;  $C_2 - 101,7$  т) Омчакского узла, Игуменовское ( $C_2 - 1038$  кг) и Родионовское ( $C_1 - 189$  кг;  $C_2 - 202$  кг) Пионерского узла, Боец (Токичанское) ( $C_1 - 296$  кг;  $C_2 - 369$  кг) и Дегдеканское ( $C_1 - 285$  кг) Арга-Юрях-Дегдеканского узла. В Омчакском узле разведано также Омчакское забалансовое месторождение (16,7 т). Балансовые запасы серебра Омчакского узла по кат.  $C_2 - 462,2$ т; забалансовые – 34,0 т.

В трех из четырех узлов Тенькинского района имеются апробированные прогнозные ресурсы рудного золота и только высоких категорий. Омчугский потенциальный узел прогнозируется по авторским прогнозным оценкам, на основании наличия в его пределах большого количества россыпей золота и многочисленных коренных проявлений золота. Распределение апробированных ЦНИГИ прогнозных ресурсов коренного золота по рудно-россыпным узлам следующее. Арга-Юрях-Дегдеканский узел:  $P_1 - 16$  т,  $P_2 - 159$  т; Пионерский узел:  $P_1 - 18$  т,  $P_2 - 58$  т. Прогнозные ресурсы рудного поля месторождения Павлик Омчакского узла по кат.  $P_1 - 62,13$  т оценены и приняты горнодобывающей компанией ОАО «ЗРК Павлик».

Запасы россыпного золота Тенькинского района по данным Магбаланса: кат.  $C_1 - 3,09$  т; кат.  $C_2 - 0,37$  т. Прогнозные ресурсы россыпного золота кат.  $P_1 - 11,15$  т; кат.  $P_2 - 2,90$  т; кат.  $P_3 - 1,80$  т.

Из коренных месторождений района за 75 лет добыто (в основном из месторождения Наталка) всего 111 т металла. По состоянию на начало 2016 г. добыча золота из коренных объектов осуществляется только на месторождении Павлик (1 т в 2015 г.). Количество добытого в Тенькинском районе из коренных месторождений золота составляет немногим более 5 % апробированного по высоким категориям минерагенического потенциала его территории (запасы и прогнозные ресурсы кат  $P_1$  и  $P_2$ ). Удельная продуктивность на коренное золото одного только Омчакского рудно-россыпного узла более 4 т на 1 км<sup>2</sup>. Такие соотношения добычи и подсчитанного в недрах количества золота свидетельствует о высокой степени риска при освоении большеобъемных месторождений золота в черносланцевых толщах.

Из россыпных месторождений в пределах района добыто 274 т золота. Ресурс россыпного золота практически исчерпан. Добыча в небольших объемах ведется за счет перемыва целиков и извлечения тонкого золота из «техногенных» россыпей, балансовые запасы которого кат  $C_1$  в Омчакском узле составляют 4,93 т, забалансовые – 2,06 т.

*Олбот-Бастахский золоторудно-россыпной район (5.1Au)* находится на севере зоны, примыкая под углом 20–30° к Чай-Юрьинскому разлому.

При общем генеральном северо-западном направлении тектонических сдвиговых нарушений в блоке фиксируются сопряженные с ними надвиги,

разворот складок в меридиональном направлении. Также как и в Тенькинском районе, основным фактором, определяющим его золотоносность является тектонический. Главную рудоконтролирующую роль здесь играет крупный Чай-Юрьинский взбросо-сдвиг и оперяющие его разломы. Участки пересечения этими разломами тектонических пластин Аян-Юряхского аллохтона определяют положение рудно-россыпных узлов. Однако в рассматриваемом районе отсутствуют рамповые складки, подобные Тенькинской антиклинали, поэтому уровень золотоносности здесь значительно более низкий по сравнению с Тенькинским районом. Дополнительным положительным фактором рудоконтроля служит повышенная мощность и ритмичное строение атканской свиты: четыре потоково-оползневых цикла со сменой диамиктитовых горизонтов тонкогоризонтальнослоистыми породами, создающими экранный эффект. Остальные факторы (литолого-стратиграфический, метаморфический, метасоматический) близки таковым Тенькинского района.

В его составе выделено 3 золоторудно-россыпных узла (с северо-запада на юго-восток): Бастахский (5.1.1Au), Хатыннах-Олботский (5.1.2Au), Имегинский (5.1.3.Au).

Рудопроявления относятся к золоторудной кварцевой формации, к прожилково-жилльному (рудопроявление Петух (II–3–24) и «дайковому» (рудопроявления Становое (II–3–23), Водораздельное (III–5–17), Верхнее (II–3–26) морфологическим типам.

В Олбот-Бастахском рудно-россыпном районе промышленных месторождения рудного золота не выявлено, но в пределах Хатыннах-Олботского рудно-россыпного узла (5.1.1Au) имеются апробированные ЦНИГРИ (Протокол № 6 от 21.06.2012 г.) прогнозные ресурсы рудного золота кат. P<sub>1</sub>(15 т) и кат. P<sub>2</sub> (37 т), отвечающие в сумме крупному месторождению.

Малый уровень эрозионного среза в Бастахском узле (5.1.1Au) привел только к формированию россыпных месторождений золота и незначительной золоторудной минерализации. Запасы россыпного золота Олбот-Бастахского района по данным Магбаланса: кат. C<sub>1</sub> – 5,38 т. Прогнозные ресурсы россыпного золота кат. P<sub>1</sub> – 8,28 т; кат. P<sub>2</sub> – 1,21 т; кат. P<sub>3</sub> – 0,13 т.

Основная часть золота (37,6 т) в рассматриваемом районе добыта из россыпных месторождений, большинство из которых в значительной мере обработаны. В настоящее время добыча ведется преимущественно из остаточных (недоработки в бортах и плотике) «техногенных» россыпей с низкими геолого-промышленными характеристиками. Старательским способом добывалось золото из рудопроявления Верхнее: добыто несколько десятков килограмм

В Имегинском рудно-россыпном узле (5.1.3Au) присутствуют оловянные и вольфрамовые рудопроявления (II–4–148, III–4–1), связанные с Имегинским массивом (штоком) позднемелового уза-инского комплекса.

*Иерогыл-Ухомытский рудно-россыпной район (5.2Au)* находится в центральной части Аян-Юряхской минерагенической зоны, занимая диагональное положение между Чай-Юрьинской и Тенькинской зонами глубинных разломов. Трассируется мелкими штоками басугуньинского комплекса и дайками среднего и кислого составов. Район в большей мере следует рассматривать, как потенциальный.

Факторы контроля оруденения в пределах района сходны с таковыми для Олбот–Бастахского района. Отличие в том, что здесь в качестве компетентной среды для золото-кварцевого оруденения часто выступают штоки, небольшие массивы, в меньшей степени дайки гранитоидов басугуньинского комплекса. Известные на территории района, содержащие оруденение штоки Хугланнах и массив Таяхта являются структурообразующими для потенциальных рудно-россыпных узлов. Соответствующую роль для выявления таких узлов играет и геофизический фактор – локальные отрицательных гравитационные аномалии, фиксирующие гранитоидные массивы и локальные аномалии РАЭ уран-калиевой специализации. Роль тектонического фактора аналогична таковой в Олбот-Бастахском районе.

В составе района выделено 2 золоторудно-россыпных узла: Усть-Ухомытский (5.2.3Au) и Ким-Тюбеляхский (5.2.4Au) и 2 потенциальных золоторудно-россыпных узла – Азиальский (5.2.1Au) и Таяхтахский (5.2.2Au).

Рудопроявления относятся к золото-кварцевой формации, к типу прожилково-жилных зон, локализованных в штоках и дайкоподобных телах баугуньинского комплекса и их экзоконтактах. Коренных промышленных месторождений золота пока нет, но выявленные в пределах Азиальского потенциального золоторудно-россыпного узла рудопроявление Хугланнах (III–4–26), локализованное в одноименном штоке, по которому ЦНИГРИ апробированы прогнозные ресурсы золота кат. P<sub>2</sub> в количестве 64 т, соответствуют среднему месторождению и свидетельствует о возможности выявления золоторудных объектов в других штоках и их экзоконтактах. Апробированные ЦНИГРИ прогнозные ресурсы коренного золота Таяхтахского потенциального золоторудно-россыпного узла по кат. P<sub>2</sub>–41,2 т, по кат P<sub>3</sub>–174,8 т. Прогнозные ресурсы узла по кат.P<sub>3</sub> апробированы во ВСЕГЕИ в количестве 216 т (Паспорт № 3100295).

Из небольших россыпей золота в пределах района добыто чуть больше 3 т. В настоящее время добыча ведется из мелких разрозненных россыпей.

Запасы россыпного золота Иeproгыл-Ухомытского района по данным Магбаланса: кат. C<sub>1</sub> – 1,60 т. Прогнозные ресурсы россыпного золота кат. P<sub>1</sub> – 4,08 т; кат. P<sub>2</sub> – 2,39 т; кат. P<sub>3</sub> – 3,60 т.

«Детринский рудно-россыпной район (5.4Au) находится в юго-восточной части Аян-Юряхской металлогенической зоны, выходя за пределы листа.

Данный район «зажат» между гранитоидными плутонами Главного Колымского плутонического пояса позднеюрского возраста и позднемеловыми гранитоидами Приохотского плутонического пояса.

Факторы контроля золотого оруденения те же, что и в Иерогыл-Ухомытском районе. Также присутствует такой важный фактор как размещение месторождений в позднеюрских гранитоидных штоках. В частности, в Бургагынском штоке размещается месторождение Школьное (IV–5–23). Роль тектонического фактора аналогична таковой в Олбот-Бастахском районе. То есть факторы контроля сохраняются, но при этом масштаб геологических процессов, приводящих к формированию крупных месторождений, заметно снижается.

Факторы контролирующие размещение золотороссыпных месторождений те же, что и для охарактеризованных выше рудно-россыпных районов, но

наличие коренных источников в гранитоидных штоках, дают возможность ожидать россыпи непосредственно в этих телах.

На территории Детринского района в пределах листа выделено два золоторудно-россыпных узла Дусканьинский серебро-золоторудно-россыпной (5.4.1Au,Ag) и Детринский золоторудно-россыпной (5.4.2Au). На месторождении Школьное Дусканьинского узла по данным Госбаланса остаточные запасы коренного золота составляют по кат.  $C_1$  – 471 кг, по кат.  $C_2$  – 655 кг; остаточные запасы серебра по кат.  $C_1$  – 200 кг, по кат.  $C_2$  – 600 кг. В этом же узле имеются прогнозные ресурсы коренного золота, апробированные ЦНИГРИ по кат.  $P_1$  – 3 т, апробированные ВСЕГЕИ по кат.  $P_3$  – 175 т.

Запасы россыпного золота Детринского района по данным Магбаланса: кат.  $C_1$  – 0,40 т; кат.  $C_2$  – 0,44 т; забалансовые – 0,14 т. Прогнозные ресурсы россыпного золота кат.  $P_1$  – 5,30 т; кат.  $P_2$  – 5,04 т; кат.  $P_3$  – 2,00 т.

Из коренных месторождений района добыто 11,1 т золота (все из месторождения Школьное, полностью отработанного). Чуть больше золота в рассматриваемом районе добыто из россыпных месторождений (15,1 т), большинство из которых отработаны. В настоящее время добыча ведется преимущественно из остаточных (недоработки в бортах и плотике) «техногенных» россыпей с низкими геолого-промышленными характеристиками и частично из целиковых россыпей.

Из узлов расположенных *вне рудно-россыпных районов Аян-Юряхской зоны* наибольший интерес представляет Хакчансий золоторудно-россыпной узел (5.0.2Au), расположенный практически на стыке структур Аян-Юряхского аллохтонного блока Вилигинского террейна со структурами Кулар-Нерского террейна в «амагматичном» районе. В локализации оруденения главную роль играют те же факторы, что и в соседнем Олбот-Бастахском рудно-россыпном районе. Вместе с тем, обнаруживается четкая приуроченность узла к Эмтыгейской антиклинали, которая, возможно, является рамповой антиклиналью базального надвига Аян-Юряхского аллохтона, что сближает узел с узлами Тенькинской зоны. Не случайно, выявленное в пределах узла Верхне-Хакчанское месторождение (II–3–5), обладает большим сходством с золоторудным месторождением Наталка, хотя уровень его эрозийного стратиграфического среза гораздо меньше. Апробированные ЦНИГИ (Протокол № 6 от 21.06.2012 г.) прогнозные ресурсы коренного золота в пределах узла составляют: по кат.  $P_1$ –135 т, по кат.  $P_2$  – 25 т.

Лево-Бургагский золоторудно-россыпной узел (5.0.1Au) размещается в автохтоне Аян-Юряхского аллохтонного блока среди отложений нижнего триаса. Удаленность узла от главных рудоконтролирующих факторов Аян-Юряхской минерагенической зоны, определяет низкий уровень его золотосодержания. В пределах узла известны россыпи золота (запасы  $C_1$ –630 кг) и одно рудопроявление золота Моряк (I–2–5). Суммарные апробированные прогнозные ресурсы россыпного золота в пределах узла – 430 кг.

Потениканский потенциальный золоторудно-россыпной узел (5.0.3Au) локализуется в зоне базального надвига северо-западного окончания Аян-Юряхского аллохтонного блока на замыкании Потеканской брахиантиклинали в отложениях верхней перми и нижнего триаса. В пределах узла имеются небольшие промышленные россыпи золота, многочисленные аномальные



потоки и пункты минерализации золота (на карте не показаны). Благоприятные прогнозно-поисковые факторы позволили выделить перспективный золоторудный узел с апробированными ВСЕГЕИ прогнозными ресурсами кат. P<sub>3</sub> – 90 т (Паспорт № 3100114).

Паукский потенциальный золоторудный узел (5.0.3Au) в отличие от остальных узлов Аян-Юряхской зоны связан не с разломной тектоникой, а с интрузивно-купольной структурой в центральной части которой обнажается небольшой гранитоидный массив Паук, отнесенный к позднеюрскому басугуньинскому комплексу. В пределах узла также широко распространены дайки среднего и кислого состава. Проявления золоторудных кварцевых жил установлены в основном в обрамлении массива Паук среди ороговикованных алевролитов триаса (V–5–29, 45). Оруденение присутствует также в эндоконтакте массива (V–5–27). В жиле № 1 рудопроявления Паук (V–5–29) были вскрыты бонанцы с самородным золотом, содержание металла в которых достигало 10 кг/т. Апробированные прогнозные ресурсы золота для узла в целом по кат. P<sub>3</sub> – 30 т.

Общая сумма апробированных прогнозных ресурсов коренного золота для Аян-Юряхской зоны в пределах листа P–55 по сумме категорий P<sub>1</sub>+P<sub>2</sub>+P<sub>3</sub> составляет 1205 т коренного и 50,4 т россыпного золота. Кроме того, различными авторами по ряду рудных зон и узлов оценены прогнозные ресурсы золота коренного 1549 т и россыпного 27 т. Неутвержденные авторские прогнозные ресурсы россыпного золота в основном относятся к «техногенным» россыпям.

Тарыно-Тас-Кыстабытская цинк-свинец-олово-сереброрудная минерагеническая зона (6Ag,Sn,Pb,Zn/J<sub>3</sub>) с таким названием и такими границами выделяется впервые. Представляет собой северный фрагмент Тас-Кыстабытской зоны, выделенной В. Т. Матвеевко [1960]. Полученные новые данные о позднеюрском возрасте рудоносных как Тас-Кыстабытского гранитоидного массива, так и Тарынского субвулканического массива, позволили сохранить эти элементы в единой зоне олово-серебряного профиля. Однако в процессе подготовки листа было установлено, что так называемая Тас-Кыстабытская магматическая зона с юга (сразу южнее Харанского гранитного массива) «обрезается» пднемеловыми магматическими зонами Приохотского плутонического пояса. Таким образом, Тас-Кыстабытскую магматическую зону и выделяющуюся ранее одноименную металлогеническую зону, нельзя считать перечисленными структурами активизационного типа, связанными с Охотско-Чукотским или Удско-Мургалским вулканогенными поясами, как это принималось на предшествующих металлогенических картах [Гельман и др., 1986]. Зона рассматривается как элемент позднеюрской минерагении, связанный с вулканизмом Уяндино-Ясачненского пояса и с надсубдукционным магматизмом Главного Колымского плутонического пояса.

*Тарынский свинец-цинк-олово-сереброрудный район (6.1Ag,Sn,Pb,Zn)* контролируется Сарычевской вулcano-тектонической структурой, в центре которой находится позднеюрский Тарынский субвулканический массив. На территории листа P-55 находится восточная и южная части рудного района. Специализация района определяется месторождениями и многочисленными рудопроявлениями олово-серебро-полиметаллической и оловорудной сили-

катно-сульфидной формаций. В размещении месторождений и рудопроявлений наблюдается определенная зональность. Существенно оловянное оруденение локализуется в виде рудных узлов, связанных с крупными телами гранитоидов тас-кыстабытского комплекса (массивы Одонкан, Чингикан). Серебряное оруденение тяготеет к дацитам Тарынского субвулканического массива и к наиболее приближенным к нему небольшим массивам гранитоидов позднеюрского тас-кыстабытского комплекса (массивы Труд, Капризный).

Основными факторами, контролирующими серебряное и олово-серебряное оруденение Тарынского рудного района являются следующие:

- региональный тектонический – узел пересечения крупных блокоразделяющих разломов (Нильгысыгский, Тенькинский, Адыча-Тарынский), определивший заложение Сарычевской вулкано-тектонической структуры;

- магматический – крупный субвулканический массив позднеюрского возраста (улахан-чистайская вулканическая группа), являющегося рудоматеринским и рудогенерирующим для оруденения олово-серебро-полиметаллической формации;

- структурно-магматический – магматогенно-купольные поднятия с ядрами гранитоидов позднеюрского тас-кыстабытского комплекса, локализуящими сереборудные узлы;

- структурный – субширотные фрагменты кольцевых разломов, определяющих положение рудных полей.

В составе района выделено 5 рудных узлов, в том числе 4 потенциальных. Три узла существенно серебряные – Верхне-Тарынский (6.1.2Ag,Sn), Ейеминский потенциальный (6.1.3Ag,Sn), Одонканский потенциальный (6.1.5Ag,Sn). Два существенно оловянных – Арга-Салинский потенциальный (6.1.1Sn,Ag), Чингаканский потенциальный (6.1.4Sn).

Наиболее значимым в настоящее время является Верхне-Тарынский рудный узел. На входящий в узел месторождении Купольное подсчитаны запасы серебра по кат. С<sub>2</sub> – 854 т. Апробированные ВСЕГЕИ прогнозные ресурсы узла по серебру по кат. Р<sub>3</sub> составляют 8400 т (Паспорт № 5600059). Кроме того, по материалам детальных поисковых работ узел оценивался авторами следующим образом: серебро по кат. Р<sub>1</sub> – 1420 т, по кат. Р<sub>2</sub> – 10560 т, по кат. Р<sub>3</sub> за вычетом апробированных ресурсов – 3870 т. Во всех остальных потенциальных рудных узлах района прогнозные ресурсы олова и серебра оценивались только в авторском варианте. Сводные авторские оценки Тарынского узла: кат. Р<sub>1</sub> – 1420 серебра; кат. Р<sub>2</sub> – 30960 т серебра; кат. Р<sub>3</sub> – 3870 т серебра, 71,5 тыс. т олова.

*Тас-Кыстабытский цинк-свинец-серебро-оловорудный рудный район* (6.2Sn,Ag,Pb,Zn) контролируется позднеюрскими плутонами тас-кыстабытского плутонического комплекса, самым крупным из которых является петротипический Тас-Кыстабытский гранитоидный массив. Массивы являются рудоматеринскими и рудогенерирующими для оруденения оловрудной кварцево-грейзеновой и оловорудной силикатно-сульфидной формаций. Дополнительные факторы контроля оловянного оруденения:

- региональный тектонический – приуроченность к крупному плутоно-тектоническому поднятию;

- локальный магматический – приуроченность к участкам развития лейкократовых гранитов тас-кыстабытского комплекса;
- геофизический – отрицательные аномалии поля силы тяжести, определяющие надэнтрузивные области невоскрытых гранитоидных массивов.

Два из трех выделенных рудных узлов локализуется непосредственно вблизи Тас-Кыстабытского гранитного массива: Кюрбеляхский оловорудный (6.2.2Sn) и Мандыченский серебро-оловорудный (6.2.3Sn,Ag). Самый северный Куранахский рудный узел (6.2.1Sn) локализуется в надэнтрузивной зоне невоскрытого массива, что отчетливо устанавливается по отрицательной аномалии поля силы тяжести.

Выходы оловорудных тел являются источником небольших россыпей касситерита (II–2–3, 10, 22).

Специализация района определяется многочисленными месторождениями и рудопроявлениями оловорудной силикатно-сульфидной, оловорудной кварцево-герейзеновой формаций. В Мандыченском рудном узле присутствует оруденение олово-серебро-полиметаллической, свинцово-цинковой жильной формаций и урановой березитовой формации. Месторождения и рудопроявления локализуются в эндо и экзо контактах Тас-Кыстабытского массива. Более всего месторождений и рудопроявлений олова в восточной части массива (Кюрбеляхский рудный узел). Наиболее продуктивной в отношении олова является завершающая фаза лейкократовых гранитов.

В Кюрбеляхском оловорудном узле на месторождении Кюрбелях (жила Озерная) (II–2–8) по данным Госбаланса на 01.01.1015 числится 2929 т забалансовых запасов олова со средним содержанием 0,87 %. В этом же узле сосредоточены наиболее значимые апробированные прогнозные ресурсы олова: кат. P<sub>1</sub> – 4,7 тыс. т, кат. P<sub>2</sub> – 21,8 тыс. т. В месторождениях Мандыченского узла подсчитаны запасы по кат. C<sub>2</sub> свинца и цинка, соответственно – 5,21 и 2,87 тыс. т. Апробированные прогнозные ресурсы Мандыченского узла составляют: кат. P<sub>2</sub> – 3,9 тыс. т олова; кат. P<sub>3</sub> – 5000 т серебра [Усачев и др., 2007 ф].

Общая оценка апробированных прогнозных ресурсов Тас-Кыстабытского рудного района составляет: кат. P<sub>1</sub> – 4,7 тыс. т олова; кат. P<sub>2</sub> – 25,7 тыс. т олова; кат. P<sub>3</sub> – У

Адычанская вольфрам-олово-золоторудная минерагеническая зона (7Au,Sn,W/J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) выходит небольшим фрагментом с территории соседнего листа Р-54, где она и была выделена [Казакова и др., 2013]. На листе Р-55 зона выклинивается на расстоянии 25 км к востоку от западной рамки. Выклинивание происходит при утыкании структур зоны в крупный Нилгысыкский разлом. Рудоносность зоны определяется широким развитием в ее пределах верхнетриасовых золотоматеринских углеродистых толщ (оймяконская и томторская свиты) и присутствие небольших тел позднемезозойских гранитоидов (леводжолокагский комплекс). Однако в небольшом фрагменте зоны на рассматриваемой территории присутствуют в основном ниже-среднеюрские отложения, а гранитоиды леводжолокагского комплекса полностью отсутствуют. Рудопроявлений и пунктов минерализации профилирующих металлов зоны не установлено. В связи с этим, оснований для прогнозирования

новых рудных объектов на листе Р-55 в границах Адычанской зоны не имеется.

Сунтарская цинк-свинец-олово-сереброрудная минерагеническая зона (8Ag,Sn,Pb,Zn/K) выделена на листе Р-54 [Казакова и др., 2013]. На территории листа Р-55 переходит широкой полосой с соседней с запада территории листа Р-54 и быстро выклинивается. По данным А. П. Кропачева (2010 г.), контроль практически всей рудной минерализации в Сунтарской зоне определяется размещением мелового гранитоидного магматизма, с которым она генетически или парагенетически связана. На рассматриваемой территории в пределах зоны обнажается позднемеловой Юсь-Кюельский гранитный массив нютско-куйдусунского плутонического ряда комплексов. С массивом ассоциируют пункты минерализации серебра и одно проявление серебра (П-1-13) жильной свинцово-цинковой формации. В связи с отсутствием в пределах зоны на территории листа значимого оруденения, оснований для прогноза новых рудных объектов не имеется.

Эльгенья-Бахапчинский вольфрам-золоторудно-россыпной район вне минерагенической зоны (0.1Au,W/I<sub>3</sub>) как самостоятельный объект районирования выделяется впервые. В тектоническом отношении представляет собой фрагмент Вилигинского террейна, перекрытый с севера Сусуманским аллохтоном по Левоколымскому надвигу. Характеризуется наличием крупных гранитоидных батолитов позднеюрского возраста (колымского и сибердыкского комплексов), а также небольшие штоки Басугуньинского комплекса. На северо-востоке района находятся два массива позднемелового уза-инского гранитного комплекса. Аналогично соседней Аян-Юряхской минерагенической зоне, здесь также доминируют золоторудные месторождения и рудопроявления, но, наряду с золото-кварцевыми, весьма существенную роль играют объекты золото-редкометалльной формации. По-видимому, элементами рудно-формационного ряда с золото-редкометалльным оруденением, являются месторождения и рудопроявления вольфрама (вольфрамит-кварцевая грейзеновой формации), молибдена (молибденовая грейзеновая формация), висмута, олова. На смежной территории (лист Р-56) в пределах Эльгенья-Бахапчинского района с гранитоидами сибердыкского комплекса связано Бахапчинское вольфрамовое месторождение вольфрамит-кварцевой грейзеновой формации, а со штоками басугуньинского комплекса – золото-редкометалльное оруденение [Кузнецов и др., 2008].

Факторы, контролирующими рудоносность Эльгенья-Бахапчинского района:

- тектонический: а) – зона влияния крупного рудоконтролирующего Чай-Юрьинского разлома (взбросо-сдвига); б) – территория рудного района находится в автохтоне Сусуманского аллохтонного блока непосредственно в зоне крупного Левоколымского надвига, являющегося структурой экранирования рудоносных растворов;

- магматический: а) – небольшие штоки и массивы гранитоидов басугуньинского и уза-инского плутонических комплексов, являющихся рудоматеринским и рудогенерирующими для золото-редкометалльного оруденения (золото, вольфрам, висмут, серебро); б) – крупные массивы гранитоидов

сибердыкского комплекса рудоматеринского, рудогенерирующего и рудовмещающего для вольфрама, висмута,

- литолого-стратиграфический – широкое развитие верхненорийско-эртской бахапчинской свиты (хиникенская серия), вмещающей как компетентное тело золото-кварцевое оруденение;

- геофизический – обширные ареалы пониженного гравитационного поля, связанные с крупными магматогенными структурами, образованными плутонами гранитоидного состава;

В составе района выделено три золоторудно-россыпных узла – Сибик-Тызлахский (0.1.3 Au), Верхне-Эльгеньинский (0.1.4Au), Ветренский (0.1.5Au); один вольфрам-золоторудно-россыпной Чубукулахский узел (0.1.2Au,W) и один олово-золоторудный потенциальный Уаза-Инский узел (0.1.1Au,Sn).

На территории листа Р-55 в Эльгенья-Бахапчинском рудном районе находится разрабатываемое коренное Ветренское месторождение золота (4.6.31), расположенное в одноименном узле. Месторождение относится к золоторудной кварцевой формации, но наряду с золотом в рудах присутствует вольфрам. Все три золоторудно-россыпных узла наряду с проявлениями золоторудной кварцевой формации, характеризуются наличием небольших и средних по размеру промышленных россыпей золота, в настоящее время почти полностью отработанных. Небольшие россыпные месторождения золота имеются и в пределах Чубукулахского вольфрам-золоторудного узла. Часть россыпей затоплено Колымским водохранилищем.

Запасы россыпного золота Эльгенья-Бахапчинского района по данным Магбаланса: кат.  $C_1$  – 9,43 т; забалансовые – 0,02 т. Прогнозные ресурсы россыпного золота кат.  $P_1$  – 12,58 т; кат.  $P_2$  – 4,72 т; кат.  $P_3$  – 7,90 т.

*Уаза-Инский потенциальный олово-золоторудный узел (0.1.1Au,Sn)* выделяется впервые на основании полученных в последние годы геохимических данных, свидетельствующих и возможности открытия здесь крупного золоторудного объекта золото-редкометалльной формации [Пашкова, Крушевский., 2012 ф]. Узел локализован в границах всего Уаза-Инского позднемелового гранитного массива и его восточного роговикового ореола. Площадь узла 500 км<sup>2</sup>. Оценка узла произведена по удельной продуктивности рудных формаций в вулканоплутонических поясах и областях ТМА [Беневольский, 2002]. В связи со слабой изученностью золоторудных объектов, для расчета принята средняя для таких областей удельная продуктивность 500 кг/км<sup>2</sup> и введен поправочный коэффициент 0,3. По этим параметрам, прогнозные ресурсы коренного золота категории  $P_3$  составят 75 т. (прогнозные ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ, Паспорт № 3160752). Геохимические данные, на основании которых прогнозируется Уаза-Инский узел, свидетельствуют о наличии на соседней территории листа Р-56 новых перспективных площадей аналогичных Уаза-Инскому узлу, а также площадей с возможным золото-кварцевым и золото-сульфидным («черносланцевого типа») оруденением [Пашкова, Крушевский, 2012 ф].

Ветренский золоторудно-россыпной узел (0.1.5.Au) локализуется четко вдоль Чай-Юрьинского разлома. Ядро узла составляет Ветренское золоторудное месторождение, с остатками балансовых запасов золота 1,98 т по кат.

C<sub>1</sub> и 3,65 т по кат. С<sub>2</sub>. по состоянию на 01.01.2015 г. Утвержденные прогнозные ресурсы коренного золота кат. Р<sub>1</sub> – 16 т.

### **Охотско-Чукотский минерагенический пояс**

Минерагения Охотско-Чукотского пояса определяется магматизмом как собственно мелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, так и его перивулканической зоны. Перивулканическая зона на территории листа Р-55 выражена позднемеловыми плутонами и гипабисальными интрузиями Приохотского плутонического пояса. Кроме того, с Охотско-Чукотским минерагеническим поясом пространственно совпадают раннемеловые плутонические образования Удско-Мургальского вулканоплутонического пояса. Благодаря большому объему современных U-Pb SHRIMP определений возраста позднемезозойских магматических образований, полученных в последние годы, удалось на листе Р-55 довольно определенно нанести северо-восточную границу Охотско-Чукотского минерагенического пояса. Эта граница проводится по границам ареалов распространения позднеюрских и позднемеловых плутонов. Она имеет сложную извилистую конфигурацию и протягивается диагонально от рамки до рамки от р. Мандычен на северо-западе до верховий р. Детрин на юго-востоке. Многочисленные «заливы» Охотско-Чукотского минерагенического пояса вглубь Верхояно-Колымской минерагенической провинции обусловлены глубоким проникновением на северо-восток отдельных рудоносных магматических зон позднемелового возраста. В результате такого проникновения более древняя минерагения Верхояно-Колымской провинции частично или полностью уничтожается более поздними и более высокотемпературными процессами. Южная граница пояса в пределах листа отсутствует, так как она находится много южнее на границе с акваторией Охотского моря.

Выделенные в пределах Охотско-Чукотского минерагенического пояса описанные ниже минерагенические зоны, выявили четкую минерагеническую зональность пояса в рамках листа Р-55. Зоны пояса наиболее продвинутые вглубь материка характеризуются редкометальной преимущественно оловорудной специализацией. Центральные зоны пояса специализированы на близповерхностные вулканогенные месторождения золото-серебряной формации. Зоны, приближенные к краю материка характеризуются развитием молибден-медно-порфирового оруденения.

Куйдусуно-Бутугычагская золото-уран-серебро-оловорудная минерагеническая зона (9Sn,Ag,U,Au/K2) под таким названием и в представленных границах выделяется впервые. Является продолжением Куйдусунской минерагенической зоны, выделенной на соседнем листе Р-54. Профиль зоны на рассматриваемой территории несколько иной. В ведущие элементы зоны введен уран, месторождения и рудопроявления которого играют в ней существенную роль. Границы зоны определяются развитием позднемеловых вулканоструктур Куйдусунского прогиба (в западной части) и далее на юго-восток по ареалу распространения позднемеловых оловоносных гранитоидов неорчанской группы комплексов. Границы зоны уточнялись по гравиметрическим данным, позволяющим устанавливать не вскрытые тела гранитов. Ряд прояв-

лений, характерных для Куйдусуно-Бутугычагской зоны оказались внутри соседней более древней золоторудной Аян-Юряхской зоны. На основе геофизических данных были установлены скрытые «каналы», соединяющие эти проявления с основной зоной. Наложение позднемеловой высокотемпературной минерализации на золоторудную, по-видимому, привело к рассеянию золота в Тенькинском рудно-россыпном районе и к расчленению его на ряд изолированных узлов.

На фоне преобладающего оловорудного профиля зоны, выделяется два специфических потенциальных рудных района. Халканский с преобладающей ролью золото-серебряного оруденения и фрагмент Верхнеульбейского в котором профилирующей является ассоциация проявлений молибдена, меди и урана.

*Халканский потенциальный олово-золото-сереброрудный район* (9.1Ag,Au,Sn) определяется границами обширного почти сплошного поля ранне- позднемеловых вулканитов восточной части Куйдусунского прогиба. Судя по обширной отрицательной аномалии силы тяжести, здесь расположен глубокий ареал низкоплотных магматических пород кислого состава. В его пределах развиты верхнемеловые вулканиты преимущественно кислого состава (дюстачанская, нитканская свиты) и в небольшом объеме андезиты нижнего мела (авлинская свита). Минерагеническая специфика района выражается в сочетании золото-серебряной минерализации с оловорудной. Наличие андезитов, широкое развитие кислых вулканитов, в том числе субвулканических фаций, кольцевых вулканоструктур и вулcano-купольных поднятий, напряженная разрывная тектоника, метасоматические изменения вулканитов – все это благоприятные факторы для вулcanoгенного золото-серебряного оруденения. В границах района выделено два потенциальных рудных узла с профилирующим золото-серебряным оруденением: Охотикинский и Хейджанский.

Охотикинский потенциальный серебро-золоторудный узел (9.1.1Au,Ag) локализуется в блоке между разломами северо-западного простирания, являющихся северо-восточным ограничением Куйдусунского вулcanoгенного прогиба. Преобладают рудопроявления золота золото-серебряной формации, представленные минерализованными зонами дробления северо-западного простирания. Такие зоны установлены как в кислых вулканитах дюстачанской свиты, так и в андезитах авлинской (рудопроявления золота Охотика (III–2–27) и Большой (III–2–28) и др.). Мощность зон от 0,5 до 10 м., протяженность от 100 до 1900 м. Зоны включают жилы и прожилки мощностью до 1–1,5 м. В их составе гребенчатый кварц, кальцит, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, электрум, касситерит, прустит, самородным серебром. Изменения в эффузивных породах выражены пропилитизацией, серицитизацией, окварцеванием до вторичных кварцитов.

Особенностью серебро-золотых проявлений узла, является частое присутствие в рудах свинца и цинка. Содержание золота составляет 0,4–16 г/т, серебра – 118,9 г/т (в единичных случаях достигает 400 г/т), свинца – 2,32 %, цинка – 0,36 %, индия – 0,006 %. Оруденение сопровождается окварцеванием вмещающих пород.

Охотиканский узел целиком входит в состав ранее выделенной Куйдусунской перспективной площади, прогнозные ресурсы кат. P<sub>3</sub> которой в количестве 5,9 тыс. т серебра и 24 т золота получили положительную апробацию во ВСЕГЕИ (Паспорт № 5600084). Площадь листа P-55 охватывает всего 15 % Куйдусунской перспективной площади, соответственно на рассматриваемую территорию приходится по кат. P<sub>3</sub>: золото – 3,6 т, серебро – 900 т. Учитывая, что Охотиканский узел является наиболее представительным участком с золото-серебряной специализацией на апробированной территории, эти прогнозные ресурсы в полном объеме привязываются к данному узлу.

Хейджанский потенциальный олово-серебро-золоторудный узел (9.1.2Au.Ag.Sn) площадью 170 км<sup>2</sup> находится в крайней южной части района, где он приурочен к основанию клиновидного блока между Хейджанским и Нилгысыгским разломами. В пределах узла распространены покровные и субвулканические образования джустачанского риолит-дацитового и нитканского риолитового вулканических комплексов, прорванные малыми телами гранитоидов и многочисленными дайками риолитов нютско-куйдусунского ряда. Результаты комплексного анализа геофизических данных позволяют предполагать, что тела гранитоидов принадлежат апикальной части крупной нескрытой гипабиссальной интрузии. Контуры узла удовлетворительно согласуются с аномальным геохимическим полем, в котором прогнозируется серебро-полиметаллическое оруденение [Николаев, 2010 ф].

На площади узла выявлено 19 проявлений и пунктов минерализации золото-серебряного типа\* и 3 проявления олова. Золотоносными являются жильно-прожилковые зоны, отдельные маломощные (0,1–0,2 м) кварцевые жилы небольшой протяженности (первые десятки метров) и зоны объемного окварцевания покровных фаций вулканических пород (1–10 км<sup>2</sup>) вблизи прорывающих их субвулканических тел и вдоль разломов вне видимой связи с субвулканическими телами. Общая площадь гидротермально измененных пород составляет здесь более 100 км<sup>2</sup> [Маннафов, 1983]. Обычные содержания золота в них 0,1–0,3 г/т, редко 1–3 г/т, максимальное – 5,6 г/т. Концентрации серебра колеблются от 10–20 до 50 г/т, аномальные – 500 г/т.

Прогнозные ресурсы золота оценены по удельной продуктивности рудных формаций в вулканоплутонических поясах и областях тектономагматической активизации (ТМА) – 50–120 кг/км<sup>2</sup> [Беневольский и др., 2002]. В связи с тем, что в пределах узла золото-серебряное оруденение имеет широкое распространение, в расчете применено значение удельной продуктивности выше среднего – 90 кг/км<sup>2</sup>. Учитывая недостаточную изученность узла и низкие содержания золота в рудоносных телах, введен поправочный коэффициент 0,3. По этим исходным параметрам начальный минерально-сырьевой потенциал и ресурсы золота категории P<sub>3</sub> составят: 170 х 90 х 0,3 = 4 590 кг, или округленно 4,6 т. При таких прогнозных ресурсах выявление в Хейджанском узле значимых по запасам месторождений золота вряд ли представляется реальным. Прогнозные ресурсы серебра не подсчитывались из-за убогого его содержания в рудоносных телах.

---

\* На карту вынесено только три проявления.



Оловянное оруденение локализовано в трех проявлениях оловорудной силикатно-сульфидной формации. Для этого типа рудных объектов нет данных по удельной продуктивности аналогичных по геологическому строению рудных узлов и удельной продуктивности рудных формаций. Прогнозные ресурсы олова категории  $P_3$  наиболее изученного проявления Фиалка (IV–2–15) оценены в авторском варианте в 15,6 тыс. т, а категории  $P_2$  – 7,2 тыс. т [Горохов и др., 1987 ф]. Два другие проявления олова подобны оцененному объекту. Соответственно можно ожидать по ним прогнозные ресурсы того же порядка, т.е. в совокупности по трем проявлениям они составят округленно 47 тыс. т, из них категории  $P_3$  – 40 тыс. т, что допускает возможность выявления среднего по размерности месторождения порфирирового типа с бедными рудами в минерализованных зонах и небольших штокверках. Все отмеченные проявления входят в состав так называемой Правохейджанской площади (47 км<sup>2</sup>), для которой предыдущими исследователями подсчитаны авторские прогнозные ресурсы кат.  $P_3$  в количестве 32 тыс. т олова, 160 тыс. т меди, 125 тыс. т цинка и 300 т серебра [Горохов и др., 1987 ф].

При апробации подсчитанных прогнозных ресурсов Хейджанского узла в экспертной комиссии ФГУП «ВСЕГЕИ» на учет поставлены по кат  $P_3$  – 4,6 т коренного золота (Паспорт № 7860748). Ресурсы олова 40 т отмечаются как не апробированные авторские.

*Верхнеульбейский потенциальный уран-медно-молибденоворудный район* (9.2Mo,Cu,U) выделен на соседней территории листа Р-54. На лист Р-55 переходит лишь небольшой фрагмент этого района, в пределах которого находится проявление урана Грива (IV–1–4), два рудопроявления молибдена (IV–1–17, 22) и одно рудопроявление олова (IV–1–14). Медные проявления района сосредоточены за пределами листа Р-55. Район охватывает обширную вулканическую депрессию южной части Куйдусунского прогиба Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Верхнеульбейский район – перспективная территория прежде всего в отношении уран-молибденового оруденения урановорудной формации в аргиллизитах вулканотектонических структур. Район характеризуется важными положительными факторами этого типа оруденения: многочисленными кольцевыми вулканотектоническими структурами, наличием в них флюорит-молибденит-настурановых и молибденит-настурановых рудопроявлений, аномалиями урана по данным АГС-съемки. По этим критериям была выделена обширная Охотская потенциальная уранорудная область площадью 30 тыс. км<sup>2</sup>, получившая при апробации ВИЭМС положительную оценку (Паспорт 7860208). Апробированные прогнозные ресурсы кат.  $P_3$  по урану Охотской области составили –30 тыс. т. Верхнеульбейский район полностью входит в состав этой области, при этом фрагмент района, расположенный на листе Р-55 не превышает 1,5 тыс. км<sup>2</sup>, то есть 5 % Охотской области. На основании этого принимаем апробированную оценку кат.  $P_3$  для Верхнеульбейского района в пределах листа Р-55 для урана – 1,5 тыс. т. Оценок по молибдену для рассматриваемой части Верхнеульбейского района не выполнялось.

*Рудные узлы вне рудных районов* Куйдусуно-Бутугычагской минерагенической зоны размещаются в восточной части зоны. Специализация узлов в обобщающем виде повторяет специализацию западной части зоны. Здесь

находятся месторождения и рудопроявления тех же металлов: серебра, молибдена, олова, урана, золота. Тот же позднемеловой возраст рудных объектов. Однако вследствие того, что в этой части зоны мы имеем дело с более глубинным плутоническим срезом большинства рудно-магматических структур, а не с вулканическим, как в западной части, доминирующим металлом становится не серебро, а олово. На плутоническом уровне происходит разделение вулканогенной рудно-геохимической ассоциации молибдена и урана, но возникает новая ассоциация олова и урана (месторождения Отечественное (IV–3–4), Бутугычаг (V–6–1,2)). Ведущей рудной формацией этой части зоны являются оловорудная кварцево-грейзеновая.

В восточной части Куйдусуно-Бутугычагской минерагенической зоны выделены: 10 существенно оловорудных узлов (в том числе 7 потенциальных), 1 потенциальный узел существенно вольфрамовый и 1 потенциальный узел сурьмяно-серебряно-золотой. Главным критерием выделения оловорудных и вольфрамоворудных узлов является наличие рудоматеринского и рудогенерирующего плутона с проявлениями оруденения внутри и в экзоконтактовом ореоле плутона. В пределах зоны это позднемеловые гранитоидные массивы нютско-куйдусунского ряда и неорчанской группы. Тэнкеченский сурьмяно-серебро-золотой потенциальный узел (9.0.8Au,Ag) связан, скорее всего, с более ранним золото-сурьмяным оруденением.

Хачалыч-Харанский висмут-молибден-оловорудный узел (9.0.1Sn,Mo,Bi) размещается у северной границы зоны. Включает в себя месторождения олова Харан (III–3–21), молибдена, висмута и олова Потенот (III–2–33) и олово-серебро-полиметаллическое рудопроявление Руслан (III–2–32). Узел контролируется серией мелких тел позднемеловых гранит-порфиров, с которыми и связаны указанные месторождения и рудопроявления. Оруденение в большей части относится к грейзеновому генетическому типу. Рудные тела представлены в основном жилами флюорит-кварц-слюдистых грейзонов с касситеритом и сульфидами. В месторождении Харан отмечается деревянистое олово (колломорфный касситерит), что позволяет данный объект относить к оловорудной риолитовой формации. Подсчитанные по месторождениям Харан и Потенот запасы кат.  $C_1$  и  $C_2$  являются забалансовыми. Прогнозная оценка, выполненная Н. А. Усачевым и др. [2007 ф] по кат.  $P_2$  по отдельным объектам узла в сумме составляет: олово – 3,2 тыс. т, молибден – 0,5 тыс. т, 0,4 тыс. т, цинк – 0,4 тыс. т, цинк – 0,5 тыс. т. Прогнозные ресурсы апробацию не проходили.

Хеникенджинский оловорудный узел (9.0.4Sn) – определяется контуром позднемелового Хеникенджинского массива, сложенного гранитами и гранит-порфирами. Группа оловорудных объектов, включая месторождение Отечественное (IV–3–4) размещаются как в самом массиве, так и в роговиках его экзоконтакта. В оловянных рудах месторождения Отечественное находили гнезда с урановой чернью. Месторождение практически полностью отработано, законсервировано (остаточные запасы 800 т олова с баланса списаны). Авторские прогнозные ресурсы кат.  $P_1$  – 600 т. [Усачев и др. 2007 ф].

Иняканский потенциальный вольфрам-серебро-золото-оловорудный узел (9.0.5Sn,Au,Ag,W) – комплексная золото-редкометалльная площадь внутри Аян-Юряхской золотосной минерагенической зоны. Положение узла опреде-

ляется контуром нескрытого плутона позднемеловой неорчанской группы. На поверхности плутон идентифицируется небольшими штоками гранитоидов Мираж и Шайтан, на глубине отрицательной аномалией поля силы тяжести. Многочисленные проявления олова, вольфрама, молибдена, золота и серебра, геохимические аномалии указывают на редкометалльную специализацию нескрытого плутона. Кварцевые жилы с рудной минерализацией в основном приурочены к ороговикованным, грейзенизированным и окварцованным осадочным породам верхней перми. Авторская прогнозная оценка ресурсов категории  $P_3$ , выполненная для Иняканского узла Н. А. Усачевым и др. [2007 ф] по материалам В. Г. Ермоленко и др. [2002б], С. Ф. Стружковым и др. [2006 ф] следующая: олово – 4,8 тыс. т, золото коренное – 50 т, серебро – 150 т, молибден – 11,6 тыс. т, вольфрам – 5,0 тыс. т.

Ирикэно-Беренджинский потенциальный золото-оловорудный узел (9.0.6Sn,Au) включает в себя два небольших гранитоидных массива позднемеловой неорчанской группы: Икрыкено-Беренджинский (на западе) и Анманнэканский (на юго-востоке). В состав узла входит весь обширный район термальных и гидротермально-метасоматических изменений, связанных с обоими этими массивами. Узел давно известен как оловорудный. К Икрыкено-Беренджинскому массиву приурочены небольшие оловорудные месторождения Порожистое (IV–3–10) и Охотничье (Беренджинское) (IV–3–15), а также многочисленные рудопроявления олова, локализованные как в самом массиве, так в его экзоконтактной зоне. В качестве сопутствующего компонента в оловянных рудах присутствует свинец, а в месторождении Охотничье встречается урановая минерализация.

Восточная часть Ирикэно-Беренджинского узла характеризуется развитием оруденения золото-редкометалльной формации. На это указывают выявленные рудопроявления золота Феррум (IV–3–9), Авось (IV–3–8) и др., сопровождающиеся вольфрамовой и висмутовой минерализацией. С Анманнэканским гранитным массивом и его экзоконтактной зоной связаны интенсивные потоки рассеяния золота, мышьяка, серебра, висмута, вольфрама, свинца. В аллювии практически всех водотоков встречены золото, касситерит, вольфрамит, шеелит; в единичных случаях висмутин. Установленная локализация оруденения в надынтрузивной части как Анманнэканского массива, так и других гранитоидных штоков, наличие зон кварцевого прожилкования в гранит-порфирах позднемелового возраста и золотоносность самого Анманнэканского массива однозначно свидетельствует о связи позднемелового оруденения с гранитоидными интрузивами [Усачев и др., 2007ф.]. Эти особенности дают основания прогнозировать в этой части узла месторождение штокверкового типа золото-редкометалльной фомации (золото-порфирового типа) подобного месторождению Форт-Нокс на Аляске. Прогнозные ресурсы золота кат.  $P_3$  в месторождениях золото-редкометалльного (золото-порфирового) типа апробированны в экспертной комиссии ВСЕГЕИ и приняты на учет в количестве 180 т (Паспорт № 3100199).

По состоянию на 01.01.2015 Госбалансом на месторождении Охотничье учтены балансовые запасы олова по кат.  $C_1$  – 2309 т, по кат.  $C_2$  – 859 т, при среднем содержании 0,74 %; забалансовые запасы – 323 т. Запасы по месторождению Порожистое по данным Н. А. Усачева и др. [2007] подсчитаны по

кат. С<sub>2</sub> в количестве 672 т. олова, забалансовые – 100 т. Общее количество запасов олова в пределах узла составляет: кат С<sub>1</sub> – 2309 т, кат С<sub>2</sub> – 1531 т, забалансовые – 423 т.

По месторождению Порожистое подсчитаны запасы по кат С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> – 672 т олова, забалансовые запасы по кат.С<sub>2</sub> по месторождениям Порожистое и Охотничье составляет 1104 т олова. Авторская прогнозная оценка ресурсов свинца категории Р<sub>2</sub>, Ирекэнэ\_Беренджинского узла – 7 тыс. т. [Усачев и др., 2007ф.]

Севастопольский молибден-серебро-оловорудный потенциальный рудный узел (9.0.7Sn,Ag,Mo) разрывает Тенькинский золоторудно-россыпной район (5.3Au) Аян-Юряхской минерагенической зоны (5Au/J<sub>3</sub>), разделяя его на Омчакский (5.3.2Au) и Пионерский (5.3.3) золоторудно-россыпные узлы. Характерно, что ручей, дренирующий Севастопольский узел (руч. Чернецкого, прав. пр. р. Тенька), совершенно лишен россыпного золота, в то время как все параллельные ему водотоки того же порядка к северо-западу и юго-востоку, содержат богатые промышленные россыпи золота. Это подтверждает высказанную выше гипотезу о разрушении золоторудных зон более поздними магматогенно-рудными системами.

Главным элементом Севастопольского узла, определяющим его границы и характер оруденения, является позднемеловой гранитоидный массив Севастопольский, относящейся к неорчанской группе плутонических комплексов. Массив прорывает терригенно-глинистые отложения нижней и средней перми. Форма кровли массива чрезвычайно сложная, что обуславливает крайне неровные его контакты, с многочисленными апофизами и сателлитами. Массив сопровождается мощной, более 1 км, зоной контактового метаморфизма. Геохимическое поле узла характеризуется повышенными концентрациями золота, мышьяка, вольфрама, висмута, молибдена, серебра [Усачев и др., 2007 ф].

В пределах узла разведано малое месторождение олова Валунистое (IV–5–27), а также известны проявления и пункты минерализации олова (V–5–1), молибдена (V–5–4); на флангах узла – золота, серебра (V–5–11), сурьмы (V–5–12). Находящиеся поблизости месторождение молибдена Танкист (IV–5–28) связано с сателлитом соседнего массива Улахан и к рассматриваемому узлу его относить не следует. Рудные объекты приурочены к эндо и экзоконтактам Севастопольского массива, локализируются в грейзенизированных и окварцованных породах, в кварц-полевошпатовых и кварц-хлоритовых жилах. Разведанные запасы месторождения Валунистое составляют по кат. С<sub>2</sub> – 190 т олова. Неапробированные прогнозные ресурсы олова кат Р<sub>1</sub>– 650 т, Р<sub>2</sub> – 650 т [Усачев и др., 2007 ф].

Ульчанский потенциальный висмут-молибден-олово-вольфраморудный узел (9.0.10W,Sn,Mo,Bi) определяется Ульчено-Одэринским гранитным массивом позднемеловой неорчанской группы. В грейзенизированных гранитах массива многочисленные проявления вольфрама, олова, молибдена, висмута, бериллия, серебра, свинца (IV–3–24, 26, 27, 28 и др.). В экзоконтакте золотоносные пегматитовые жилы (IV–3–23). Прогнозные ресурсы не оценивались.

Аулийский потенциальный вольфрам-оловорудный узел (9.0.9Sn,W) сходен с Ульчанским узлом, приурочен к северо-западной части Аулийского гранитоидного массива.

Бутугычагский олово-вольфрам-урановорудный узел (9.0.11Sn,W,U) локализуется в границах одноименного позднемелового гранитного массива неорчанской группы, захватывая его ближайшую экзоконтактовую зону. Массив состоит из двух куполов (Западный Бутугычаг и Восточный Бутугычаг). Орудение связано с грейзенизированными гранитами обоих куполов, но в большей степени проявлено в Западном Бутугычаге. Профилирующее вольфрам-оловянное и урановое орудение приурочено к фации лейкократовых порфировидных гранитов западного купола и локализовано в основном в жилах кварц-флюорит-мусковитовых грейзенов. Молибденовая минерализация имеет более широкое распространение, включая восточный купол массива. Урановое и оловорудное месторождения с общим названием Бутугычаг (V-6-1, 2) обрабатывались с 1934 по 1954 гг., добыча урана велась с 1949 по 1954 гг.

Узел полностью входит в состав Бутугычагского потенциального рудного района, ранее выделенного и оцененного специалистами ВСЕГЕИ. При апробации в ВИМСе прогнозные ресурсы Бутугычагского района кат. P<sub>3</sub> в 10 тыс. т урана получили положительную оценку (Паспорт № 3160209). Принятые при оценке контуры района, учитывая новые геологические данные, весьма завышены. В него были включены районы распространения древних гранитов колымского, сибердыкского и басугуньинского комплексов, для которых не характерно промышленное урановое орудение. В связи с этим, апробированные прогнозные ресурсы урана кат. P<sub>3</sub> 10 тыс. т мы соотносим только с Бутугычагским рудным узлом. Кроме того, для узла имеются авторские прогнозные ресурсы для олова (кат. P<sub>1</sub> – 0,8 тыс. т, кат. P<sub>2</sub> – 8 тыс. т) и вольфрама (кат. P<sub>2</sub> – 18,4 тыс. т) [Усачев и др., 2007ф.].

Богатырский оловорудно-россыпной узел (9.0.12Sn) площадью 467 км<sup>2</sup> находится в зоне влияния крупного Хейджанского разлома. В контуре узла распространены пермские терригенные породы, прорванные малыми телами позднемеловых гранитов нютско-куйдусунского ряда. В пределах узла находится одноименное малое месторождение олова (IV-2-4) касситерит-силикатно-сульфидной формации и одно проявление этой же рудной формации (IV-2-7), получившее отрицательную оценку. Рудоносные участки сопровождаются геохимическими аномалиями олова. От рудного поля месторождения Богатырь берут начало делювиальные и аллювиальные россыпи касситерита. Рудоносные участки сопровождаются геохимическими аномалиями олова. Остаточные запасы олова на месторождении Богатырь по кат С<sub>2</sub>- 2,4 тыс. т. По авторской оценке С. А. Морозова и др., вблизи месторождения можно ожидать наличие оловорудных участков и прогнозировать здесь перспективную площадь в ранге рудного поля площадью 29 км<sup>2</sup> с ресурсами олова кат. P<sub>3</sub> – 15 тыс. т [Архангельская и др., 1998].

В различных частях Куйдусуно-Бутугычагской минерагенической зоны присутствуют небольшие россыпи золота. Запасы россыпного золота зоны в целом по данным Магбаланса: кат. С<sub>1</sub> – 0,40 т; кат. С<sub>2</sub> – 0,44 т; забалансовые –

0,14 т. Прогнозные ресурсы россыпного золота кат. P<sub>1</sub> – 5,30 т; кат. P<sub>2</sub> – 5,04 т; кат. P<sub>3</sub> – 2,00 т.

Центрально-Охотская медно-молибден-серебро-золоторудная минерагеническая зона (10Au,Ag,Mo,Cu/K) размещается в юго-западной части листа, куда она распространяется с соседней с запада территории листа P-54, где и была выделена. С юга не ограничена, так как переходит на площадь листов пояса O (листы O–54, 55). На востоке граничит с Приохотской минерагенической зоной. По сравнению с западным фрагментом зоны (на листе P-54), на рассматриваемой территории профиль зоны несколько меняется. При сохранении основного молибден-серебро-золоторудного профиля, в качестве четвертого главного элемента зоны включена медь, но исключен вольфрам, менее распространенный в восточной части зоны. Пространственно зона включает в себя районы развития верхнепалеозойского-нижнемезозойского чехла Охотского кратонного террейна (Кухтуйско-Ульбейская, Нютская СФЗ) и прилегающие структуры Вилигинского террейна (Инская и Челомджинская СФЗ). Однако минерагения зоны на рассматриваемой территории целиком определяется меловым магматизмом, ассоциированным с Удско-Мургалским и Охотско-Чукотским вулканоплутоническими поясами (позднемеловой нютско-куйдусунский и раннемеловой охотинский комплексы). В тектоническом отношении зона представляет собой плутоногенное поднятие, насыщенное разновозрастными многофазными интрузивными массивами. В пределах зоны выделяются 5 рудных узлов: Ульбейско-Дружененский, Аулинский, Тарагайский, Левоатыканский и Бувтыканский. Первые два узла входят в состав Нютского прогнозируемого золото-медно-молибденоворудного района. Тарагайский узел входит в состав продолжающего с соседнего с запада листа P-54 Ульбейского медно-молибден-золоторудно-россыпного района. Оставшиеся два узла находятся вне рудных районов.

*Нютский молибден-медно-золоторудный район (10.1Mo,Cu,Au)*

Ульбейско-Дружененский потенциальный уран-молибденоворудный узел (10.1.1.Mo,U) выделяется в пределах Нютской вулканотектонической структуры, в ядре которой обнажаются покровные, а по периферии субвулканические образования позднемелового кунанского трахириолитового комплекса. В контуре узла развиты также позднемеловые гранодиориты и граниты нютско-куйдусунского латерального ряда комплексов. Узел включает группу проявлений урана, получивших отрицательную оценку, и 3 проявления молибдена. Молибденовая минерализация наиболее детально изучена в проявлении порфирурового типа Кварцевая Сопка (V–1–12) на котором авторские прогнозные ресурсы молибдена оценены до глубины 150 м по категории P<sub>2</sub> в количестве 45,9 тыс. т при бортовом содержании 0,01 %, или 18,6 тыс. т – при 0,05 % [Шитов и др., 1990 ф].

Прогнозная оценка ресурсов молибденового оруденения узла выполнена по удельной рудоносности металлогенических зон для медно-молибденовой порфировой рудной формации – 100–200 т/км<sup>2</sup> («Методические рекомендации...». МПР РФ, СПб, 2005 г.). В расчете удельная рудоносность рудного узла принята на порядок выше удельной рудоносности металлогенической зоны. В связи с тем, что в пределах узла выявлено перспективное проявления со значительными прогнозными ресурсами молибдена, использованы значе-

ние удельной продуктивности –  $1000 \text{ т/км}^2$  и коэффициент подобия 0,5. Начальный минерально-сырьевой потенциал при этом составит:  $180 \times 1000 \times 0,5 = 90$  тыс. т, а прогнозные ресурсы категории  $P_3$ :  $90 - 45, 9 = 44,1$  тыс. т. Ожидаемые ресурсы соответствуют среднему по размерности месторождению. Вместе с положительными геологическими критериями прогнозной оценки (структурными, магматическими, литолого-петрографическими, минералогическими, геохимическими) они позволяют прогнозировать здесь молибденовые месторождения порфирового типа с бедными прожилково-вкрапленными рудами в штокверках.

Урановая минерализация установлена в семи точках проявления оруденения молибден-урановой рудной формации. Общие прогнозные ресурсы урана кат.  $P_3$  – 17,3 тыс. т. Параметры оруденения незначительны. Это преимущественно гнезда и мелкие линзы с максимальной площадью в горизонтальном сечении первые десятки квадратных метров. Содержание урана в них колеблется от сотых до первых десятых долей процента, изредка достигая 1,46–1,7 % на мощностях, измеряемые дециметрами. В основном характерны бедные и рядовые содержаниями. Несмотря на отрицательную оценку данного узла в отношении урана [Шитов и др., 1990 ф], объект заслуживает более глубокого изучения, в связи наличием признаков высокоперспективного типа оруденения.

При апробации подсчитанных прогнозных ресурсов Ульбейско-Друженского узла в экспертной комиссии ФГУП «ВСЕГЕИ» на учет представлены по кат  $P_3$  – 44 тыс. т. молибдена (Паспорт № 7860747). Ресурсы урана 17,3 тыс. т рассматриваются как не апробированные авторские.

Аулинский потенциальный медно-молибденовурудный узел (10.1.2Mo,Cu) площадью  $370 \text{ км}^2$  выделяется в контуре купольного поднятия, сформированного в процессе внедрения гипабиссальных тел гранитоидов позднемелового нютско-куйдусунского ряда плутонических комплексов. Поднятие фиксируется локальной отрицательной гравитационной аномалией и отчетливо выражено на дистанционной основе масштаба 1 : 1 000 000. На геохимической основе этого же масштаба узел ассоциируется с геохимическим узлом, в котором прогнозируется развитие молибденового оруденения порфирового типа [Николаев, 2010 ф]. В геологическом строении рудоносной площади преобладают умереннощелочные граниты Нютского массива. Породы, вмещающие массив, представлены пермскими терригенными образованиями и меловыми вулканитами, выходы которых наблюдаются в его обрамлении и в виде останцов кровли в самом массиве. Оруденение представлено медьсодержащими молибденовыми объектами порфирового типа. На территории узла выявлено одно перспективное проявление Аулия (V–1–20) с авторскими ресурсами категории  $P_2$  – 18772 т молибдена и 109594 т меди [Эйхвальд и др., 1992 ф] и 2 проявления молибдена с неясными перспективами.

Прогнозная оценка узла выполнена по удельной рудоносности металлогенических зон для медно-молибденовой порфировой формации («Методические рекомендации...». МПР РФ, СПб, 2005 г.) –  $100\text{--}200 \text{ т/км}^2$  (молибден) и  $10\text{--}900 \text{ т/км}^2$  (медь), или соответственно  $1000\text{--}2000 \text{ т/км}^2$  и  $100\text{--}9000 \text{ т/км}^2$  для рудного узла. В связи с тем, что в пределах узла установлены надежные прямые поисковые признаки оруденения молибден-порфировой формации и вы-

явлено перспективное проявление с высокими прогнозными ресурсами категории  $P_2$  (округленно 18,8 тыс. т молибдена и 110 тыс. т меди), в расчете приняты значения удельной рудоносности близкие к средним (1600 т/км<sup>2</sup> для молибдена и 5000 т/км<sup>2</sup> для меди), а коэффициента подобия – 0,6. По этим исходным данным, начальный металлогенический потенциал для молибдена составит:  $370 \times 1600 \times 0,6 = 355,2$  тыс. т, для меди: 1110 тыс. т ( $370 \times 5000 \times 0,6$ ), а прогнозные ресурсы категории  $P_3$  – 336,4 тыс. т молибдена и 1000 тыс. т меди. Полученные цифры близки авторской оценке ресурсов узла – 323 тыс. т молибдена и 1064 тыс. т меди [Горохов и др., 1987 ф]. Приведенные данные позволяют отнести Аулинский прогнозируемый узел к числу объектов высокоперспективных на комплексные медно-молибденовые руды.

При апробации подсчитанных прогнозных ресурсов Аулинского узла в экспертной комиссии ВСЕГЕИ приведенные авторские оценки кат  $P_3$  были признаны завышенными и для учета, как апробированные, приняты по кат.  $P_3$  – 259 тыс. т. молибдена и 815 тыс. т меди (Паспорт № 7860744). Выполненные ранее оценки по кат.  $P_2$  рассматриваются как авторские.

*Ульбейский медно-молибден-золоторудно-россыпной район*  
(10.2Au,Mo,Cu) на территории листа Р-55, в отличие от западного продолжения района (на листе Р-54) характеризуется отсутствием проявлений серебра и вольфрама, вместе с тем в молибденых рудах постоянно присутствует медь. Однако также как и на западе района, здесь главный металлогенический профиль определяют многочисленные проявления золоторудной кварц-сульфидной формации и формации золотиносных россыпей.

*Тарагайский медно-молибденово-золоторудно-россыпной узел*  
(10.2.1.Au,Mo,Cu) площадью 890 км<sup>2</sup> приурочен к Асиберганской локальной вулканотектонической структуре, находящейся в зоне влияния Нилгысыгского разлома. Разрывными нарушениями различных направлений структура разбита на ряд блоков, в которых обнажаются нижнемеловые вулканиты и верхнепалеозойско-нижнемезозойские терригенные породы. Покровные вулканиты и подстилающие их породы прорваны субвулканическими телами риолитов и риодацитов раннемелового хейджанского комплекса и гранитоидами охотинского плутонического комплекса и нютско- куйдусунского ряда плутонических комплексов.

В пределах узла известны месторождения россыпного золота Асиберган (VI-1-23) и Перевальненское (VI-1-22), 16\* эндогенных проявлений и около 30 пунктов минерализации цветных и благородных металлов, оконтурены локальные вторичные геохимические ореолы рассеяния меди и молибдена. Золотое оруденение (5 проявлений и более 10 пунктов минерализации) относится к жильному морфологическому типу. Мощность жил 0,1-0,5 м, протяженность 100-150 м. Содержание металла в штучных пробах редко превышает 1-3 г/т (максимальное – 12 г/т в одной пробе), а в бороздовых пробах – менее 1 г/т.

---

\* На карту вынесено 8 проявлений, пункты минерализации и литохимические ореолы не показаны.



Прогнозные ресурсы золота узла определены по удельной продуктивности рудных формаций в вулканоплутонических поясах и областях ТМА [Беневольский, 2002]. В связи с широким распространением золоторудной минерализации, но бедными содержаниями металла в рудах для расчета принята минимальная удельная продуктивность –  $50 \text{ кг/км}^2$  и введен поправочный коэффициент 0,3. Начальный металлогенический потенциал и ресурсы золота категории  $P_3$  составят:  $890 \times 50 \times 0,3 = 13\,350 \text{ кг}$ , или округленно 13,3 т.

Молибденовая минерализация, по-видимому, принадлежит порфировому типу. Оруденение локализовано в кварцевых жилах, прожилках, зонах прожилково-метасоматического окварцевания среди вулканитов, а также гранитоидов ранне- и позднемелового возраста. Выявлено 4 проявления и столько же пунктов минерализации. Содержание молибдена в штучных пробах 0,01–3,7 %, а в борздовых пробах редко достигает 0,01–0,03 %. Детально изучены 2 проявления – Кадага (VI–1- 27) и Тарагай (VI–1–26). Первое из этих проявлений получило отрицательную оценку. На втором предполагается невоскрываемое эрозией штокверковое оруденение с ожидаемыми ресурсами категории  $P_2$  78 тыс. т металла [Атрашенко и др., 1985 ф].

Общая прогнозная оценка ресурсов молибденового оруденения дана по удельной рудоносности металлогенических зон для медно-молибденовой порфировой формации –  $1000\text{--}2000 \text{ т/км}^2$  для рудного узла («Методические рекомендации...». МПР РФ, СПб, 2005 г.). В связи с тем, что молибденовая минерализация в пределах узла распространена относительно широко, но не получено надежных прямых поисковых признаков (результатов опробования с промышленными содержаниями металла) и лишь одно проявление получило прогнозную оценку по категории  $P_2$  (78 тыс. т), в расчете принято минимальное значение удельной продуктивности –  $1000 \text{ т/км}^2$  и введен низкий коэффициент подобия – 0,2. Начальный металлогенический потенциал составит:  $890 \times 1000 \times 0,2 = 178 \text{ тыс. т}$ , а прогнозные ресурсы категории  $P_3$  – 101 тыс. т.

При апробации подсчитанных прогнозных ресурсов Тарагайского узла в экспертной комиссии ВСЕГЕИ на учет поставлены по кат  $P_3$  – 101 тыс. т молибдена (Паспорт № 7860746). Ресурсы золота коренного кат.  $P_3$  – 13,3 т были учтены ранее в составе Асиберганской перспективной площади (Паспорт № 7800350).

### **Рудные узлы Центрально-Охотской зоны вне рудных районов**

Левотыканский потенциальный золото-молибденоворудный узел (10.0.1.Мо, Au) площадью  $770 \text{ км}^2$  приурочен к очаговой структуре, образованной в зоне влияния Асиберганского и Нилгысыгского блокообразующих разломов. На дистанционной основе масштаба 1 : 1 000 000 эта структура выделяется в виде купола диаметром 25–30 км. Границы узла совпадают с границами локальной отрицательной аномалии поля силы тяжести. На геохимической основе купол ассоциируется с аномальным геохимическим полем средней интенсивности, в пределах которого с высококонтрастными аномалиями молибдена, золота, меди, свинца и цинка.

В геологическом строении узла принимают участие ранне- и позднемеловые интрузивы гранитоидов охотинского и нютско-куйдусунского комплексов, слагающие полигенный Нютский массив. Местами в нем сохранились останцы кровли, представленные ороговикованными пермскими терригенными образованиями и меловыми вулканитами хейджанского риолит-дацитового комплекса. В пределах узла выявлено 9 проявлений<sup>1</sup> и 40 пунктов минерализации главным образом золота, серебра и молибдена<sup>1</sup>, выделяются многочисленные локальные геохимические аномалии молибдена, меди и олова. Золотая минерализация принадлежит жильному морфологическому типу золотоносной сульфидно-кварцевой формации. Рудовмещающими являются кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы и прожилки. Мощность жил 0,1–0,7 м, протяженность до 200–500 м. Все объекты изучены недостаточно, охарактеризованы только штучными пробами. Содержание золота в пробах колеблется от 0,8 до 3,7 г/т. Ему сопутствуют серебро (от первых граммов до 100 г/т и более), молибден (до 0,01–0,03 %), а в отдельных жилах – свинец и цинк (до 1–1,5 % и более). Основные перспективы молибденовой минерализации связаны с проявлением Левый Атыкан (VI–1–11) молибденовой порфировой формации штокверкового типа с прогнозными ресурсами молибдена 300 тыс. т по категории P<sub>2</sub> до глубины 200 м [Атрашенко и др., 1985 ф].

Прогнозные ресурсы узла для золота оценены по удельной продуктивности рудных формаций в вулcano-плутонических поясах и областях ТМА [Беневольский и др., 2002]. В связи со слабой изученностью золоторудных объектов, для расчета принята минимальная удельная продуктивность – 50 кг/км<sup>2</sup> и введен поправочный коэффициент 0,2. По этим параметрам, начальный металлогенический потенциал и прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> составят: 770 x 50 x 0,2 = 7 700 кг, или 7,7 т.

Суммарные ресурсы золота прогнозируемого Леоатыканского рудного и Тарагайского рудно-россыпного узлов составляют 21 т. Предыдущими исследователями [Змиевский, 2007 ф] на месте этих узлов выделялась Асиберганская прогнозная площадь (1400 км<sup>2</sup>), для которой апробированы прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> в таком же количестве (Паспорт № 7800350).

Прогнозная оценка ресурсов молибдена выполнена по удельной рудоносности металлогенических зон для медно-молибденовой рудной формации – 100–200 т/км<sup>2</sup>, или 1000–2000 т/км<sup>2</sup> для рудного узла («Методические рекомендации...». МПР РФ, СПб, 2005 г.). В связи с тем, что в пределах узла выявлено только одно перспективное проявления Левый Атыкан с апробированными прогнозными ресурсами молибдена категории P<sub>2</sub> 300 тыс. т [Атрашенко и др., 1985 ф (Паспорт Г–1 № 106)], в расчете принято минимальное значение удельной продуктивности – 1000 т/км<sup>2</sup> и введен поправочный коэффициент 0,5. Общий металлогенический потенциал составит: 770x1000x0,5 = 385 тыс. т, а прогнозные ресурсы молибдена кат. P<sub>3</sub> за вычетом ресурсов кат. P<sub>2</sub> составит 85 тыс. т.

---

<sup>1</sup> На карту вынесены только главные объекты.

Значительный минерагенический потенциал, положительные геологические критерии прогнозной оценки, наличие проявления молибдена штокверкового типа с оцененными прогнозными ресурсами категории  $P_2$ , соответствующими крупному месторождению, выдвигают Левоатыканский прогнозируемый узел в качестве высокоперспективного объекта для дальнейшего изучения.

При апробации подсчитанных прогнозных ресурсов Левоатыканского узла в экспертной комиссии ВСЕГЕИ на учет поставлены по кат  $P_3$  – 85 тыс. т. молибдена (Паспорт № 7860745), при этом был апробирован и сам расчет, в котором участвовали ранее апробированные 300 тыс. т молибдена кат  $P_2$ . Ресурсы коренного золота кат.  $P_3$  – 7,7 т были апробированы ранее в составе Асиберганской перспективной площади (Паспорт № 7800350).

Бувтыканский молибденово-серебряно-золоторудно-россыпной узел (10.0.2.Au,Ag,Mo) выделяется в восточной части многофазного Нюринченского гранитоидного массива, прорывающего верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения огонерской толщи, покровные и субвулканические образования раннемеловых ульбериканского и хейджанского комплексов. По развитию аномалий меди, молибдена и серебра здесь прогнозируются обширный геохимический узел со среднемасштабным медно-молибденовым порфировым оруденением, авторские ресурсы которого оценены по категории  $P_3$  в 20 тыс. т молибдена, 165 тыс. т меди и 3 тыс. т серебра [Николаев, 2010 ф].

На рассматриваемой территории расположена северо-западная часть рудного узла (400 км<sup>2</sup>), включающая проявление Верхний Бувтыкан (VI–2–8) предположительно молибденовой порфировой формации с авторскими ресурсами молибдена  $P_3$  до глубины 100 м 4250 т [Архангельская и др., 2001] и 2 пункта молибденовой минерализации. Восточнее известно Бувтыканское месторождение россыпного золота (VI–3–45), законсервированное в 2004 г. Погашено в недрах 64,4 кг металла, остаток составил 54 кг [Материалы консервации..., 2004 ф].

Контур Бувтыканского рудного узла в пределах характеризуемой территории включает 55 % площади оцененного геохимического узла. С учетом этого авторские прогнозные ресурсы здесь составят 11 тыс. т молибдена, 90 тыс. т меди и 1600 т серебра, что допускает возможность выявления среднего по масштабам месторождения с комплексными рудами.

Хурэн-Арманская вольфрам-золото-серебро-оловорудная минерагеническая зона (11Sn,Ag,Au,W/K) выделена В. И. Шпикерманом в работе [Шокальский и др., 2010 ф]. Приурочена к обрамлению внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Распространяется от восточной рамки в субширотном направлении на 160 км. Примерно такой же длины отрезок зоны находится на соседнем листе Р-56. Однако профиль зоны на рассматриваемом отрезке несколько меняется. При сохранении ведущей роли олова и серебра, в качестве дополнительных профилирующих полезных ископаемых зоны вместо свинца здесь выступают золото и вольфрам. Главной особенностью зоны является разнообразие магматических и вулканических образований, прорывающих или перекрывающих (покровные вулканы) триасовые и пермские отложения Вилигинского террейна. В составе зоны распространены разновозрастные массивы гранитоидов. Здесь присутствуют как позднемоло-

вые гранитоиды неорчанской группы плутонических комплексов, так и раннемеловые омчанского комплекса. Последние играют определяющую роль в локализации олово-серебро-полиметаллического, кобальтового и золото-редкометалльного оруденения зоны. С гранитоидами неорчанской группы также связано оловянное оруденение.

Гранитные массивы раннемелового омчанского комплекса определяют локализацию следующих рудных узлов зоны: Омчанский массив – Омчан-Сентябрьский вольфрам-серебро-золоторудный потенциальный узел (11.0.7Au,Ag,W), Сеймканский массив – Верхне-Сеймканский кобальт-оловорудный узел (11.0.9Sn,Co), массив Окей – Окейский вольфраморудный потенциальный узел (11.0.10W). Массивы и небольшие штоки гранитов неорчанской группы определяют размещение Хурэнского (11.0.1Sn) и Урчанского (11.0.5Sn) оловорудных узлов, Киенгского (11.0.3Sn,Ag,Pb), Янусского (11.0.3Sn,Ag,Pb) потенциальных свинец-серебро-оловорудных узлов. Золото-серебряное оруденение Контасского (11.0.2Au), Ольчанского (11.0.6Ag) и Бергенджинского (11.0.8Au,Ag) потенциальных рудных узлов связаны с локальными вулканоструктурами, сложенными кислыми вулканидами позднемелового хольчанского вулканического комплекса. Главными рудными формациями зоны являются оловорудная кварцевая грейзеновая (Урчанский узел), олово-серебро-полиметаллическая (Хурэнский узел), золото-редкометалльная (Омчан-Сентябрьский узел), шеелит-сульфидная скарновая (Омчан-Сентябрьский, Окейский узлы), золото-серебряная (Контасский, Бергенджинск узлы).

Рудные узлы с оловянным и золото-редкометалльным оруденением иногда размещаются в самих гранитоидных массивах, но чаще находятся в их надынтрузивных зонах и над их пологими контактами. Поэтому важнейшим структурным фактором локализации этих узлов являются интрузивно-купольные поднятия.

В пределах зоны имеется два месторождения с небольшими балансовыми запасами олова: оловорудное месторождение Хурэнское (V–4–18) в одноименном рудном узле (кат С<sub>2</sub>–0,1 тыс. т) и оловорудное месторождение Урчанское (V–5–43) в рудном узле с тем же названием (кат.С<sub>1</sub>–1,23 тыс. т, кат. С<sub>2</sub>–0,28 тыс. т). В кобальтовом месторождении Обход (VI–6–34) Верхне-Сеймканского рудного узла разведаны запасы кобальта по кат С<sub>2</sub> – 9,60 тыс. т. Из Урчанского месторождения в 1950-е годы было добыто 450 т олова. Апробация прогнозных ресурсов выполнена только для Омчан-Сентябрьского потенциального рудного узла и только по золоту: кат Р<sub>1</sub>- 33 т, кат. Р<sub>2</sub> – 12 т, кат Р<sub>3</sub> – 100 т [Усачев и др., 2007 ф].

Приохотская серебро-золоторудная минерагеническая зона (12Au,Ag/K) выделена В. И. Шпикерманом в работе [Шокальский и др., 2010 ф]. Приурочена к осевой наиболее прогнутой части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Протягивается на юге листа в субширотном направлении почти на 200 км, выходя за пределы восточной рамки листа. Южная граница зоны, также находится за пределами листа. С запада ограничивается обширным выступом фундамента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Зона является типовой для вулканогенного «эпитермального» золото-серебряного оруденения окраинно-континентальных вулканических поясов.

Включает в себя вулканические поля и прогибы мелового Охотско-Чукотского пояса и обнажающиеся в «окнах» участки складчатого основания пояса (Вилигинский террейн). Отличается в целом пониженным значением поля силы тяжести.

Месторождения благородных металлов «эпитермальной» золото-серебряной формации – главное богатство Охотско-Чукотского минерагенического пояса, типичным элементом которого является Приохотская минерагеническая зона. Основные факторы контроля этого типа оруденения здесь следующие:

- магматический – широкое проявление рудоносных (рудоматеринских и рудогенерирующих) ранне- и поздне меловых вулканических комплексов: момолтыкичского, хольчанского, ольского;

- структурно-тектонический – широкое развитие вулкано-тектонических депрессий и интрузивно-купольных поднятий (диаметром от 20 до 30 км), ограниченных кольцевыми разломами (определяет положение рудных узлов);

- литолого-стратиграфический – вулканические толщи благоприятные для локализации рудных тел: арманская, хольчанская, улынская, ольская свиты (определяет положение рудных узлов и полей);

- структурно-вулканический – широкое развитие криптовулканических структур, служащих одним из критериев прогноза крупных рудных месторождений;

- метасоматический – приуроченность рудных тел месторождений к полям низкотемпературной фации пропилитов, находящихся в системе зональных сочетаний с вторичными кварцитами и аргиллизитами;

- глубинно-геофизический – поля пониженных значений поля силы тяжести, указывающие на процессы разуплотнения (гранитизации).

В пределах зоны выделяется 4 рудных узла и 9 потенциальных рудных узлов. Ведущим типом оруденения во всех выделенных узлах является золото-серебряная формация. Золото и серебро являются профилирующими металлами во всех узлах зоны. Из 13 выделенных узлов 11 являются серебро-золоторудными: Буралкитский (12.0.4), Бургагылканский (12.0.5), Ойринский (12.0.13) рудные узлы; Смелинский (12.0.1), Пластовский (12.0.6), Хетанджинский (12.0.7), Альбатросский (12.0.8), Сентябрьский (12.0.9), Геданский (12.0.10), Момотэкинский (12.0.11), Конойский (12.0.12) потенциальные рудные узлы. Два узла выделяются как золото-сереброрудные: Отпорский потенциальный (12.0.2) и Право-Янский (12.0.3) узлы. Кроме объектов золота и серебра выявлено серебро-сурьмяное месторождение Утро (V–5–54). Сурьмяные проявления и пункты минерализации довольно характерны для Приохотской зоны. Они представляют собой верхние элементы рудно-геохимической зональности золото-серебряных месторождений. Довольно обычны для зоны проявления и пункты минерализации свинца, цинка, молибдена, редко, но встречаются оловянные, медные, вольфрамовые.

В пределах Приохотской зоны имеются объекты с разведанными запасами по кат. С2: на месторождении Утро Право-Янского узла (золото коренное – 1,4 т, серебро – 425,1 т, сурьма – 30,5 тыс. т) и на месторождении Бургагылкан (золото коренное – 3,7 т, серебро – 168,0 т). В отработанном месторождении Ойра Ойринского узла по состоянию на 01.01.2015 г. в Госбалансе чис-

лится 717 кг забалансовых запасов золота и 2 т серебра. Оценки прогнозных ресурсов по выделенным рудным узлам существуют только в авторских вариантах. Общая сумма авторских оценок по зоне в целом составляет: золото коренное кат. P<sub>1</sub>- 0,8 т, кат P<sub>3</sub> – 186,1 т; серебро кат. P<sub>1</sub> – 320 т, кат. P<sub>2</sub> – 55,9 т, кат. P<sub>3</sub> – 4173 т.

Магадан-Ямская молибден-меднорудная минерагеническая зона (13Cu,Mo/K) выделена на соседней территории листа P-56 [Кузнецов и др., 2008] На площади листа P-55 присутствует в виде весьма небольшого фрагмента в крайнем юго-восточном углу территории. Северная граница зоны протягивается от рамки с листом P-56 и простираясь в юго-западном направлении быстро пересекает южную рамку листа P-55. Основная часть зоны находится на смежных территориях листов O-55,56, P-56. На соседних территориях зона выделяется по критерию максимального развития ранне- и позднемеловых надсубдукционных гранитоидов Удско-Мургаляского и начальных стадий Охотско-Чукотского вулканоплутонических поясов (магаданского гранит-гранодиоритового комплекса, североприморского латерального ряда плутонических комплексов), специализированных на молибден-меднопорфировое оруденение. С этими гранитоидными комплексами там связаны многочисленные проявления и перспективные рудные узлы меди и молибдена. Из-за незначительной площади распространения зоны на рассматриваемой территории, проявления этих металлов не установлены, в связи с чем оснований для прогнозирования новых объектов данного типа в пределах Магадан-Ямской зоны на территории листа P-55 не имеется.

#### Рудные узлы вне минерагенических зон.

*Куранах-Салинский оловорудный узел вне минерагенических зон и районов (0.0.1Sn/K<sub>2</sub>)* связан с одноименным позднемеловым гранитоидным массивом нютско-куйдусунского латерального ряда комплексов и ореолом его контактового метаморфизма. Узел как бы «вклинивается» между более древними Тарыно-Тас-Кыстабытской (6Ag,Sn,Pb,Zn/J<sub>3</sub>,Q) и Адычанской (7Au,Sn,W/J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) минерагеническими зонами, являясь, по-видимому, «островным» элементом позднемеловой Куйдусуно-Бутугычагской минерагенической зоны (9Sn,Ag,U,Au/K<sub>2</sub>). Один из наиболее значимых в отношении олова рудных узлов территории. В пределах узла известно малое оловорудное месторождение Куранах-Сала (П-1-3), остаточные запасы олова которого по кат. C<sub>1</sub> составляют всего 0,26 тыс. т. Однако апробированные прогнозные ресурсы кат. P<sub>3</sub> по узлу в целом- 32 тыс. т (Паспорт № 5600059).

Авторские прогнозные ресурсы олова Куранах-Салинского узла составляют по кат. P<sub>2</sub> – 7,2 тыс. т, по кат P<sub>3</sub> – 28,8 тыс. т (без учета апробированных).

*Арга-Юряхский серебро-оловорудный узел вне минерагенических зон и районов (0.0.2Sn,Ag/K<sub>2</sub>)* также «вклинился» между более древними позднеюрскими Тарыно-Тас-Кыстабытской и Аян-Юряхской минерагеническими зонами. Вероятнее всего является «островным» элементом Куйдусуно-Бутугычагской минерагенической зоны (9Sn,Ag,U,Au/K<sub>2</sub>). В магнитном поле узел выражается локальными знакопеременными аномалиями. Основанием для выделения узла является развитие в его границах оруденения олово-серебро-полиметаллической формации фактически внутри золотоностной Аян-Юряхской минерагенической зоны (5Au/J<sub>3</sub>,Q). Выявлено два серебро-

оловянных месторождения Тигрец-Индустрия (III–3–6) и Токичанское (III–3–13). Оруденение приурочено к штокам дацитов позднемелового возраста [Маннафов и др., 1999], что не позволяет относить оловянное оруденение к расположенной поблизости Тарыно-Тас-Кыстабытской минерагенической зоне (6Ag,Sn,Pb,Zn/J<sub>3</sub>,Q).

Кроме серебро-оловянных месторождений, в состав узла входят проявления золотоносной кварцевой формации и россыпные месторождения золота. Золотоносность узла обусловлена реликтами золотой минерализации примыкающего с юго-запада Арга-Юрях-Дегдеканского золоторудно-россыпного узла (5.3.1Au) Аян-Юряхской минерагенической зоны (5Au/J<sub>3</sub>,Q).

Промышленные запасы в пределах узла учтены только для россыпного золота (20 кг). Прогнозные ресурсы также апробированы для золота: коренного по кат. P<sub>2</sub> – 4 т; россыпного по кат. P<sub>1</sub> – 880 кг, кат. P<sub>2</sub> – 100 кг. Серебро-оловянное оруденение оценено только в авторском варианте: серебро кат. P<sub>1</sub> – 700 т, кат. P<sub>2</sub> – 420 т; олово кат. P<sub>1</sub> – 7 тыс. т, кат. P<sub>2</sub> – 4,2 тыс. т.

Обобщенные сведения по запасам (включая разведанные, но не учтенные Госбалансом) и апробированным прогнозным ресурсам для всех оцененных подразделений минерагенического районирования приведены в приложении 2.

### Сводная оценка минерагенического потенциала территории

Сводные данные по оценке апробированного минерагенического потенциала территории листа (запасы+ апробированные прогнозные ресурсы) представлены в табл. 58 и 59. В ходе составления листа были выявлены или переоценены 8 новых перспективных объектов, сведения об апробированных прогнозных ресурсах которых приведены в табл. 60.

Выявленные закономерности размещения полезных ископаемых, позволяют констатировать, что территория листа Р-55, несмотря на многолетнюю интенсивную добычу здесь благородных металлов, до сих пор остается весьма перспективной и прежде всего в отношении золота. Вместе с тем, разнообразие геологических обстановок и проявлений полезных ископаемых на территории листа, позволяют определить высокие перспективы площади и на другие виды минерального сырья.

Таблица 58

Сводные данные по запасам и апробированным прогнозным ресурсам

№ п/п	Полезное ископаемое	Единицы измерения	Запасы, в том числе не учтенные Госбалансом			Утвержденные (апробированные) прогнозные ресурсы				Сумма запасов и ресурсов
			ABC <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	Забалансовые	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1+2+3</sub>	
1	Каменный уголь	млн т	142,1	111,4	91,1	2,0	396,0	606,0	10003,0	<b>1347,6</b>
2	Золото россыпное	т	122,61	9,31	5,80	144,46	39,39	34,40	218,25	<b>355,97</b>

3	Золото коренное	т	1348,42	369,09	145,25	330,13	556,20	1753,00	2639,33	<b>4482,09</b>
4	Золото техногенное	т	4,93		2,06					<b>6,99</b>
5	Серебро	т	0,2	1910,8	38,2			14300,0	14300,0	<b>16249,2</b>
6	Медь	тыс. т						815,0	815,0	<b>815,0</b>
7	Свинец	тыс. т		5,21				1120,00	1120,00	<b>1125,21</b>
8	Цинк	тыс. т		2,87				3385,00	3385,00	<b>3387,87</b>
9	Кобальт	т		9,60						<b>9,60</b>
10	Молибден	тыс. т					300	489	789	<b>789</b>
11	Вольфрам	тыс. т	0,53							<b>0,53</b>
12	Олово	тыс. т	8,26	2,10	3,35	4,70	25,70	32,00	62,40	<b>76,11</b>
13	Сурьма	тыс. т		30,50						<b>30,50</b>
14	Уран	тыс. т						11,5	11,5	<b>11,5</b>
15	Известняк	млн т	253,4	218,8						<b>472,2</b>
16	Гипс	тыс. т	4599	5984						<b>10583</b>

Таблица 59

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа Р-55**

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
I. Металлические полезные ископаемые 1. Благородные металлы	Золото россыпное (т)	1 МЗ 8 РРР 4 РРУ	P <sub>1</sub>	5,30 137,07 2,09
		1 МЗ 8 РРР 3 РРУ	P <sub>2</sub>	5,04 34,11 0,24
		1 МЗ 8 РРР 3 РРУ	P <sub>3</sub>	2,00 31,01 1,39
	Золото коренное (т)	13 РРУ 1 ПРУ	P <sub>1</sub>	297,13 33,00
		9 РРУ 1 РУ 3 ПРУ	P <sub>2</sub>	435,00 4,00 117,2
		8 РРУ 2 РУ 3ПРРУ 8 ПРУ	P <sub>3</sub>	821,00 93,30 416,80 421,90
	Серебро (т)	1 ПРР	P <sub>3</sub>	900,00
		2 РУ		13400,00
	2. Цветные металлы	Медь (тыс. т)	1 РУ	P <sub>3</sub>
Свинец (тыс. т)		2 РУ	P <sub>3</sub>	1120,00



	Цинк (тыс. т)	2 РУ	P <sub>3</sub>	3385,00
		1 ПРУ	P <sub>2</sub>	300,00
	Молибден (тыс. т)	1 РУ	P <sub>3</sub>	101,00
		3 ПРУ		388,00
	Олово (тыс. т)	1 РУ	P <sub>1</sub>	4,70
		2 РУ	P <sub>2</sub>	25,70
2 РУ		P <sub>3</sub>	32,00	
3. Радиоактивные элементы	Уран (тыс. т)	1 ПРР	P <sub>3</sub>	1,50
		1 РУ	P <sub>3</sub>	10,00
II. Горючие ископаемые	Уголь каменный (млн т)	1 УР	P <sub>1</sub>	2,00
		1 УР	P <sub>2</sub>	396,00
		2 УР	P <sub>3</sub>	51,00
		2 УУ		554,00

**Уголь каменный.** Основные перспективы каменного угля определяются известными угольными районами. В Аркагалинском угольном районе наиболее значимыми остается участок Тал-Юрях Верхнее-Аркагалинского месторождения. Балансовые запасы участка составляют 48,1 млн т угля, что при современных потребностях Магаданской области хватит не менее чем на 100 лет. Общие балансовые запасы Аркагалинского узла угленакопления составляют 252,8 млн т, а утвержденные прогнозные ресурсы Иньяли-Дебинского угольного района по сумме всех категорий составляют 950 млн т (прилож. 2). Кроме того, в настоящее время началось освоение новой Челомджинской угольного района площади, которая в будущем, возможно, сможет обеспечить потребности в энергетических углях западных районов Магаданской области. Там уже разведаны небольшие запасы и утверждена оценка прогнозных ресурсов по кат. P<sub>1</sub> в 2 млн т и по кат. P<sub>3</sub> в 51 млн т.

Территория листа характеризуется высокой степенью рудоносности, главными металлическими полезными ископаемыми являются золото и прежде всего важны перспективы коренных месторождений этого металла, так как истощение ресурсов россыпного золота совершенно очевидно. Существенное значение могут иметь также серебро, олово, вольфрам, медь, свинец и цинк.

**Золото.** Апробированные и утвержденные оценки прогнозных ресурсов коренного золота по сумме категорий составляют по листу в целом 2639,33 т (табл.58). В результате прогнозно-минерогенических исследований, проведенных при составлении комплекта карт листа Р-55, выполнена оценка и апробация прогнозных ресурсов кат. P<sub>3</sub> коренного золота по вновь выделенным потенциальным рудным узлам Уза-Инскому (75 т) и Хейджанскому (4,6 т). Прогнозные ресурсы по обоим узлам апробированы и поставлены на учет. Таким образом, общий прирост апробированных прогнозных ресурсов коренного золота на территории листа увеличился по категории P<sub>3</sub> на 79,6 т. (табл. 58) Кроме того, по многим рудным узлам имеются авторские оценки прогнозных ресурсов, обстоятельный анализ и обобщение которых приведены в ряде ранее выполненных работ [Маннафов и др., 1999; Родионов и др.,

2005 ф]. Общая сумма прогнозных ресурсов, определенная в авторских оценках по коренному золоту по листу в целом около 2900 т. Эта цифра приводятся как информационная и до апробации прогнозных ресурсов в установленном порядке, авторские рассматриваются в качестве неучтенного минерагенического потенциала.

Таблица 60

**Переоцененные или впервые выделенные объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы по листу Р-55**

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям*		Баланс ресурсов по результатам работ (+), (-)	Рекомендации по дальнейшим работам
	на начало работ	по результатам работ		
Уаза-Инский потенциальный РУ (0.1.1. Au,Sn) Золото	-	P <sub>3</sub> -75,00 (Au)	(+)P <sub>3</sub> -75,00 (Au)	Геолого-съемочные работы (ГДП-200, ГСР-50) в комплексе с поисковыми работами. I очередь
Урультунский потенциальный РУ (1.0.1. Zn,Pb,fl) Свинец Цинк	-	P <sub>3</sub> -420,00 (Pb) P <sub>3</sub> -1270,00 (Zn)	(+)P <sub>3</sub> -420,00 (Pb) (+)P <sub>3</sub> -1270,00 (Zn)	Геологосъемочные работы (ГДП-200) II очередь Поисковые работы, III очередь
Верхнетасканский потенциальный РУ (1.0.2. Zn,Pb,fl,Ag) Свинец Цинк	-	P <sub>3</sub> -700,00 (Pb) P <sub>3</sub> -2115,00 (Zn)	(+)P <sub>3</sub> -700,00 (Pb) (+)P <sub>3</sub> -2115,00 (Zn)	Геологосъемочные работы (ГДП-200) II очередь Поисковые работы, III очередь
Хейджанский потенциальный РУ (9.1.2. Au, Ag, Sn) Золото	-	P <sub>3</sub> -4,60 (Au)	(+)P <sub>3</sub> -4,60 (Au)	Поисковые работы, II очередь
Ульбейско-Друженский потенциальный РУ (10.1.1. Mo,U) Молибден	-	P <sub>3</sub> -44,00 (Mo)	(+)P <sub>3</sub> -44,00 (Mo)	Поисковые работы, III очередь
Аулинский потенциальный РУ (10.1.2. Mo,Cu) Молибден Медь	--	P <sub>3</sub> -259,00 (Mo) P <sub>3</sub> -815,00 (Cu)	(+)P <sub>3</sub> -259,00 (Mo) (+)P <sub>3</sub> -815,00 (Cu)	Поисковые работы, III очередь
Тарагайский РУ (10.2. 1. Au,Mo,Cu) Золото Молибден	P <sub>3</sub> -13,30 (Au)-	P <sub>3</sub> -101,00 (Mo)	(+)P <sub>3</sub> -101,00 (Mo)	Прогнозно-поисковые работы III очередь
Левотатыканский потенциальный РУ	P <sub>3</sub> -7,70 (Au)	P <sub>3</sub> -85,00 (Mo)	(+)P <sub>3</sub> -85,00 (Mo)	Поисковые работы, III очередь

(10.0.1 Мо, Au) Золото Молибден				
---------------------------------------	--	--	--	--

Примечание. Единицы измерения прогнозных ресурсов: золото – т; медь, свинец, цинк, молибден – тыс. т

При сложившейся структуре размещения полезных ископаемых, изученности территории и особенностях инфраструктуры, выделенные золоторудные узлы достаточно уверенно классифицируются по продуктивности и производственной инфраструктуре. Подавляющее большинство рудных узлов с низкой продуктивностью и малоблагоприятной производственной инфраструктурой располагается на юго-западе территории. Узлы с высокой продуктивностью и благоприятной производственной инфраструктурой сосредоточены прежде всего в Аян-Юряхской минерагенической зоне.

Основными районами золотодобычи на листе Р-55 в настоящее время пока являются Берелехский Дебинский и Среднекано-Штурмовской золоторудно-россыпные, так как на их территории добывается основной объем россыпного золота. Россыпные месторождения обрабатываются в основном мелкими и средними частными компаниями. В ближайшее время, с пуском в эксплуатацию золоторудных месторождений Наталка и Павлик эпицентр золотодобычи должен переместиться в Тенькинский золоторудно-россыпной район.

**Серебро.** Традиционно наиболее перспективной в отношении серебра для рассматриваемой территории считался Охотско-Чукотский минерагенический пояс, охватывающий южную часть площади листа Р-55. Однако к настоящему времени высокопродуктивных в отношении серебра площадей в этой части листа не выявлено и не прогнозируется. Имеющиеся авторские оценки некоторых рудных узлов невелики и не дают пока оснований для рекомендации их к дальнейшему изучению. По современным данным наиболее перспективными в отношении серебра на территории листа Р-55 становятся рудные районы позднеюрской Тарыно-Тас-Кыстабытской минерагенической зоны. Работами последних лет на юге зоны утверждены прогнозные ресурсы серебра в количестве 5 тыс. т по кат. Р<sub>3</sub> в Мандыченском рудном узле Тас-Кыстабытского рудного района. Еще большие перспективы в отношении серебра в расположенном севернее в Тарынском рудном районе, где на месторождении Купольное подсчитаны запасы серебра по кат. С<sub>2</sub> в количестве 1216,4 т. Утвержденные прогнозные ресурсы Тарынского района кат. Р<sub>3</sub> составляют 8400 т. В целом в Тарынском рудном районе с учетом авторских оценок прогнозных ресурсов категорий Р<sub>1</sub>, Р<sub>2</sub>, Р<sub>3</sub> общий минерагенический потенциал по серебру оценивается более чем в 64 тыс. т этого металла.

**Олово.** До середины 1950-х годов на территории листа велась интенсивная добыча олова. Впоследствии она резко снизилась и в начале 90-х годов прошлого века полностью прекратилась. Неблагоприятная современная конъюнктура этого металла, отсутствие крупных и богатых объектов не позволяют высоко оценивать перспективы территории в отношении олова. Однако, благоприятные геологические предпосылки, развитие нескольких оловоносных магматических комплексов дают основания для оптимистичных

авторских оценок некоторых ранее известных или потенциальных оловорудных площадей и в первую очередь Тарыно-Тас-Кыстабытской минерагенической зоны в пределах которой дается авторская оценка в 94 тыс. т олова по сумме кат.  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$  при общей оценке по листу в целом в по тем же категориям в 134 тыс. т. [Маннафов и др., 1999; Родионов и др., 2005 ф, Усачев и др., 2007 ф].

**Молибден.** Перспективные проявления молибдена порфировой формации установлены на юго-западе территории главным образом в пределах Центрально-Охотской минерагенической зоны. В процессе подготовки настоящей работы апробированы паспорта молибденовородных узлов по кат.  $P_3$ : Левоатыканского (85 тыс. т), Ульбейско-Дружненского (44,0 тыс. т), Аулинского (259 тыс. т), Тарагайского (101 тыс. т). Общий прирост прогнозных ресурсов кат  $P_{3,м}$  молибдена составил 489 тыс. т. С учетом ранее апробированных прогнозных ресурсов молибдена категории  $P_2$  – 300 тыс. т [Атрашенко и др., 1985 ф], общий минерагенический потенциал территории в отношении этого металла составляет 789 тыс. т.

**Медь.** Наиболее перспективные проявления меди порфировой формации также известны в пределах Центрально-Охотской минерагенической зоны. Прогнозные ресурсы меди прогнозируемого молибден-меднорудного Аулинского узла по кат.  $P_3$  апробированы и оценены в 815 тыс. т.

**Свинец и цинк.** Запасы этих металлов по кат.  $C_2$  учтены Госбалансом лишь в Мандыченском рудном узле Тарыно-Тас-Кыстабытской минерагенической зоны – 5,21 тыс. т свинца и 2,87 тыс. т цинка. Однако основные перспективы на свинец и цинк связаны с Таскано-Омулевской минерагенической зоной. В настоящее время апробированы паспорта Урультунского (420 тыс. т свинца 1270 тыс. т цинка по кат.  $P_3$ ) и Верхнетасканского (700 тыс. т свинца и 2115 тыс. т цинка по кат.  $P_3$ ) потенциальных рудных узлов. Таким образом, общий прирост прогнозных ресурсов по кат  $P_3$  в пределах листа Р-55 составляет 1,12 млн т свинца, 3,385 млн т цинка. В качестве сопутствующих в авторском варианте оценены по кат.  $P_3$ : флюорит – 2,19 млн т, германий 2,07 тыс. т. [Шпикерман и др., 1981 ф].

---

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Подземные воды на территории листа изучены недостаточно. Наиболее полно они охарактеризованы в горнопромышленных районах, при проведении геолого-съёмочных работ различных масштабов и других специальных исследований. Основные результаты гидрогеологических исследований обобщены в томах XX, XXIII и XXVI «Гидрогеология СССР» (1970–1972), в объяснительной записке к листу Госгеолкарты–1000 Р–54, 55 – Оймякон, О–55 [Государственная ..., 1999] и других работах.

Геологическое строение, высокая степень литификации и дислоцированности дочетвертичных пород, небольшая мощность четвертичных отложений в сочетании с мерзлотными условиями и расчлененным рельефом определили гидрогеологические условия территории. На площади листа повсеместно распространены многолетнемерзлые породы (ММП) мощностью до 200–500 м, и лишь в южной части территории их мощность может быть оценена в 30–100 м, а местами возможно и проявление ММП островного типа [Государственная ..., 1999]. Максимальной мощности ММП достигают на возвышенностях, минимальной – в долинах рек. Процессы многолетнего промерзания недр прямо зависят от геолого-тектонических особенностей гидрогеологических структур. Многолетняя мерзлота как водоупор определяет пространственное положение водоносных горизонтов, воздействуя на условия распространения, формирования и качество подземных вод. Простирающиеся основные элементы рельефа влияют на направление движения подземных вод. В глубоко промороженных гидрогеологических массивах, сложенных терригенными и вулканогенно-терригенными породами и соответствующих крупным поднятиям, основное значение имеют таликовые зоны, связанные с долинами рек и отепляющим влиянием водных потоков. В криогеологических массивах, сложенных кристаллическими породами, подмерзлотные воды находятся в количествах, не имеющих практического значения. Степень прерывистости зоны ММП и глубина промерзания межгорных артезианских бассейнов определяют условия питания этих структур со стороны окружающих их массивов. При сплошном распространении ММП и их значительной мощности питание межгорных артезианских бассейнов весьма затруднено и оказывается возможным лишь по обрамляющим бассейны тектоническим зонам [Шепелев В. В. и др., 1984].

При формировании подземных вод большое значение имеют также современные орогенические движения, способствующие перераспределению под-

земного и поверхностного стока и создающие условия для возникновения дополнительных источников питания и разгрузки водоносных комплексов.

Гидрогеологическое районирование территории проведено в соответствии с «Принципами гидрогеологической стратификации и районирования территории России» [Принципы ..., 1998] в зависимости от характера скоплений подземных вод, определяемых пористостью и трещиноватостью водовмещающих пород и с учетом их возраста, привязки пород к определенным тектоническим структурам, а так же от распространения ММП [Караванов, 1967] и «Картой гидрогеологического районирования территории Российской Федерации» м-ба 1: 2 500 000 (2004).

Согласно этой карте территория листа входит в состав Верхояно-Чукотской сложной гидрогеологической складчатой области (ГСО), в пределах которой выделены следующие гидрогеологические структуры II порядка: Верхоянский криогенный гидрогеологический район (КГР) (I), Охотско-Чукотская (II) и Колымо-Омолонская гидрогеологические складчатые области (III) (схема).

В гидрогеологическом разрезе Верхояно-Чукотской ГСО первым от поверхности залегает сложный нерасчлененный криогенно-таликовый неоген-четвертичный водоносный комплекс (N-Q). Границы его распространения показаны на гидрогеологической схеме. Вместе с тем, в составе его, на основании литолого-генетических особенностей, можно выделить следующие криогенно-таликовые горизонты:

1) Водоносный криогенно-таликовый горизонт горизонт аллювиальных отложений ( $aN-Q_H$ ), представленных преимущественно галечниками, валунниками, гравийниками, разнозернистыми песками, супесями, суглинками, глинами, торфом мощностью от нескольких до 50 м (редко более). В них развиты поровые и порово-пластовые подземные воды, приуроченные к сквозным и несквозным таликам преимущественно в русловом и пойменном аллювии. Ширина таликовых зон изменяется в пределах 20–100 м в зависимости от мощности водного потока, редко достигая 500–2000 м (реки Колыма Индигирка, Юдома), а мощность несквозных таликов достигает 5 м. В пределах аллювиальных и гляциофлювиальных надпойменных террас горизонт функционирует лишь в летний период при оттаивании деятельного слоя на глубину до 1,5 м. Возможно проявление сквозных таликов в днищах ледниковых озер. Водоупором для таликовых вод служат или многолетнемерзлые или коренные породы, с которыми горизонт имеет гидравлическую связь. Воды горизонта в основном грунтовые, иногда с местным криогенным напором (до 2–3 м). Глубина их залегания в течение года варьирует в пределах 0,5–3 м, редко достигая 5 м. Режим зависит от времени года и количества выпавших осадков. Водообильность пород неравномерная: в мелко-среднезернистых песках коэффициент фильтрации составляет 0,2–10 м/сут, в галечниках и гравийниках – 150–200 м/сут, удельные дебиты скважин – 0,2–20 л/с. Естественные ресурсы аллювиального горизонта варьируют от сотен до тысяч м<sup>3</sup>/сут, возрастая в долине р. Колыма до десятков тысяч м<sup>3</sup>/сут. Питание горизонта происходит за счет атмосферных осадков, поверхностных вод и вод нижележащих горизонтов; разгрузка – в местную гидросеть и в таликовых зонах в подстилающие водоносные горизонты и водоносные зоны

трещиноватости. Местами подрусловые потоки формируют круглогодичные родники в руслах рек с дебитом в десятки и сотни л/с. За их счет в руслах и на поймах большинства рек зимой образуются наледи с площадью 3–20 км<sup>2</sup>, мощностью льда 1–3 м и объемом в сотни тысяч кубических метров. По химическому составу воды несквозных таликов гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-натриевые с минерализацией 0,01–0,2 г/дм<sup>3</sup>, сквозных таликов – гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные, реже сульфатные (на участках сульфидного оруденения) кальциевые или кальциево-натриевые с более высокой (до 0,3 г/дм<sup>3</sup>) минерализацией. Воды, приуроченные к русловому и пойменному аллювию, наиболее перспективны для организации водоснабжения [Васькин, 2013 ф].

2) Широко распространен относительно водоносный верхнелепестово-голоценовый криогенно-таликовый горизонт (Q<sub>III-H</sub>), приуроченный к делювиально-пролювиальным шлейфам и конусам выноса у подножий гор, не выраженным в масштабе схемы гидрогеологического районирования из-за малых размеров. Отложения шлейфов представлены в основном неотсортированным обломочным материалом с супесчаным и суглинистым заполнителем, конусов выноса – валунным и гравийно-галечным. Мощность отложений шлейфов и конусов выноса достигает 20 м. С глубины 0,5–1,8 м горизонт проморожен и обводнен в нем в основном сезонно талый слой. Разгрузка осуществляется через временно действующие родники с дебитом 0,1–3,5 л/с в межень и до 70 л/с в период дождей, а также субаквально в русла водотоков. По химическому составу воды горизонта аналогичны водам несквозных таликов охарактеризованного выше аллювиального горизонта.

3) В днищах троговых долин, в цирках, на склонах и водоразделах развиты подземные воды локального распространения верхнелепестово-ледниковых отложений (Q<sub>III</sub>), представленных неотсортированными валунниками, галечниками, глыбниками, дресвяниками, супесями и суглинками мощностью до 50 м. Их водоносность связана с сезонноталым слоем до глубины 0,5–2,5 м. Воды поровые и порово-пластовые. Дебит родников 0,1–0,5 л/с, редко до 10 л/с. Химический состав вод не изучен [Шепелев В. В. и др., 1984].

К этому же комплексу условно отнесены подземные воды миоценовых отложений (N<sub>1</sub>), представленных галечниками, песками, глинами, суглинками, с прослоями бурых углей мощностью 30–50 м, Делянкирского (1) и Кавинско-Челомжинского (3) межгорных артезианских бассейнов, состав и режим которых в границах рассматриваемой территории не отличаются от вод террасовых отложений [Гидрогеология ..., 1972]. Артезианские бассейны кайнозойских впадин в зоне активного водообмена характеризуются высокой обводненностью. В них содержатся преимущественно инфильтрационные воды, но в зоне затрудненного водообмена преобладают седиментационные воды. Питание артезианских вод преимущественно инфильтрационное, а также за счет вод смежных горизонтов и зон трещиноватости в пределах таликовых зон. Разгрузка осуществляется в гидросеть, в смежные водоносные горизонты и зоны трещиноватости. В провинции прерывистого водонития ММП годовая амплитуда колебания уровней подземных вод составляет 0,5–4,0 м. Режим подмерзлотных вод не изучен [Государственная ..., 1999].

*Верхоянский криогенный гидрогеологический район (I)* представлен в основном водоносным криогенно-таликовым комплексом в интенсивно дислоцированных терригенных породах перми, триаса и юры; водоносной зоной трещиноватости в интрузивных породах мелового возраста, субвулканических образованиях и нижнемеловых покровных вулканитах небольшой мощности. Трещиноватая зона выветривания в этих породах имеет мощность 60–90 м и в основном проморожена. В зоне трещиноватости развиты надмерзлотные воды деятельного слоя (0,3–1,0 м), выходящие в верхних частях стенок многочисленных карров и в выступах коренных пород среди коллювия на склонах. Они образуют рассредоточенные родники, функционирующие только летом. Дебиты родников не превышают 0,02 л/с. Ниже границы промерзания в зоне трещиноватости распространены подмерзлотные трещинные и трещинно-жильные воды, часто связанные между собой по зонам сквозных таликов, приуроченным к разломам и долинам относительно крупных рек. Подмерзлотные воды выходят на дневную поверхность в виде постоянно действующих родников по сквозным таликам в зонах разломов и долинах крупных рек. Питание их происходит за счет поверхностных вод и инфильтрации атмосферных осадков, разгрузка – в основном в местах пересечения долин рек разломами. Дебиты родников 0,2–8 л/с, в линейных выходах – и более. Воды часто напорные. По химическому составу они гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-карбонатные, сульфатно-карбонатные со смешанным катионным составом и минерализацией 0,1–0,3 г/дм<sup>3</sup>. Подмерзлотные трещинно-жильные воды участвуют в формировании наледей смешанного типа. Воды зоны трещиноватости Верхоянского гидрогеологического района для организации водоснабжения крупных хозяйственных объектов малоперспективны. В пределах Верхоянского КГР выделены два артезианских бассейна с осадочным чехлом кайнозойского возраста в рифтовых впадинах: Делянкирский (1) и Хиникенский (2).

Для водоснабжения небольших объектов могут быть использованы трещинно-жильные воды в сочетании с водами аллювиальных отложений [Гидрогеология ..., 1972].

*Охотско-Чукотская гидрогеологическая складчатая область (II)* представлена Охотским криогенным гидрогеологическим районом (II<sub>1</sub>). В нем широко распространен водоносный криогенно-таликовый комплекс надмерзлотных и подмерзлотных трещинных, трещинно-пластовых и трещинно-жильных подземных вод в меловых вулканических и интрузивных образованиях, в которых мощность зоны трещиноватости достигает 80 м. Временно и постоянно действующие родники трещинных и трещинно-жильных вод в местах выходов гранитоидов отмечены у подножий бортов и на бортах долин небольших водотоков в бассейнах рек Челомджа, Нилгысыг, Нют, Яна и др. Они обычно сосредоточены в виде фонтанчиков высотой 10–12 см, реже пластовых выходов протяженностью до 100 м в зонах дробления с образованием небольших наледей в зимнее время. Дебиты родников 0,3–0,5 л/с, редко до 1 л/с, пластовых выходов – до 5 л/с. Так же, как и в Верхоянском КГР, надмерзлотные трещинные воды имеют здесь ограниченное распространение. Питание их в основном инфильтрационное и из поверхностных водотоков, а в зимнее время – вод локальных таликов в зоне трещиноватости. Разгрузка –



в местную гидросеть, в водоносные комплексы склоновых отложений, делювиально-пролювиальных шлейфов и неоплейстоцен-голоценового аллювия. Химический состав этих вод не изучен [Васькин, 2013 ф]. Южная часть Охотского КГР находится в области прерывистого распространения ММП, мощность которых местами не более 30 м, в то время как мощность зоны трещиноватости достигает 100 м. Здесь, помимо трещинных и трещинно-жильных вод, развиты напорные трещинно-пластовые и порово-пластовые подземные воды, приуроченные к вулканогенно-осадочным породам верхнеюрской огонерской толщи. Однако наиболее распространены трещинно-жильные воды сквозных таликов в зонах разломов. Дебиты источников таких вод достигают 10 л/с. Воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией до 0,15 г/дм<sup>3</sup>. На сопредельной с юго-запада территории, на Хаканджинском золото-серебряном месторождении, эти воды используются для бытовых и производственных нужд. Дебиты водозаборных скважин здесь 1–20 л/с [Васькин ..., 2013 ф].

В юго-западной части Охотского КГР развиты надмерзлотные и подмерзлотные трещинные, трещинно-жильные и предположительно трещинно-пластовые воды зоны трещиноватости в пермских, верхнетриасовых и нижнеюрских терригенных породах (в основном в песчаниках и алевролитах), смятых в пологие вало- и мульдообразные складки. Надмерзлотные преимущественно трещинные воды приурочены к сезонноталому слою мощностью 0,5–1,5 м. Выходы их отмечаются в летнее время в виде восходящих источников с высотой грифона до 15 см и дебитом около 0,2 л/с или рассредоточенных струек с очень малым дебитом. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,02–0,1 г/дм<sup>3</sup>. К надмерзлотным относятся и воды подруслых потоков [Васькин ..., 2013 ф].

Подмерзлотные в основном трещинно-жильные воды питают родники с дебитом 0,1–1 л/с. Они встречаются в нижних частях бортов долин рр. Нют, Хетас, Хейджан, Атыкан, Дусканья и правых притоков р. Нилгысыг, где в зимнее время образуются наледи. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,04–1,18 г/дм<sup>3</sup>, от кислых до нейтральных (рН = 5,4–7) [Васькин ..., 2013 ф].

При водоснабжении возможных промышленных объектов предпочтение следует отдать подмерзлотным и надмерзлотным таликовым водам голоценовых и верхнеоплейстоценовых аллювиальных отложений и трещинным и трещинно-жильным водам зон разломов, которые на сопредельных территориях обеспечивают деятельность горнодобывающих предприятий и жилых поселков [Васькин ..., 2013 ф].

В состав Охотского КГР (П<sub>1</sub>) входит Кава-Челомджинский артезианский бассейн кайнозойского возраста (3), приуроченный к одноименной впадине. Мощность осадочного чехла здесь более 500 м и в гидрогеологическом разрезе бассейна есть региональный глинистый водоупор. Воды верхних горизонтов бассейна пресные, а залегающие ниже водоупора – солоноватые с минерализацией более 3 г/дм<sup>3</sup>, хлоридные кальциево-натриевые [Гидрогеология ..., 1971].

*Кольмо-Омолонская гидрогеологическая складчатая область (III)* представлена Иньяли-Дебинским (III<sub>1</sub>) и Омуревским криогенными гидрогеологическими районами (III<sub>2</sub>).

Иньяли-Дебинский криогенный гидрогеологический район (III<sub>1</sub>) так же, как и в Верхоянский КГР, характеризуется широким распространением относительно водоносного криогенно-таликового комплекса с трещинными водами в интенсивно дислоцированных терригенных породах перми, триаса и юры (преимущественно), представленных алевролитами, песчаниками; водоносной зоной трещиноватости в интрузивных породах мелового возраста, субвулканических образованиях и нижнемеловых покровных вулканитах небольшой мощности. Здесь так же наиболее продуктивны сквозные талики, где водопроницаемость составляет десятки-сотни м<sup>2</sup>/сут. Ширина таликовых зон в долинах рек может достигать 2–3 км.

В Иньяли-Дебинском КГР обособливаются четыре межгорных артезианских бассейна: три из них кайнозойского возраста: Верхнеберелехский (4), Талонский (5), Малый-Сиенский (6) и Аркагалинский (7) в терригенных породах верхнего мела. Среди них наиболее изучен *Аркагалинский артезианский бассейн* (7) в песчаниках, конгломератах и аргиллитах верхнего мела, слагающих несколько разбросанных мульд, площадью около 100 км<sup>2</sup>. Мульды разделяются поднятиями фундамента, где верхнемеловые породы размыты. Мощность водоносного комплекса достигает 500 м. Скважинами вскрыты напорные подмерзлотные воды, появляющиеся непосредственно под толщей ММП на глубине 120–200 м. Напор изменяется от 120 до 190 м. В отдельных случаях скважины самоизливаются. Водоносность пород, слагающих бассейн, неодинакова. Степень трещиноватости, а, следовательно, и обводненности, существенно возрастает при насыщении водовмещающих пород органическим веществом, обеспечивающим интенсивное течение процессов криптогипергенеза [Государственная геологическая карта Российской Федерации..., 1999]. Большие водопритоки получены из грубозернистых разностей. Удельные дебиты по скважинам при одних и тех же понижениях изменяются от 0,016 до 0,175 л/с. Температура воды низкая: на глубине 300 м она составляет 1,4 °С. По химическому составу это сульфатные с минерализацией до 4–8 г/дм<sup>3</sup> и гидрокарбонатные с минерализацией до 3 г/дм<sup>3</sup> натриевые воды. Сульфатные воды распространены в центральной части, а гидрокарбонатные – в периферийных частях бассейна. Минерализация воды растет с увеличением глубины залегания водоносных пород. При проходке отдельных скважин в подмерзлотной зоне были вскрыты небольшие скопления газа азотно-метанового или азотно-углекислого состава. Наблюдения за режимом подмерзлотных вод, проведенные при бурении скважин в разное время года, указывают на его постоянство [Гидрогеология ..., 1972].

*Омуревский криогенный гидрогеологический район (III<sub>2</sub>)* характеризуется распространением криогенного водоносного комплекса с трещинными, трещинно-карстовыми надмерзлотными и подмерзлотными водами в зоне трещиноватости дислоцированных терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных породах ранне-среднепалеозойского возраста (Є–С). Водовмещающие породы представлены мергелями, известняками, доломитами, песчаниками, алевролитами.

Водоносный комплекс распространен в бассейне рек Омудевка и Таскан в районах развития сплошной мерзлой зоны. Тем не менее, здесь повсеместно встречаются проявления современного и древнего карста. На водоразделе рек Омудевка и Таскан встречаются провальные озера в поперечнике до 50 м. Между озерами находятся гипсовые холмы высотой до 10 м. Описаны различные карстовые формы: воронки, поноры, карры, ниши. Воронки и карры приурочены к выположенным водоразделам с абсолютными отметками 500–600 м, диаметр воронок от 3 до 5 м, глубина около 1 м. Подмерзлотные трещинно-карстовые воды были вскрыты скважинами, пробуренными в долине р. Тирехтях (правый приток р. Таскан). Воды напорные, глубина установившегося уровня 140 м. Дебит скважин 0,05 л/с. По химическому составу воды хлоридные кальциево-натриевые, с минерализацией от 0,7 до 2,5 г/дм<sup>3</sup> [Гидрогеология ..., 1972].

*Водоснабжение.* Для хозяйственно-питьевых и технических нужд используются в основном воды поверхностных водотоков и воды неоген-четвертичного водоносного комплекса (из аллювиальных, ледниковых, водно-ледниковых отложений), в основном удовлетворяющие требованиям ГОСТ и СанПин. Помимо грунтовых и поверхностных вод для водоснабжения эксплуатируются трещинные воды в скальных мезозойских породах и гранитоидах. Населенные пункты не испытывают недостатка в воде, хотя во многих эксплуатационных скважинах отмечено сильное бактериальное загрязнение (г. Сусуман, пос. Ягодное, Усть-Омчуг и др.) [Попова, 2006 ф]. Часто в грунтовых водах отмечается повышенное содержание железа. Основная часть месторождений пресных подземных вод на рассматриваемой территории приурочена к сквозным и надмерзлотным таликам. Подмерзлотные воды значительно уступают им по степени водообильности и минерализации. Эксплуатация подмерзлотных вод осложнена [Государственная ..., 1999]. Данные по обеспеченности ресурсами питьевых подземных вод приведены в табл. 61

Таблица 61

**Обеспеченность ресурсами питьевых подземных вод крупных водопотребителей на территории листа Р-55 [Информационный отчет по объекту 36 ....., 2002 ф]**

№ п/п	Название населенного пункта	Потребность в питьевой воде, тыс. м <sup>3</sup> /сут	Водопотребление, тыс. м <sup>3</sup> /сут	Утвержденные эксплуатационные запасы подземных вод, тыс. м <sup>3</sup> /сут	Обеспечение потребности прогнозными ресурсами, %
1	г. Сусуман	6,30	6,306	12,300	195
2	п. Беличан	0,285	0,260	-	-
3	п. Большевик	0,44	0,440	-	-
4	п. Буркандья	0,55	0,550	-	-
5	п. Кадыкчан	2,56	2,561	1,621	63
6	п. Мяунджа	2,63	2,630	-	-
7	п. Нексикан	0,46	0,456	-	-

8	п. Холодный	0,78	0,785	-	-
9	п. Широкий	0,60	0,605	0,605	-
10	п. Усть-Омчуг	3,40	33,386	35,00	1029
11	п. Бурхала	0,83	0,830	1,060	128
12	п. Ягодное	3,00	2,912	10,500	350

Для изыскания новых месторождений подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения, поисков и разведки минеральных и промышленных вод, изучения мерзлотно-гидрогеологических условий эксплуатации месторождений полезных ископаемых и для совершенствования природоохран-ных мероприятий земле- и водопользовании необходимы дальнейшие исследование.

---

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

С учётом существующей типизации ландшафтно-геологических систем, рассматриваемая территория относится к субарктическим резко континентальной, приокеанической и океанической (Тихоокеанской) группам ландшафтов. В их пределах выделяются природные ландшафты гольцового высокогорья и горной тундры, горноредколесного, гольцово-тундрового и редколесно-тундрового среднегорья, лесотундрового и предтундрово-редколесного низкогорья, горноредколесного плоскогорья, редколесно-таёжных лесов низкогорий, холмогорий, увалов, моренных гряд, аллювиальных, водноледниковых террас и поймы [Мерзлотно-ландшафтная ..., 1989; Ландшафтная ..., 2000)]. Горные природно-территориальные комплексы функционируют как на многолетнемерзлом основании, так и на талых породах [Мерзлотные ..., 1989]. Мощность толщи многолетнемерзлых пород составляет 200–350 м, в долинах рек – 100–200 м. Краткая характеристика природных ландшафтов территории листа приводится в условных обозначениях к эколого-геологической схеме м-ба 1: 2 500 000.

**Экзогенные геологические процессы (ЭГП)**, влияющие на экологическое состояние среды и проявленные в пределах листа, типичны для подобного типа ландшафтов. В горных ландшафтах это осыпи, обвалы, сели, снежные лавины, курумы, почти повсеместные на крутых склонах альпинотипного высокогорья и горной тундры. Осыпи, плоскостной смыв и солифлюкция широко распространены и на склонах средневысотных, низких гор и холмогорий. В пределах горно-долинного террасового типа местности явно прогрессирующих криогенных процессов не отмечено [Мерзлотные ..., 1989]. В межгорных впадинах и долинах рек напротив проявлено заболачивание, морозное трещинообразование, широко распространены термокарстовые западины, бугры пучения, каменные многоугольники, а в поймах и руслах рек наблюдаются боковая и донная эрозия, формируются наледи и наледные поляны. Некоторые ландшафты в той или иной степени затронуты техногенным воздействием, в том числе и на геологическую среду. Наиболее интенсивно оно проявлено в долинах рек и на эрозионно-денудационном низкогорье, в пределах которых несколько десятилетий велась или ведётся добыча россыпного и рудного золота. В долинах водотоков здесь полностью уничтожен первичный ландшафт. Изменены их русла, пойменные, а нередко и надпойменные террасы. Уничтожены растительный и почвенный покровы. Рекультивация нарушенных земель не проводилась. В результате отработки россыпей гидромеханическим способом возникли нооаккумулятивные и но-

оденудационные формы рельефа. Возникли системы гребней, одно- и двухъярусные внутренние отвалы, остаточные траншеи, выемки, карьеры грунта для строительства дорог, плотин, дамб. При добыче полезных ископаемых появились и новые искусственные поверхностные формы рельефа: отвалы горных пород, карьеры, хвостохранилища, терриконы (в районах добычи угля). При деформации земной поверхности образуются новые криогенные формы рельефа: просадки, провалы, западины. Происходит изменение термо- и гидробаланса (осушение или подтопление отдельных участков), проявляются термокарст, пучение и термоэрозия [Мерзлотные ..., 1989]. Подрезка горных склонов может привести к активизации ЭГП. Возникли площадки намораживания от поступающих на них бытовых стоков. Доля нарушенных техногенных ландшафтов составляет 16 % от площади листа [Николаев, 2010 ф].

На территории находятся крупные электростанции: Аркагалинская ГРЭС, расположенная на р. Мянунджа, Колымская ГЭС на одноименной реке, оказывающие местное влияние на окружающую среду.

**Загрязненность поверхности территории.** По данным геохимического опробования, на территории выявлено несколько десятков природных геохимических аномалий [Николаев, 2010 ф]. Наиболее широкое развитие на площади листа имеют аномалии золота.

В большинстве природных геохимических аномалий содержание токсичных элементов оценивается как допустимое. В моноэлементных аномалиях наиболее опасными загрязнителями донных осадков являются мышьяк, молибден, свинец, медь. Полиэлементные аномалии представлены широким спектром природных химических загрязнителей всех классов опасности. В аномалиях с допустимой степенью загрязнения ( $Z_c < 16$ ) токсичными элементами являются As, Zn, Mo, Sb, Pb, Cu, Hg с содержаниями их в донных илах ниже фоновых значений. Умеренно опасное загрязнение геологической среды поллютантами ( $Z_c > 16 < 32$ ) наблюдается в юго-восточной части листа. Спектр природных загрязнителей здесь представлен Pb, Mo, Cu, Zn, W, As [Николаев, 2010 ф].

Природные, преимущественно точечные, радиоактивные аномалии с интенсивностью гамма-излучения 50–100 и более 100 мкР/ч сосредоточены преимущественно в восточной части территории [Николаев, 2010 ф]. Наиболее интенсивной является аномалия, связанная с хвостохранилищем бывшей обогатительной фабрики месторождения урана Бутугычаг. Территория никем не охраняется и радиоактивные хвосты во время паводков размываются ручьем и выносятся в бассейн р. Колымы.

**Загрязненность подземных вод.** Степень защищенности подземных вод от загрязнения в районе связана с многолетней мерзлотой. Высокогорные и среднегорные участки горных хребтов с непрерывным (сплошным) развитием ММП мощностью 100–500 м, выполняющих роль водоупора, характеризуются высокой степенью защищенности подмерзлотных подземных вод от загрязнения. Надмерзлотные воды деятельного слоя и таликов напротив не защищены от внешних источников загрязнения и могут принимать на себя всю возможную негативную нагрузку. В районах развития ММП мощностью 50–100 м с редкими таликовыми зонами (долины рек и юго-восточная часть

площади листа) степень защищённости подземных вод от загрязнения средняя [Васькин, 2013 ф]. Часто в водах плейстоцен-четвертичного криогенно-таликового водоносного комплекса фиксируется повышенное содержание железа и сульфатов [Государственная ..., 1999].

**Сейсмичность территории.** Согласно карте общего сейсмического районирования Российской Федерации ОСР-97D (2000), территория относится к зонам интенсивности сотрясений 8–11 баллов шкалы МСК-64 на средних грунтах. Восточную часть территории пересекает сейсмический пояс Черского. В 1971 г. в непосредственной близости (15 км) от северной рамки листа произошло мощнейшее за время инструментальных наблюдений Артыкское землетрясение магнитудой 7,1 балла. По оценкам Б. П. Важенина (2012 г.), основанным на материалах дешифрирования палеосейсмодислокаций, подобные разрушительные землетрясения на данной территории в среднем происходят 1 раз в 71 год. По материалам базы данных сейсмических наблюдений на Северо-Востоке России (СВКНИИ ДВО РАН) с 1968 г. по 2012 г. на территории листа произошло 436 сейсмических событий магнитудой более 2,8. События магнитудой более 4 происходят в среднем 1 раз в 8 месяцев, а землетрясения магнитудой более 5 – 1 раз в 15 лет.

**Особо охраняемые территории.** В пределах листа находится Кавачеломджинский участок Магаданского заповедника. Его площадь составляет 624 456 га или 3 % всей площади листа. На территории листа находится также несколько особо охраняемых природных территорий, признанные памятниками природы. Три из них относятся к категории геологических. Ниже приводится их описание.

*Геологический памятник природы Омулевский* (1) находится на территории Сусуманского района Магаданской области, в правобережном бассейне р. Омулевка. Официальный статус – памятник природы регионального значения (Решение исполнительного комитета Магаданского областного Совета народных депутатов от 08.07.1983 №296 «О признании редких и достопримечательных объектов памятниками природы»).

Координаты объекта: 63°55'48" с.ш., 149°10'48" в.д.

Памятник природы Омулевский геологам более известен как разрез ручья Мирный (на топокартах назван Гремучий), лев. пр. р. Ина. По обоим берегам неглубокого каньона этого ручья протяженностью 6,5 километров в моноклинальном залегании обнажается почти непрерывная последовательность морских осадочных пород от среднего ордовика до верхов нижнего девона. Разрез изучался в основном российскими геологами М. М. Орадовской, А. А. Николаевым, Р. Ф. Соболевской, Т. Н. Корень и другими (1958–1984 гг.).

Наибольший интерес представляет средняя часть каньона ручья Мирный длиной около одного километра, где вскрываются пограничные отложения ордовика и силура и сама граница этих систем. Кроме того, в этом же интервале представлен в полный объеме разрез хирнантского яруса Ценность этого разреза в том, что здесь в изобилии совместно представлены как остатки бентосной фауны (брахиоподы, кораллы, трилобиты, гастроподы, остракоды), так и остатки плавающих организмов (граптолиты, конодонты), что определяет широкие возможности для корреляции с разнофациальными типами раз-

резов. Разрез руч. Мирный дважды был объектом международных геологических экскурсий. Международной стратиграфической комиссией рассматриваемый разрез пограничных отложений ордовика-силура отнесен к высшей категории международных опорных разрезов.

Кроме пограничных отложений ордовика и силура в разрезе ручья Мирного хорошо представлены отложения верхов дарривилского яруса, в полном объеме отложения сандбийского и катийского ярусов, отложения всех ярусов силура, а также лохковского, пражского и эмского(?) ярусов девона. В каньоне ручья Мирного находятся также стратотипы падунского, тирехтяхского, мирненского региональных горизонтов; стратотипы местных стратиграфических подразделений – каньонской, падунской, тирехтяхской, мирненской свит. Состав осадочных пород каньона руч. Мирный также весьма разнообразный: от глубоководных черных граптолитовых сланцев до мелководных (пляжных) известковых конгломератов, песчаников и калькаренигов. Преобладают пелитоморфные и органогенные известняки, встречаются также мергели, доломиты, домериты. В стенках каньона нередко обнажаются биогермы различного размера. При общем моноклиальном залегании осадочных отложений, на некоторых участках разреза наблюдаются мелкие складки.

Омулевскому памятнику природы, главным элементом которого является разрез руч. Мирный, присвоен статус регионального, однако научная значимость этого объекта выходит далеко за пределы региона Магаданской области. Ему необходимо присвоить статус памятника природы федерального значения. На VIII международном симпозиуме Европейская ассоциация по охране геологического наследия (*ProGEO*) было предложено внести разрез руч. Мирный в список наиболее представительных геологических объектов, характеризующих геологическое строение территории в его эволюционном развитии (классифицируется как «надрегиональный стратиграфический объект геологического наследия») в рамках проекта «GEOSITES» [Shpikerman, 2015]. Недостатком объекта является его удаленность от населенных пунктов (140 километров от города Сусуман), отсутствие дорог и другой инфраструктуры. Однако эти факторы обеспечивают его сохранность без дополнительных затрат.

*Геологический памятник природы Нелюдимая (2)* находится на территории Ягоднинского района Магаданской области, в правобережном бассейне р. Таскан. Официальный статус – памятник природы регионального значения (Решение исполнительного комитета Магаданского областного Совета народных депутатов от 08.07.1983 №296 «О признании редких и достопримечательных объектов памятниками природы»).

Координаты центра объекта: 63°25'14" с.ш., 149°42'09" в.д., площадь 0,12 км<sup>2</sup>.

Памятник природы Нелюдимая известен как стратотипический разрез нелюдимской свиты нижнего девона и как стратотип одноименного регионального биостратиграфического горизонта, соответствующего по объему лохковскому ярусу. Разрез представляет собой скальный обрыв левого коренного склона долины р. Нелюдимая. Протяженность почти непрерывного выхода коренных пород около 1 км, высота от 5 до 15 м. Обрыв образован в результате ледовой экзарации коренного склона крупной наледью, распро-



страняющейся на всю ширину поймы р. Нелюдимая. На данном участке долины река почти вкрест простирания пересекает монклинально залегающие крутопадающие слои карбонатных и терригенно-карбонатных отложений верхнего силура и нижнего девона. Разрез изучался российскими геологами А. А. Николаевым, В. Н. Дубатовым, Б. В. Преображенским, В. П. Бутковым, М. Х. Гагиевым и др. (1944–1989 гг.).

В разрезе р. Нелюдимая нелюдимская свита мощностью 400 м вскрывается в полном объеме. Подстилается свита желтыми мергелями, домеритами, известковыми алевролитами верхнесилурийской мирненской свиты, перекрывается грубослоистыми и органогенными известняками снежинской свиты пражского возраста. Нелюдимская свита в разрезе представлена толщей переслаивания серых и темносерых известняков и доломитизированных известняков тонко- и массивнослоистых, комковатых, плитчатых, пелитоморных и органогенных. Отложения свиты в разрезе изобилуют фаунистическими остатками: табулятами, брахиоподами, остракодами, конодонтами.

Разрез Нелюдимая труднодоступен; до ближайшей автомобильной дороги (бывший пос. Таскан) – 70 км. Посещение возможно с использованием вертолета или вездехода.

*Гидрогеологический памятник природы Сытыган Сылба* (3) расположен в Оймяконском районе Республики Саха (Якутия) в 50 км. от пос. Сордоннох, в 6,5 км к юго-западу от оз. Алысардах. Имеет охранный статус памятника природы местного значения. (Распоряжение администрации Оймяконского улуса Республики Саха (Якутия) от 22.05.2000 №336).

Координаты: 62°45'36" с.ш., 144°16'48" в.д.

Термальный источник слабоминерализованных сульфидных, кремнистых вод. С 1926 г. неоднократно изучался разными исследователями, но заключения о его лечебных свойствах сделано не было. Интересен как единственный выход термальных вод в Восточной Якутии и своим потенциалом для использования в бальнеологии. Детальное описание дано в разделе «Подземные воды» главы «Полезные ископаемые».

**Общая оценка состояния геологической среды** Оценка экологического состояния геологической среды территории выполнена с учётом влияния на неё природных факторов: расчлененности и энергии рельефа, геодинамической и сейсмической обстановок, величине пораженности ЭГП, сорбционной способности рыхлых отложений определены геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафтных подразделений. Все горно-таёжные ландшафты, литогенной основой которых являются преимущественно скальные породы, как правило, геохимически устойчивы, а геодинамически малоустойчивы. Геолого-экологический потенциал долинно-таёжных ландшафтов рек, сложенных аллювиальными, водно-ледниковыми и ледниковыми образованиями, является средне- и малоустойчивым [Васькин, 2013 ф]. В пределах днищ долин горных рек развиваются мелко- и крупнопolygonальное раскрекивание, пучение и наледообразование.

В целом по комплексу природных факторов, воздействующих на эколого-геологическую обстановку на территории листа (геоморфологического, гидрогеологического, криогенного, геодинамического, естественной радиоактивности, геохимического, неотектонического, климатического), ее можно

оценить как напряженную, и только на локальных участках разработки месторождений полезных ископаемых как кризисную. Неудовлетворительное эколого-геохимическое состояние территорий связано с формированием аномальных геохимических полей, источником которых служит рудная минерализация. В еще большей степени оно обусловлено техногенным загрязнением речной сети в процессе горнодобывающих работ, особенно открытой разработкой россыпных и коренных месторождений полезных ископаемых [Николаев, 2010 ф], а также сносом в речную хвостов обогатительных фабрик.

Большую часть территории занимают высокогорья и среднегорья хребтов со сложной криогенной обстановкой, высокой сейсмичностью, интенсивно развитым комплексом ЭГП, значительным количеством геохимических и радиоактивных аномалий, невысокой водопроводимостью и водопроницаемостью пород относятся к типу районов с напряженным состоянием геологической среды. На остальной территории, охватывающей в основном низкогорья, холмогорья, водно-ледниковые и аллювиальные поверхности, эколого-геологическая обстановка удовлетворительная и отвечает умеренной степени опасности.

Для более подробной оценки экологической обстановки на территории листа необходимо проведение специализированных исследований и разработка программы мониторинга окружающей среды, в особенности вблизи действующих предприятий.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в ходе составления комплекта карт листа Р-55 данные отображают современный этап изучения наиболее освоенной части Северо-Востока России. Достигнуты определенные успехи в геологическом изучении территории, являющейся принадлежностью северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Геологическая карта листа Р-55 (Сусуман) составлена на основе обобщения разнообразной ретроспективной информации, включающей данные среднемасштабных и крупномасштабных геологических съемок и составления среднемасштабных геологических карт нового поколения (Госгеолкарта-200/2), тематических исследований, материалы геофизических и геохимических работ (ГФО и ГХО), поисковых и поисково-оценочных работ на все виды полезных ископаемых. Выполнено дешифрирование разнообразных космических материалов, использованы данные собственных полевых наблюдений. Полевые прогнозно-минерагенические исследования проведены на пяти опорных площадях, включающих 30 детальных исследовательских участков. Принципиально важная информация о глубинном строении территории получена из материалов законченного в 2014 г. опорного геолого-геофизического профиля ЗДВ, полностью пересекающего лист от западной рамки до восточной. Все это способствовало существенно уточнению структуры территории и построению современной геологической основы масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-55-Сусуман.

В состав комплекта новой геологической основы вместе с настоящей Объяснительной запиской вошли:

- геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000;
- карта полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000;
- карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000.
- карта четвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000
- карты и схемы зарамочного оформления

**При уточнении особенностей геологического строения территории листа Р-55 получены следующие новые результаты.**

1. Впервые достоверно установлен возраст образований гранито-гнейсового ядра и сланцевого обрамления уочатского зонального метаморфического комплекса. Гнейсо-гранитоиды ядра Уочатского блока по данным U-Pb SHRIMP датирования цирконов имеют возраст 620–640 млн лет, т.е. сформировались в конце позднего рифея (предвендское коллизионное событие). Возраст метавулканитов и метаосадочных пород обрамления отвечает

началу позднего рифея (около 1000 млн лет по данным U-Pb SHRIMP датирования первичных цирконов вулканических пород). Эти образования выделены из состава нижнепалеозойской лайминской свиты в верхнерифейскую хобойскую толщу.

2. Уточнены возраст, границы и площади развития пермских отложений в соответствии с современным трехчленным делением системы; уточнены соотношения местных стратиграфических подразделений пермской системы с таксономическими единицами региональной и общей стратиграфических шкал. На картах предыдущих поколений пермские отложения территории картировались как элементы двучленной общей стратиграфической шкалы перми. Проведенные исследования позволили на всей территории листа Р-55 определить стратиграфическую позицию всех выделенных местных стратон в современной системе трехчленного деления перми, увязать их с новейшими стратиграфическими схемами региона [Решения ..., 2009]. Стратиграфическая последовательность крупнейшей в пределах листа по распространению пермских отложений Аян-Юряхской структурно-фациальной зоны, впервые была привязана к шкале абсолютного возраста по данным пока единичного датирования U-Pb SHRIMP методом по сингенетичным цирконам в микродиамиктитах средней подсвиты омчакской свиты. Полученная дата  $257.1 \pm 3.0$  млн лет соответствует нижней части регионального хивачского горизонта, или нижней части вучапинского яруса по Международной стратиграфической шкале. Уточнены также площади развития пермских отложений на территории листа, для пермского среза существенно детализирована схема районирования, что позволило реконструировать палеогединамические обстановки формирования пермских палеобассейнов.

3. Существенно уточнена возрастная последовательность мезозойского магматизма (колымского, басугуньинского, сибердыкского, нерабохапчинского, негаяхского и др. гранитоидных комплексов). Анализ полученных в последние годы многочисленных U-Pb SHRIMP дат гранитоидов рассматриваемой территории позволяет выделить две главные эпохи гранитоидного магматизма: 1) позднеюрскую 160 – 145 млн лет, и 2) альб-позднемеловую – 105 – 80 млн лет. Резко подчиненную, но вполне очевидную роль играла также баррем-аптская эпоха гранитоидного магматизма – 120–130 млн лет. Было установлено, что все традиционно выделяемые в Главном Колымском плутоническом поясе гранитоидные комплексы (колымский, басугуньинский, сибердыкский, негаяхский, таскыстабытский) являются позднеюрскими, а не раннемеловыми, как это было показано на Госгеолкарте–1000 предыдущего поколения. По возрасту эти комплексы синхронны вулканитам Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. Альб-позднемеловые гранитоидные комплексы размещаются к юго-западу от Главного Колымского плутонического пояса в основном в перивулканической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Они выделены в Приохотский плутонический пояс. Раннемеловые (баррем-аптские) гранитоиды установлены на юге территории и выделены в омчанский гранит-лейкогранитовый комплекс. Достоверно установлен кайнозойский (эоценовый) возраст гиабиссальных тел щелочных габброидов и лампрофиров в пределах Омuleвского террейна (омулевский комплекс).

4. Уточнен характер нижней границы среднеюрских образований в пределах Нера-Берелехской и Дебин-Сумунской структурно-формационных зон. На основе впервые полученных данных микрофаунистических определений из юрских отложений на левобережье р. Сусуман нашло подтверждение предположение о стратиграфическом перерыве между ниже- и среднеюрскими отложениями. Объем перерыва – почти весь тоар.

5. Важным достижением явилась новая схема расчленения триасовых и юрских отложений для задач мелкомасштабного геологического картирования. На большей части территории эти образования закартированы по четко определенному геоисторическому и структурно-вещественному принципу. Для них выделены крупные серии, отвечающие отдельным трансгрессивно-регрессивным этапам. Серии разделены на подсерии, соответствующие трансгрессивной и регрессивной стадиям цикла. Такой подход позволил отказать на большей части территории от произвольного сложения отдельных свит и толщ в формальные укрупненные картографируемые единицы, которые зачастую сложно использовать как металлотекты.

6. Современные геофизические данные позволили кардинально изменить представления о тектонике и глубинном строении территории. Существенные отличия структурного плана верхнего (3–8 км) складчатого комплекса (слоя) от более глубинных частей земной коры противоречит традиционным представлениям об антиклинорно-синклинорном строении территории. Такое несоответствие может быть объяснено только тем, что складчатый комплекс на большей части рассматриваемой территории находится в аллохтонном залегании. Более того, материалы сейсмопрофилирования показывают, что и в самом складчатом комплексе присутствуют многоярусные аллохтонные блоки. Последнее подтверждается также данными полученными при изучении глубинных ксенолитов.

**При уточнении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, критериев их прогнозирования, локализации перспективных площадей и оценке прогнозных ресурсов листа Р-55 получено следующее:**

1. Для золотого оруденения Аян-Юрхской и Иньяли-Дебинской минерогенических зона установлены новые закономерности локализации оруденения. Золоторудные месторождения приурочены к структурам, в строении которых участвуют два литодинамических комплекса: (1) комплекс задугового бассейна и (2) комплекс окраинного моря (микроокеана). Индикатором комплекса задугового бассейна выступают вулканогенно-осадочные толщи, изобилующие пирокластическим и вулканомиктовым материалом, состоящим преимущественно из пород среднего и кислого состава. К таким комплексам на территории листа Р-55 относятся отложения атканской и омчакской свит верхней перми, буркотской серии верхнего триаса. Индикаторами комплекса окраинного моря (микроокеана) являются глубоководные тонко-терригенные черносланцевые (углеродистые) толщи (при метаморфизме – аспидные сланцы), наличие туфогенных пород и флиш (турбидиты). Такое сочетание наблюдается в разрезе нижней-средней юры представленном (снизу-вверх) бурустахской (черносланцевая) и артыкской (флиш) сериями. Комплексами задугового бассейна на территории листа сложен Вилигинский тер-

рейн, комплексами окраинного моря (микроокеана) – Иньяли-Дебинский террейн. Вторым важнейшим фактором контроля золотого оруденения является наличие среди указанных комплексов тонкотерригенных черносланцевых отложений, являющихся коллекторами геохимического потенциала золота. Подчеркнута роль рассеянного колчеданного рудообразования в формировании этого потенциала. К таким рудоматеринским толщам относятся нижне-среднепермская пионерская свита Вилигинского террейна и нижнеюрская бурустахская Иньяли-Дебинского террейна. Указанные подразделения являются критериями прогнозирования для золоторудного оруденения и выделены в качестве металлотектов на карте закономерностей полезных ископаемых.

2. Существенно уточнена роль тектонического фактора в размещении золотого оруденения Главного золотоносного пояса Колымы. Подчеркнуто значение крупных надвигов в основании аллохтонных блоков. Золоторудные кварцево-жильные системы предпочтительнее формируются под тектоническими экранами в автохтонах и паравтохтонах крупных аллохтонных блоков и в рамповых складках во фронте крупных надвигов.

3. Для серебряного оруденения в связи с меловыми вулканогенными образованиями в Приохотской минерагенической зоне не установлено принципиально новых закономерностей размещения. Вместе с тем, существенно уточнены границы самой Приохотской минерагенической зоны. В пределах зоны локализованы многочисленные сереборудные, серебро-золоторудные и сурьмяно-сереборудные узлы, связанные с выделенными позднемеловыми вулканоструктурами.

4. Для оловянного оруденения в связи с гранитами в Хурэн-Арманской и Тас-Кыстабытской минерагенической зона существенно уточнены границы указанных минерагенических таксонов и сами критерии прогнозирования. Установлено, что собственно гранитоиды серебро-оловоносного тас-кыстабытского комплекса имеют не раннемеловой, как считалось ранее, а позднеюрский возраст, что установлено при изучении петротипа комплекса – Тас-Кыстабытского гранитоидного массива. В то же время, установлено, что многие оловоносные гранитоиды, относимые к тас-кыстабытскому комплексу, оказались позднемеловыми. В связи с этими изменениями из состава Тас-Кыстабытской минерагенической зоны были исключены многие оловорудные объекты (Хиникенджинский, Ирекено-Брендакиский и др. рудные узлы), которые стали элементами вновь выделенной Куйдусуно-Бутугычагской минерагенической зоны. Вместе с тем, Тас-Кыстабытская минерагеническая зона существенно продлена на север вплоть до северной рамки листа и в нее были включены многочисленные оловянные, олово-серебряные и собственно серебряные объекты, связанные с позднеюрскими гранитоидами (массив Труд и др.), также с Тарынским субвулканом, который по нашим данным также оказался позднеюрским. Новые данные получены и по Хурэн-Арманской минерагенической зоне. Установлено, что редкометальное (олово, вольфрам, висмут) оруденение контролируется не только позднемеловыми гранитоидами, но и раннемеловыми вновь выявленного омчанского гранитного комплекса.

5. Для свинца и цинка в позднеюрских вулканитах и палеозойских карбонатных толщах в Таскано-Омулевской минерагенической зоны определены металлотекты и границы рудных узлов стратиформного флюорит-свинцово-цинкового и серебро-полиметаллического оруденения. Для Урультунского и Верхнетасканского рудных узлов дана прогнозная оценка прогнозных ресурсов свинца и цинка по кат РЗ. Оценка дана по аналогии с месторождением того же формационного типа – Сардана в на востоке Республики Саха (Якутия).

6. Выполнена современная оценка прогнозных ресурсов всех видов минерального сырья. Получен прирост прогнозных ресурсов золота – 79,6 т, молибдена – 489 тыс. т, меди – 815 тыс. т, свинца – 1120 тыс. т и цинка – 3385 тыс. т.

**При увязке рамок листа Р-55 с ранее составленными листами Р-54 и Р-56 Госгеолкарты–1000/3 внесены следующие изменения.**

На западной рамке геологической карты (с листом Р-54) с севера на юг:

- на основании новых геохронометрических данных U-Pb SHRIMP методом изменен возрастной индекс дацитов Тарынского субвулканического массива с  $K_1$  на  $J_3$ , в связи с чем был упразднен тарынский вулканический комплекс, Тарынский субвулканический дацитовый массив отнесен к улаханчистайской группе вулканических комплексов (*ЏИзуѳ*);

- на основании новых геохронометрических данных U-Pb SHRIMP методом изменен возрастной индекс куранахсалинской свиты с  $J_2-K_1ks$  на  $J_{2-3}ks$ .

2. На восточной рамке геологической карты (с листом Р-56) с севера на юг:

- в соответствии с ВКСЛ примыкающие к рамке с востока батьковская ( $C_{1-2}bt$ ) и прибавкинская ( $C_{2-3}pr$ ) свиты объединены в нижнюю подсерию веселинской серии ( $C_1-P_1vs_1$ ), так как на листе Р-55 эти толщи смяты в напряженные складки и отобразить каждую свиту на карте невозможно; верхняя граница прибавкинской свиты поднята до середины нижнепермского уровня на основании [Решения ..., 2009];

- в соответствии с ВКСЛ примыкающие к рамке с востока бюченнахская ( $J_{1-2}bc$ ) и моржовская ( $J_2mr$ ) свиты объединены в нижнюю подсерию артыкской серии ( $J_1-2ar_1$ ), так как на листе Р-55 эти толщи смяты в более напряженные складки и отобразить каждую свиту в отдельности на карте невозможно;

- на основании новых геофизических данных по опорному геолого-геофизическому профилю 3-ДВ и интерпретации профиля МОВ «Сусуман», часть разломов, пересекающих восточную рамку листа, из недифференцированных переведена на листе Р-55 в надвиги;

- в соответствии с ВКСЛ примыкающие с востока отдельные свиты нижнего, среднего и верхнего триаса объединены в укрупненные таксоны – нижнюю подсерию колымо-охотской серии ( $T_1ko_1$ ), верхнюю подсерию колымо-охотской серии ( $T_{2-3}ko_2$ ), мандыченскую серию ( $T_3md$ ), буркотскую серию ( $T_3bk$ ), так как триасовые толщи на листе Р-55 уменьшаются в мощности и смяты в более напряженные складки и отобразить на карте каждую свиту в отдельности не представляется возможным;

- на основании новых геохронометрических данных U-Pb SHRIMP методом гранодиориты массива Геркулес, пересекающего восточную рамку листа, датированы не поздней юрой, а поздним мелом, в связи с чем массив отнесен к позднемеловой неорчанской группе гранитоидных комплексов ( $\gamma\delta K_2nr$ ), вместо поздне-позднеюрского сибердыкского комплекса

- на основании новых геохронометрических данных U-Pb SHRIMP методом гранитоиды Лево-Сеймканского массива, пересекающего восточную рамку листа, датированы не поздним мелом, а ранним мелом, в связи с чем массив отнесен к раннемеловому омчанскому комплексу ( $K_{10m}$ ), вместо показанного на листе P-56 позднемелового дукчинского;

- в соответствии с ВКСЛ все примыкающие с востока массивы умеренно-щелочных гранитоидов, отнесенные на листе P-56 к позднемеловому дукчинскому комплексу, на листе P-55 отнесены к неорчанской группе гранитоидных комплексов ( $\epsilon\gamma K_2nr$ ).

3. На западной рамке карты полезных ископаемых с листом P-54 (с севера на юг):

- в пределы листа выведен контур, выделенного на листе P-54 Верхнеульбейского ураново-медно-молибденоворудного потенциального района, так как на территории листа P-55 имеются аналогичные рудопроявления и протягиваются с запада рудоконтролирующие факторы; дополненная часть района входит в состав Охотской потенциальной урановорудной области, получившей при апробации ВИЭМС положительную оценку (Паспорт 7860208);

- на 20 км к югу смещены границы выделенных на листе P-54 смежных Куйдусунской и Центрально-Охотской минерагенических зон, в связи с уточнением границ рудоконтролирующих факторов; название и профиль Куйдусунской зоны изменены на Куйдусуно-Бутугычагскую золото-уран-серебро-оловорудную, в связи с тем, что зона протягивается далеко на юго-восток и включает в себя известный Бутугычагский уран-вольфрам-оловорудный узел;

4. На восточной рамке карты полезных ископаемых с листом P-56 (с севера на юг):

- существенно перемещена к северу юго-западная граница Иньяли-Дебинской золоторудно-россыпной минерагенической зоны, что связано с изменением юго-западной границы Иньяли-Дебинского террейна, определяющего границы зоны; на месте освободившейся части зоны с листа P-56 продлевается, как самостоятельный (вне минерагенических зон), Эльгенья-Бахапчинский вольфрам-золоторудно-россыпной район, являющийся, скорее всего, продолжением Балыгычанской минерагенической области листа P-56;

- на территории листа выделен Детринский золоторудно-россыпной район, объединяющий золоторудно-россыпные узлы юго-восточного окончания Аян-Юряхской минерагенической зоны, включая примыкающую территорию листа P-56;

- при тематических работах на листе P-56 [Шокальский и др., 2010 ф] были выделены Хурэн-Арманская вольфрам-золото-серебро-оловорудная и Приохотская серебро-золоторудная минерагенические зоны, протягивающиеся и на территорию листа P-55, отражающие общую минерагеническую зональность Охотско-Чукотского минерагенического пояса; зоны включают



многочисленные рудные узлы, в том числе на территории смежного листа Р-56;

- на основании литохимических данных, в юго-восточном углу листа выделен небольшой фрагмент Магадан-Ямской молибденово-меднорудной минерагенической зоны, основная часть которой протягивается к югу от рассматриваемой территории.

**Выполненные работы по составлению листа Р-55 Госгеолкарты–1000/3 позволяют заключить, что подготовленное третье поколение листа является мелкомасштабной геологической основой, включающей базирующуюся на современных данных принципиально новую общую структурно-геологическую модель изученной территории, увязанное с этой моделью минерагеническое районирование, новые закономерности размещения полезных ископаемых, полностью актуализированную прогнозную оценку площади листа, в том числе впервые выявленные перспективные площади с апробированными прогнозными ресурсами.**

---

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### *Опубликованная*

1. *Акинин В. В., Ворошин С. В., Гельман М. Л. и др.* SHRIMP датирование метаморфических ксенолитов из лампрофира на золоторудном месторождении Дегдекан: к истории преобразования континентальной земной коры в Аян-Юряхском антиклинории (Яно-Колымская складчатая система) // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин севера Пацифики. Матер. Всероссийского совещ. (XII) годовое собрание Северо-Восточного отделения ВМО). Т. 2. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 142–146.
2. *Акинин В. В., Прокопьев А. В., Торо Х и др.*, U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Геохимия, 2009. Том 426, № 2. С. 216–221.
3. *Андреева Н. В., Давыдов И. А., Люскин А. Д.* Главный этап интрузивного магматизма Северного Приохотья и его возраст по результатам изотопного датирования // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 175–191.
4. *Акулов Б. И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Приохотская. Лист Р-55-VII (Куранах-Сала). Объяснительная записка. М. : 1985. 71 с.
5. *Андреева Н. С., Пономарева А. П., Крук Н. Н. и др.* Магаданский батолит: строение, состав и условия формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 264 с.
6. *Аноров П. Н., Бычков Ю. М., Караваева Н. И., Михайлова В. П., Юдина Г. М.* Легенда Магаданской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Гл. ред. *И. Н. Котляр*. Магадан: 1999.
7. *Архангельская В. А., Зенякин А. Л., Канаева Г. М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Нера-Бохапчинская. Лист Р-55-XXVI. Объяснительная записка. ФГУНПП «Аэрогеология». М. : 1998.
8. *Архангельская В. А., Зенякин А. Л., Канаева Г. М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Магаданская. Лист Р-55-XXXII. Объяснительная записка. ФГУНПП «Аэрогеология». М. : 2001.
9. *Архипов Ю. В., Бычков Ю. М., Полуботко И. В.* Новая зональная схема триасовых отложений Северо-Востока СССР // Новые данные по границе перми и триаса СССР (Материалы пленарного совещания). Л. : 1972. С. 8–11.
10. *Афанасьев В. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхне-колымская. Лист Р-55-XXX. Объяснительная записка. М. : Недра, 1968. 67 с.
11. *Баранова Ю. П.* Развитие морфоструктур Северо-Востока Сибири в мезозое и кайнозое. Новосибирск: Наука, 1967. 83 с.
12. *Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф.* Северо-Восток СССР // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М. : Наука, 1964. 290 с.

13. *Бахарев А. Г., Зайцев А. И.* Тас-Кыстабытский магматический пояс // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М. : Наука / Интер-переодика, 2001. С. 263–269
14. *Белый В. Ф.* Геология Охотско-Чукотского пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
15. *Беневольский Б. И. и др.* Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Золото». М. : ЦНИГРИ, 2002. 128 с.
16. *Билибин Ю. А.* Основы геологии россыпей. М; Л. : ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 504 с.
17. *Бычков Ю. М.* К стратиграфии Иньяли-Дебинского синклиория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: 1961, вып.15. С. 3–11.
18. *Бычков Б. М.* Стратиграфия и тектоника междуречья Артык-Бурустах // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: 1963, вып.16. С. 163–180.
19. *Бычков Ю. М.* Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклиория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: 1966 а, вып.18. С. 16–40.
20. *Бычков Ю. М.* Краткий очерк стратиграфии верхнего триаса и юры юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклиория // «Колыма», № 8. 1966 б. С. 37–41.
21. *Бычков Ю. М.* Опорные разрезы триаса верховьев р. Колымы и Северного Приохотья // Стратиграфия и фауна бореального триаса. М. : Наука, 1977. С. 51–82.
22. *Бычков Ю. М.* Триас Северо-Востока России. Магадан: 1994. 59 с.
23. *Бычков Ю. М.* Позднетриасовые трахицератиды и сиренитиды верховьев Яны Охотской. Магадан: Изд-во СВНЦ ДВО РАН, 1995. 67 с.
24. *Бычков Ю. М., Киселёва Л. С.* Местные подразделения триаса в верхнем течении рек Колымы, Яны и Тауй. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 54 с.
25. *Бычков Ю. М., Полуботко И. В.* Первый *Himavatites* на северо-востоке Азии // Палеонтол. журнал, 1970, № 2. С. 114–119.
26. *Бычок Б. Г., Данилогорский Е. П., Чехов А. Д.* Индигирская экспедиция // Путеводители экскурсий VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан: СВКНИИ СО РАН СССР, 1969. С. 38–54.
27. *Бяков А. С.* Зональное расчленение пермских отложений Северо-Востока Азии по двустворчатым моллюскам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 35–54.
28. *Бяков А. С.* Некоторые вопросы структурно-фациального районирования и стратиграфии пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. В 3 т. Т. 1. // Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 14–18.
29. *Бяков А. С.* О пермской геодинамике и палеогеографии Северо-Востока Азии (по седиментологическим и биогеографическим данным) // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики: Материалы Всерос совещ., посвящ. 90-летию академика Н. А. Шило. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 131–134.
30. *Бяков А. С.* Зональная стратиграфия, событийная корреляция, палеобигеография перми Северо-Востока Азии (по двустворчатым моллюскам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2010. 262 с.
31. *Бяков А. С., Ведерников И. Л.* Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Уряхского антиклинория. – Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, СВПГО, 1990. 69 с.
32. *Бяков А. С., Ведерников И. Л., Караваева Н. И.* Новые данные по стратиграфии пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива. // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока (Тез. докл. IV Дальневосточ-

ного регионального межведомственного стратиграфического совещания). Хабаровск: ПГО Дальгеология, 1990. С. 113–115.

33. *Валнетер А. П., Карташов И. П.* Реликты пенепленизированного рельефа на Северо-Востоке СССР и проблема определения их возраста. Проблемы поверхностей выравнивания. М. : Наука, 1964. С. 164–170.

34. *Варзалов Ю. К., Галун А. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-IX. Объяснительная записка. М. : Госгеолтехиздат, 1963. 83 с.

35. *Васьковский А. П.* О взаимоотношении триаса и лейаса в южном крыле Иньяли-Дебинской мегасинклинали // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*, вып. 2. 1946.

36. *Васьковский А. П.* Тешениты скалы Хара-Хая в долине Индигирки // *Матер по геол. и полезн. ископаемым СВ СССР*. 1948. Вып. 3. С. 3–13.

37. *Васьковский А. П., Снятков Л. А.* Геологический очерк Индигирско-Колымского края // *Труды Арктического института*. Том 87. 1937.

38. *Вельдяксов Ф. Ф., Иванов В. А., Песков Е. П., Рябов А. В.* Основные особенности тектоники и истории развития Охотского массива // *Тектоника Сибири*. Том IV. Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. М. : Наука, 1970. С. 82–91.

39. *Вознесенский С. Д., Маннафов Н. Г., Абрамович И. И. и др.* Металлогеническая карта Охотско-Колымского региона масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. Магадан: 2000.

40. *Володин В. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XXII. Объяснительная записка. М. : Госгеолтехиздат, 1962 а. 82 с.

41. *Володин В. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XXIII. Объяснительная записка. М. : Госгеолтехиздат, 1962 б. 82 с.

42. *Володин В. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XXIV. Объяснительная записка. М. : Недра, 1964. 80 с.

43. *Волишин П. Д., Городинский М. Е.* Месторождение Омчак // *Россыпи золота Северо-Востока России (модели для прогноза, поисков и разведки)*. М: МПР РФ, 1999. С. 30–32, 82–83.

44. *Ворошин С. В.* Метаморфенное золото-кварцевое оруденение Верхне-Колымского региона и анализ закономерностей размещения месторождений методами ГИС. Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. М. : 2005. 43 с.

45. *Гавриков С. И.* Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Иньяли-Дебинского среднегорья // *Труды совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР*. Магадан: 1959.

46. *Гагиев М. Х.* Стратиграфия девона и нижнего карбона Омудлевского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 196 с.

47. *Гагиев М. Х.* Средний палеозой Северо-Восточной Азии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 120 с.

48. *Гамянин Г. Н., Горячев Н. А. Алпатов В. В. и др.* Басугуньинский рудно-магматический узел // *Рудно-магматические системы Востока СССР*: Сб. науч. тр. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 81–94.

49. *Гедько М. И.* Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // *Геотектоника*. 1988. № 3. С. 88–100.

50. *Гельман М. Л.* Малые интрузии // *Геология СССР*. М. : Недра, 1970 б. Т. 30. Северо-Восток СССР, кн. 2. С. 74–90.

51. *Гельман М. Л.* Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидных провинциях Северо-Востока Азии в сравнении с Кордильерами Северной Америки, с Западной Австралией // *Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: в 2-х томах*. Т. 2. Рудная минерализация и петрогенезис // *Тр. Всерос. совещ. Магадан, 4–6 сент. 1997*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 5–79.

52. *Гельман М. Л., Ичетовкин Н. В., Сосунов Г. М.* Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. Ч. I, II. Магадан: ПГО «Севостгеология», 1986.

53. Гельман М. Л., Глушкова О. Ю., Пахомов А. Ю., Смирнов В. Н., Чехов А. Д. Фундаментальные проблемы и методология геологических и географических исследований на Северо-Востоке Сибири в научном творчестве А. П. Васьяковского // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2007. № 1. С. 1–36.
54. *Гидрогеология СССР*. Т. XX. Якутская АССР. / Ред. А. И. Ефимов, И. К. Зайцев. М. : Недра, 1970. 384 с.
55. *Гидрогеология СССР*. Т. XXIII. Хабаровский край и Амурская область / Ред. Н. А. Маринов. М. : Недра, 1971. 514 с.
56. *Гидрогеология СССР*. Т. XXVI. Северо-Восток. / Ред. О. Н. Толстухин. М. : Недра, 1972. 296 с.
57. Глушкова О. Ю., Галанин А. А., Смирнов В. Н. Четвертичные вулканические пеплы в Северном Приохотье // Четвертичная геология, геоморфология, россыпи // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 3. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 14–20.
58. *Городинский М. Е.* Месторождения Раковский, Болотный // Россыпи золота Северо-Востока России (модели для прогноза, поисков и разведки). М: Мин. Природных ресурсов РФ, 1999. С. 25–29, 79–81.
59. *Городинский М. Е.* Месторождение Чай-Юрья // Россыпи золота Северо-Востока России (модели для прогноза, поисков и разведки). М: Мин. Природных ресурсов РФ, 1999. С. 8–12, 67–68.
60. *Горячев Н. А.* Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–38.
61. *Горячев Н. А., Колесниченко П. П.* Геохимические особенности мезозойских габброидных интрузий Яно-Колымского золотоносного пояса / Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 243–258.
62. *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Р-54, 55 – Оймякон, О-55. Объяснительная записка / Отв. ред.: Л. М. Натанов, Е. П. Сурмилова. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 231 с.
63. *Григорьев С. А., Кушнарев П. И.* Краткая геологическая характеристика Наталкинского золоторудного месторождения – Международный Горно-Геологический Форум «Золото Северного обрамления Пацифика», 2008.
64. *Григорьев В. Б., Маркович Б. К.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Приохотская. Листы Р-54-XV, Р-54-XVI. Объяснительная записка. Хабаровск, 2001. 191 с.
65. *Гринберг Г. А.* Докембрий Охотского массива. – М. : Наука, 1968. – 197 с
66. *Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М.* Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М. : Наука, 1979. 245 с.
67. *Дорт-Гольц Ю. Е.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XIV. Объяснительная записка. Магадан: 1977. 74 с.
68. *Дылевский Е. Ф.* Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа // Геотектоника. 1994. № 4. С. 52–62.
69. *Евстрахин В. А.* Порфиновые месторождения – генетический и промышленный типы // Сов. геол., 1988. № 3. С. 9–18.
70. *Ермоленко В. Г.* Стратиграфия среднеюрских отложений междуречья Берелёх-Мяунджа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 27. Магадан: 1991. С. 97–101.
71. *Ермоленко В. Г.* Стратиграфия среднеюрских отложений верховьев р. Омулёвки (верховья р. Колымы) // Новые местные стратоны фанерозойских отложений Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья. Магадан: 1997. С. 36–40.
72. *Ермоленко В. Г. и др.* Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Нера-Бохапчинская. Лист Р-55-XXII. Объяснительная записка. СПб.: 2002 а. 160 с.

73. Ермоленко В. Г., Грищенко Ш. Г., Холодная И. А и др. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Нера-Бохапчинская. Лист Р-55-III (г. Серая). Объяснительная записка. СПб. 2016а. 141 с.
74. Ермоленко В. Г., Грищенко Ш. Г., Холодная И. А и др. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Нера-Бохапчинская. Лист Р-55-IV (Буркандья). Объяснительная записка. СПб. 2016б. 141 с.
75. Ермоленко В. Г. и др. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Нера-Бохапчинская. Лист Р-55-XXIII. Объяснительная записка. СПб.: 2002 б. 151 с.
76. Жуланова И. Л., Гундобин В. М., Русакова Т. Б., Михайлова В. П., Глушкова О. Ю. Легенда Гижигинской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Гл. ред. И. Л. Жуланова. Магадан: 1999.
77. Жуланова И. Л., Русакова Т. Б., Котляр И. Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии / РАН, Дальневост. отд-ние, Сев.-Вост. комплкс. науч.-исслед. ин-т. М. : Наука, 2007. 358 с.
78. Загрузина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР М. : Наука, 1977, 280 с.
79. Закандырин В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-55-XXXVI. Объяснительная записка. М. : Госгеолтехиздат, 1963. 85 с.
80. Зональная стратиграфия фанерозоя СССР: Справочное пособие / А. С. Андреева-Григорович, А. А. Атабекян и др. Ред.кол. Т. Н. Корень и др. М. : Недра, 1991. 160 с.
81. Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
82. Изох А. Э., Горячев Н. А., Альшевский А. В., Акинин В. В. Сохатинский дифференцированный габбро-монциодоритовый интрузив – пример синбатолитовых габброидов Яно-Колымской системы // Доклады Академии наук / РАН. 2012. Т. 444, № 2. С. 180–183.
83. Ичетовкин Н. В. Гранитоиды Детрино-Сеймчанского поперечного интрузивного ряда (южная часть Яно-Колымской складчатой области): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: 1970. 26 с.
84. Казакова Г. Г., Васькин А. Ф., Кропачев А. П., Щербаков О. И. и др., Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 – Оймякон. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 400 с. + 6 вкл.
85. Калинин А. И. Золото-кварцевые месторождения Центрально-Колымского района. Наталкинское месторождение // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М. : ЦНИГРИ, 1992. С. 5–17.
86. Калугин Х. И. Стратиграфия пермских отложений западной части Охотско-Колымского водораздела // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан. Вып. 13, 1958. С. 35–48.
87. Каравая Н. И. К стратиграфии карбона и перми юго-западной части Омудевско-го поднятия // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. межведомственного стратиграф. совещ. по докембрию и палеозою Северо-Востока СССР. Магадан СВНЦ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 131–133.
88. Караванов К. П. Гидрогеологическое районирование Хабаровского края и Амурской области. // Мерзлотно-гидрогеологические и гидрогеологические исследования на Востоке СССР. М. : Наука, 1967. С. 86–101.
89. Карелин Ю. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Серия Нера-Бохапчинская. Лист Р-55-XV (им. Расковой). Объяснительная записка. 2009 а.
90. Карелин Ю. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Серия Нера-Бохапчинская. Лист Р-55-XVI (исток р. Колыма). Объяснительная записка. 2009 б.
91. Карта гидрогеологического районирования территории Российской Федерации. Мсштаб 1: 2 500 000, 2004.
92. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М. :Недра, 1974. 200 с.

93. *Клец А. Г.* Верхний палеозой окраинных морей Ангариды. Новосибирск: Гео, 2005. 240 с.
94. *Колова Е. Е., Малиновский М. А.* Минералогия и условия формирования золотосодержащих кобальтовых руд месторождения Обход (Северо-Восток России) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2015. № 2. С. 15–27
95. *Комогорцев Б. Д., Гончарук Н. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XI. Объяснительная записка. М.: Недра, 1964. 101 с.
96. *Комогорцев Б. Д., Леженко Н. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-VIII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1967. 59с.
97. *Комогорцев Б. Д., Шалупенко В. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-III. Объяснительная записка. Магадан, 1980. 89 с.
98. *Константинов А. Г., Соболев Е. С.* Схема биостратиграфии карния и нижнего нория Северо-Востока России. Статья 1. Описание разрезов и стратиграфическое распространение цефалопод // Тихоокеанская геология. 1999 а. Том.18. № 1. С. 3–17.
99. *Константинов А. Г., Соболев Е. С.* Схема биостратиграфии карния и нижнего нория Северо-Востока России. Статья 2. Новые зональные шкалы и корреляция // Тихоокеанская геология. 1999 б. Том.18. № 4.С. 48–60.
100. *Константинов А. Г., Соболев Е. С., Копылова А. В., Ядрёнкин А. В.* Триас Северо-Востока России: зональные шкалы, границы ярусов и нерешенные проблемы // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всероссийская конференция. Москва. 23–25 мая 2013 г. Сборник статей / М. А. Федонкин (отв. ред.). М.: ГИН РАН, 2013. 408 с.
101. *Корень Т. Н., Орадовская М. М., Пылма Л. Я., и др.* Граница ордовика и силура на Северо-Востоке СССР. Л.: Наука, 1983. 205 с.
102. *Корольков В. Г.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Листы Р-57-XVII, Р-57-XVIII. Объяснительная записка. М.: 1988.
103. *Коростелев В. И.* Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1982. 216 с.
104. *Костин А. В.* Fe-оксидная Cu-Au (IOCG) минерализация Восточной Якутии на примере Реп-Юреинской рудно-магматической системы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 2–4 апреля 2013 г. Якутск: ИПК СВФУ, 2013. Том I. С. 261–264.
105. *Котляр И. Н., Журавлева Т. Л., Русакова Т. Б и др.* Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ, 2001. 319 с.
106. *Кропоткин П. Н., Шаталов Е. Т.* Очерк геологии Северо-Востока СССР. ОНТИ НКТП СССР. 1936.
107. *Крутоус М. П.* Низкотемпературный метаморфизм рудовмещающих толщ и методика его изучения в золотоносных районах Северо-Востока СССР при геологическом картировании масштаба 1 : 50 000. // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 124–143.
108. *Крутоус В. И., Белая Б. В.* Палеоген и неоген бассейна р. Берелех и прилегающей части Улахан-Чистая (горная система Черского) // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 33–48.
109. *Крутоус В. И., Кыштымев А. И.* Плейстоценовые оледенения горной системы Черского и их влияние на развитие речной сети // Формирование рельефа, коррелянтных отложений и россыпей Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 102–112.
110. *Крутоус В. И., Никитин В. П., Арбузова О. Н., Белая Б. В.* Неоген верховьев рек Колымы и Неры. Колыма. 1992. № 12. С. 16–20.

111. Крутоус В. И., Пеканов С. В. Геологические условия залегания и качество каменных углей в Малык-Сиенской впадине (бассейн верхней Колымы) // Колыма, 1994. № 11–12.
112. Кузьмин В. К., Глебовицкий В. А., Родионов Н. В и др. Главные этапы формирования палеоархейской коры Кухтуйского выступа Охотского массива // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 4. С. 3–22.
113. Кузнецов В. М. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р–56–XVI. Объяснительная записка. М. : 1989. 106 с.
114. Кузнецов В. М., Жигалов С. В., Ведерникова Т. А. Шпикерман В. И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-56. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
115. Ландшафтная эколого-геохимическая карта России. Масштаб: 1 : 5 000 000. 1994.
116. Ларин Н. И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000, лист Р–55 (Колыма). Госгеолтехиздат, 1962.
117. Литвинов В. Е. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-55-XXXIII. Объяснительная записка. М. : «Аэрогеология», 1978. 86 с.
118. Литвинов В. Е., Мальков Б. И. Типы разрезов триасовых и юрских отложений района Больших порогов р. Колымы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магаданское книжное издательство, 1972. С. 83–96.
119. Лычагин П. П. Расслоенные ультрамафит-мафитовые тела в мезозоидах Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. 102 с.
120. Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф. Тектоно-магматические зоны Северо-Востока СССР // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С 3–20.
121. Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф., Шпикерман В. И., Ликман В. Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР. 120 с.
122. Магматические формации СССР/ В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л: Недра, 1979. Т. 1. 318 с. Т. 2. 279 с.
123. Мальков Б. И. Тектоника Верхнеколымских мезозоид: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Л. : 1976. 20 с.
124. Мальков Б. И., Абельс Е. Г. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XVIII. Объяснительная записка. Магадан, 1980. 112 с.
125. Маннафов Н. Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Приохотская. Лист Р-55-XIX. Объяснительная записка. М. : «Аэрогеология», 1978. 78 с.
126. Маннафов Н. Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XX (исток р. Иня). Объяснительная записка. М. : Союзгеолфонд, 1983. 89 с.
127. Маннафов Н. Г. (отв. исп.), Вознесенский С. Д., Огородов В. А. и др. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. Магадан: 1999.
128. Маркевич В. С. О возрасте аркагалинской свиты // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: 1989. С. 93–98.
129. Матвеев В. Т. Первые данные определения абсолютного возраста некоторых минералов Северо-Востока СССР // Тр. ВНИИ–1. Разд. 2. Геология. 1956. Вып. 17. С. 1–14.
130. Матвеев В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР // Тр. ВНИИ–1. Геология. 1960 б. Вып. 64. 46 с.
131. Мерзлотно-ландшафтная карта Якутской АССР. Масштаб 1 : 2 500 000. Новосибирск: ГУГК, 1989.
132. Мерзлотно-ландшафты Якутии. (Пояснительная записка к «Мерзлотно-ландшафтной карте Якутской АССР масштаба 1 : 2 500 000») / А. Н. Федоров, Т. А. Ботулу, С. П. Варламов и др. Новосибирск: ГУГК, 1989.



133. *Мерзляков В. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-V. Объяснительная записка. М. : Недра, 1965. 90 с.
134. *Мерзляков В. М.* Стратиграфия и тектоника Омулёвского поднятия (Северо-Восток СССР). // Труды СВ КНИИ. Вып.19. М. : Наука, 1971. 152 с.
135. *Мерзляков В. М., Лычагин П. П.* Учатский метаморфический комплекс // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 56–63.
136. *Мерзляков В. М., Рогатных Н. М.* Меланократовые щелочные габброиды и лампрофиры Омулёвских гор // Магматизм Северо-Востока Азии. Тр. Первого петрограф. совещ. СВ Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1975. С. 100–110.
137. *Митта В. В., Шурыгин Б. Н., Дзюба О. С. и др.* Предварительные результаты изучения батских (средняя юра) отложений окрестностей Саратова в 2012 г. // Проблемы палеонтологии и исторической геоэкологии. Саратов: Изд-во СГГУ, 2012. С. 151–163.
138. Методические рекомендации по оценке металлогенического потенциала (металлогенических ресурсов) и прогнозных ресурсов категории  $R_3$  металлических и неметаллических полезных ископаемых. МПР РФ: СПб, 2005
139. *Михалицына Т. И.* Роль литолого-стратиграфического пермского уровня в формировании болшеобъемного золотого оруденения Аян-Юряхского антиклинория (южный фланг Яно-Колымского пояса). Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2011. 28 с.
140. *Нальняева Т. И.* Биостратиграфические подразделения в нижней и средней юре по белемнитам // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. // Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 648. Новосибирск: Наука, 1986. С. 111–117.
141. *Наталенко В. Е., Лычагин П. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XII. Объяснительная записка. М. : Недра, 1965. 80 с.
142. *Наталенко В. Е., Лычагин П. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XV. Объяснительная записка. Магадан, 1981. 95 с.
143. *Николаев А. А.* Стратиграфия и тектоника Омулёвских гор // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 12. Магадан: 1958. С. 3–28.
144. *Николаев А. А.* К стратиграфии нижнего девона южной части Омулёвского поднятия // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 157–164.
145. *Ньюберри Р. Дж., Лейер П. У., Ганз П. Б. и др.* Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород. // Золотое оруденение и гранитный магматизм Северной Пацифики. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия. Труды Всероссийского совещания. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–206
146. *Обут А. М., Соболевская Р. Ф., Николаев А. А.* Граптолиты и стратиграфия нижнего силура окраинных поднятий Колымского массива (Северо-Восток СССР). М. : Наука, 1967. 162с.
147. *Омиров О. Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеколымская. Лист Р-55-VI. Объяснительная записка. М. : 1980. 78 с.
148. *Омиров О. Н., Лычагин П. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-IV. Объяснительная записка. Магадан, 1977.
149. *Орадовская М. М.* Биостратиграфия и фации ордовика-силура Северо-Востока СССР. М. : Недра, 1988. 176 с.
150. *Орадовская М. М.* Ранний-средний палеозой Северо-Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. 55 с.
151. *Орадовская М. М., Соболевская Р. Ф.* Путеводитель научной экскурсии по туру VIII. XIV ТНК. Магадан: 1979. 103 с.
152. *Орлова З. В., Биценко О. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-X. Объяснительная записка. М. : Госгеолтехиздат, 1963. 80 с.

153. *Осипов А. П., Тафинцев Г. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XXVIII. Объяснительная записка. М. 1980. 95 с.
154. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании / И. И. Абрамович, В. Н. Зелепугин, С. В. Аглонов и др.; Гл. редактор Н. В. Межеловский. М. : МПР РФ, 1997. 519 с.
155. *Панычев И. А.* Стратиграфия юрских отложений района Больших излучин р. Колымы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 20. Магаданское книжное издательство, 1972. С. 126–130.
156. *Паракецов К. В., Паракецова Г. П.* Стратиграфия и фауна верхнепермских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М. : Недра, 1989. 298 с.
157. *Парфенов Л. М., Натанов Л. М., Соколов С. Д., Цуканов Н. В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Тектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
158. *Парфенов Л. М., Оксман В. С., Прокопьев А. В.* и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М. : Наука / Интерпериодика, 2001. С. 199–255
159. *Песков Е. Г., Умитбаев Р. Б.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Приохотская. Лист Р-54-XXXVI. Объяснительная записка. Магадан, 1979. 83 с.
160. *Петухов В. В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Нера-Бохапчинская. Лист Р-55-IX (Аркагала). Объяснительная записка. СПб., 1999а.
161. *Петухов В. В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Нера-Бохапчинская. Лист Р-55-X (Мяунджа). Объяснительная записка. СПб., 1999б.
162. *Политов В. К.* Геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-57-XVI. Магадан: 1981. 99 с.
163. *Полуботко И. В.* Иноцерамовые двустворки нижней и средней юры Северо-Востока СССР и Севера Сибири // Атлас руководящих групп фауны мезозоя Юга и Востока СССР. СПб: Недра, Санкт-Петербургское отделение, 1992 // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 350. 376 с.
164. *Полуботко И. В., Репин Ю. С.* Взаимоотношение нижней и средней юры на Северо-Востоке СССР // Геология и геофизика. № 3. 1978 а. С. 35–43.
165. *Полуботко И. В., Репин Ю. С.* Роль тоарской регрессии в геологической истории Северо-Востока СССР // Геология и геофизика, № 12. 1978 б. С. 71–89.
166. *Попов Л. Н.* Флишевая формация Верхояно-Колымской геосинклинальной области // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып.12. 1963.
167. *Попов Л. Н., Кузнецов Ю. В.* Возраст магматических комплексов хребта Сарычева // Советская геология, № 12. 1987. С. 91–96.
168. *Постановления* Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 42. – СПб.:Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. 64 с. (Мин. Природы и экологии РФ, Роснедра, ВСЕГЕИ, РАН, МСК России).
169. *Постановления* о положении келловейского яруса в общей стратиграфической шкале юрской системы // Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 25. Л. : 1991. 23 с.
170. *Постановления* о положении рэта (рэтского яруса) в общей стратиграфической шкале триасовой системы // Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 26. СПб.: 1992. 51 с.
171. *Потапенко Г. И.* Месторождение Берелех // Россыпи золота Северо-Востока России (модели для прогноза, поисков и разведки). М: Мин. Природных ресурсов РФ, 1999. С. 21–24, 76–79.
172. *Принципы* гидрогеологической стратификации и гидрогеологического районирования территории России. М. : 1998. 21 с.
173. *Прокопьев А. В., Бахарев А. Г., Торо Х., Миллер Э. Л.* Тас-Кыстабытский магматический пояс (Северо-Восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные. // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных

батолитов: Материалы I международной конференции. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 305–308.

174. *Репин Ю. С.* Юагирский этап (поздний триас – средняя юра) истории седиментационного бассейна Северо-Восточной Азии // Автореферат диссертации доктора г-мин. наук в форме научного доклада. СПб.: 1997. 95 с.

175. *Репин Ю. С.* Литология и фации триаса и юры Северного Приохотья // Разведка и охрана недр (ВНИИГРИ). 2010. № 4. С. 22–27.

176. *Репин Ю. С., Полуботко И. В.* Нижняя и средняя юра Северо-Востока России. Магадан: 1996. 47 с.

177. *Репин Ю. С., Полуботко И. В.* Основные черты седиментогенеза куларского этапа (Т<sub>1</sub>–Т<sub>3к</sub>) на Северо-Востоке России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008 (2). www.ngtr.ru.

178. *Репин Ю. С., Полуботко И. В., Вавилов М. Н.* Триас и юра Северо-Восточной Азии (событийный аспект) // Стратиграфия фанерозоя нефтегазоносных регионов России (сборник научных трудов). СПб.: 1993. С. 60–77.

179. *Решения* межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР. М.: 1959. 66 с.

180. *Решения* 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1974–1975 гг. Магадан: 1978. 191 с.

181. *Решения* 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы). Магадан: 1978. 122 с.

182. *Решения* Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 241 с.

183. *Решения* Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.

184. *Решения* Четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга ДВ и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Хабаровск: 1994. 124 с.

185. *Романова Е. К., Кожуховская Н. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-55-XXXIV. Объяснительная записка. М.: 1983. 78 с.

186. *Рудич К. Н.* Геологические и структурные особенности хребта Сарычева // Колыма, № 1. 1957. С. 33–37.

187. *Рудич К. Н.* Магматизм и особенности тектонического строения хребта Сарычева (Яно-Колымская складчатая область). М.: Госгеолтехиздат, 1959. 184 с.

188. *Русакова Т. Б.* Позднеюрско-неокомовый вулканизм Северного Приохотья: Геология, тектоническая обстановка, рудоносность. Тихоокеанская геология, Т. 30. 2011, № 5. С. 53–66.

189. *Сакс В. Н., Нальняева Т. И.* Ранне- и среднеюрские белемниты Севера СССР *Nanobelinae, Passaloteuthinae* и *Hastitidae*. Труды ИГ и Г СО АН СССР, вып. 110. Л.: Наука, 1970. 228 с.

190. *Сакс В. Н., Нальняева Т. И.* Ранне- и среднеюрские белемниты Севера СССР *Megateuthinae* и *Pseudodicoelitinae*. Труды ИГ и Г СО АН СССР, вып. 239. М.: Наука, 1975. 191 с.

191. *Самылина В. А.* Аркаалинская стратофлора Северо-Востока Азии Л.: Наука. 1988. 131 с.

192. *Сей И. И., Калачева Е. Д.* Проблема байосского и батского ярусов средней юры Востока и Севера СССР // Сов. геология. 1987. № 4. С. 51–57.

193. *Серебряков В. А.* Закономерности послемагматического изменения гранитов. Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. Тр. 3-го Всесоюз. петрогр. совещ. М.: Наука, 1964. С. 241–249.

194. *Серебряков В. А.* Постмагматическая история гранитов. М.: Наука, 1972.

195. *Сидоров А. А.* Рудные формации фанерозойских провинций. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 85 с.
196. *Смелов А. П., Габышев, В. Д., Ковач В. П., Котов А. Б.* Общая структура фундамента восточной части кратона // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М. : Наука / Интерпериодика, 2001. С. 199–255
197. *Снятков Л. А., Васильковский А. П.* Геологическая карта части Охотско-Колымского края. Объяснительная записка. ГОНТИ НКТП СССР. 1938.
198. *Соболев А. П.* Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М. : Наука, 1989. 248 с.
199. *Соболев А. П., Колесниченко П. П.* Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой области. М. : Наука, 1979. 180 с.
200. *Соколов С. Д., Бондаренко Г. И., Морозов О. Л., Григорьев В. Н.* Зона перехода континент-океан в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М. : Наука, 1999. С. 30–83.
201. *Стратиграфический кодекс России.* Издание третье. СПб : Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с. (Межведомственный стратиграфический комитет России, ВСЕГЕИ).
202. *Сурмилова Е. П., Корольков В. Г.* Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000. Новая серия. Лист Р-54, 55, О-55. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
203. *Тафинцев Г. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XXI. Объяснительная записка. Магадан: СВГУ, 1980. 90 с.
204. *Тафинцев Г. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XXVII (верховье р. Тас). Объяснительная записка. М. : Союзгеолфонд, 1983. 97 с.
205. *Тимофеевский Д. А.* Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М. : Мир, 1972. 260с.
206. Типовые условные обозначения для тектонических карт / Д. Н. Чистяков, В. В. Русс, Д. А. Кириков и др. Гл. редактор Н. В. Межеловский. М. : МПР РФ, 1997. 151 с.
207. *Ткаченко В. И.* Докембрийские отложения в структуре Приколымского поднятия // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л. : 1992. С. 49–4.
208. *Ткаченко В. И.* Ордовикские отложения зоны сочленения Приколымского и Омуплевского поднятий Северо-Востока СССР // Региональная геодинамика и стратиграфия азиатской части СССР. Л. : ВСЕГЕИ, 1992. С. 31–48.
209. *Ткаченко В. И., Гогин И. Я.* О верхнекембрийских отложениях южной части Приколымья // Изв. вузов, Геол. и разв., 1981. № 1. С. 10–17.
210. *Ткаченко В. И., Шпикерман В. И.* Нижнепалеозойские отложения Ирюдийской зоны // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. В 3 т. Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 82–86.
211. *Трофимова Т. П.* Химический состав воды минерального источника «Сытыган-Сылба» // Институты и механизмы инновационного развития в экономике, проектном менеджменте, образовании, юриспруденции, экологии, биологии, политологии, психологии, медицине, философии, филологии, социологии, химии, математике, технике, физике. (Сб. научн. статей по итогам международной научно-практической конференции 27–28 декабря 2013 г.). СПб: Санкт-Петербургский институт проектного менеджмента, 2013. С. 147–149.
212. *Тучков И. И.* Стратиграфия верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых отложений и перспективы нефтегазоносности Северо-Востока России. М. : Госгеолтехиздат, 1962. 186 с.
213. *Умитбаев Р. Б.* К вопросу о верхнекаменноугольных отложениях в Охотском районе. // Геология и геофизика. Новосибирск, 1966. С. 32–36.
214. *Умитбаев Р. Б.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Приохотская. Лист Р-55-XXXI. Объяснительная записка. Магадан: СВГУ, 1978. 94 с.

215. *Умитбаев Р. Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). / Отв. ред. академик *Н. А. Шило*. М. : Наука, 1986. 286 с.
216. *Устиев Е. К.* Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР // Матер. по геол. СВ СССР. Магадан, 1949. Вып. 4. С. 30–51.
217. *Устиев Е. К., Сперанская И. М.* Галька «охотских» гранитоидов в верхнемеловых конгломератах Арманского района. // Матер. по геол. СВ СССР. Магадан, 1949. Вып. 7. С. 31–41.
218. *Уткова В. С., Сорокин В. Я., Старыгин Н. В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Серия Приохотская. Лист Р-54-ХVII (исток р. Куйдусун), Р-54-ХVIII (оз. Лабынгкыр), Р-55-ХIII. Объяснительная записка. СПб.: 1999. 107 с.
219. *Филиппова Г. Г., Абрамова Л. Н.* Позднемеловая флора Северо-Востока России. М. : Недра, 1993. 348 с.
220. *Хардинов А. Э., Парада С. Г., Холодная И. А.* Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Руды и металлы. 2009. № 2. С. 22–28
221. *Харьков И. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-ХVI. Объяснительная записка. М. : Недра, 1968. 56 с.
222. *Харьков И. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-ХVII. Объяснительная записка. Магадан, 1978. 80 с.
223. *Черепанова А. П.* Новые данные по минеральному источнику Сытыган-Сылба (Якутская АССР) // Исследования мерзлотных толщ и криогенных явлений. Якутск: Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1988. С. 90–97.
224. *Шатский Н. С.* Избранные труды. Том III. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. М. : Наука, 1965. 348 с.
225. *Шахтыров В. Г.* Сдвиговые структурные ансамбли и золотое оруденение Яно-Колымской складчатой системы. Автореф. дис. на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук. Иркутск: Иркутский ГТУ, 2010. 50 с.
226. *Шевченко В. М.* Интрузивные комплексы верховьев р. Колымы и Примагаданья. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 95 с.
227. *Шепелев В. В. и др.* Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
228. *Шило Н. А.* Учение о россыпях. М: Изд-во Академии горных наук, 2000. 632 с.
229. *Шило Н. А., Гончаров В. И., Альшевский А. В., Ворцелнев В. В.* Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. М. : Наука, 1988. 181 с.
230. *Шишкин В. А.* и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Неро-Бохалчинская. Лист Р-55-ХI. Объяснительная записка. 2000.
231. *Шишкин В. А.* и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Неро-Бохалчинская. Лист Р-55-ХVII. Объяснительная записка. 2001.
232. *Шишкин В. А., Жигалов С. В., Грищенко Ш. Г.* Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 200 000 (новая серия). Лист Р-55-ХII. Объяснительная записка. СПб.: 2008.
233. *Штикерман В. И.* О природе доломитов в девонских отложениях Урультуно-Тасканского района // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: 1980. Вып.25. С. 48–51.
234. *Штикерман В. И.* О возрасте и строении битумской толщи на юго-западе Омuleвского поднятия // Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока СССР. М. : Мингео РСФСР, 1984. С. 41–47.
235. *Штикерман В. И.* Полиметаллическое оруденение Омuleвского поднятия (Северо-Восток СССР). Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 164 с.
236. *Штикерман В. И.* О среднеюрском тектогенезе и гранитоидном магматизме Главного пояса колымских батолитов // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Се-

верной Пацифики. Тез. Всероссийского совещ. 2–6 сентября 1997 г. Магадан. Магадан: СВКНИИ, 1997. С. 35–36

237. *Шпикерман В. И.* Домеловая минерагеня Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.

238. *Шпикерман В. И.* Вулканические серии Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России (Магадан, 4–6 апреля 2000 г.) Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 67–72.

239. *Шпикерман В. И., Горячев Н. А., Егоров В. Н.* О силурийском тектогенезе, магматизме и метаморфизме на Северо-Востоке Азии // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001, т. 1. С. 102–103.

240. *Шпикерман В. И., Горячев Н. А.* Плитотектоническая металлогения складчатых систем аккреционного типа на примере Северо-Востока России // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 72–86.

241. *Шпикерман В. И., Мерзляков В. М.* О базальных слоях палеозойского разреза Омuleвского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 5–27.

242. *Шпикерман В. И., Шпикерман Л. А.* О надвигах Омuleвского поднятия // Тектоника и минерагеня Северо-Востока СССР в свете нов. тект. концепций. Тезисы докладов школы-семинара. Магадан, октябрь, 1990 г. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 252–254.

243. *Шпикерман В. И., Шпикерман Л. А., Волков М. Н.* Среднедевонские медистые базальты юга Омuleвского поднятия // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: 1991. Вып. 27. С. 183–190.

244. *Шпикерман В. И., Чернышев И. В., Агапова А. А., Троицкий В. А.* Геология изотопов рудного свинца центральных районов Северо-Востока России. Магадан: ВКНИИ ДВО РАН, 1993. 36 с.

245. *Штоколова Е. А., Штоколов Л. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-XXIX. Объяснительная записка. Магадан: 1980. 106 с.

246. *Эльянов М. Д.* Стратиграфический словарь Северо-Востока СССР. Магаданское книжное издательство. 1959. 167 с.

247. *Юдин С. С., Фефелов В. Б.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-55-XXXV. Объяснительная записка. М. : 1980. 94 с.

248. *Cohen K. M., Finney S., Gibbard P. L.* International Chronostratigraphic Chart. International Commission on Stratigraphy May 2012.

249. *Davydov V.I., Biakov A.S., Crowley J.L., Schmitz M.D., Isbell J.L., Vedernikov I.L.* Middle Permian U-Pb zircon ages of the “glacial” deposits of the Atkan Formation, Ayan-Yuryakh anticlinorium, Magadan province, NE Russia: Their significance for global climatic interpretations // Gondwana Research. 2015, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.10.014>.

250. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. and others.* Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map // U.S. Geol. Survey Open-File Report 94–714. 1994. 222 p.; 2 sheets, scale 1 : 5 000 000; 2 sheets, scale 1 : 10 000 000.

251. *Sillitoe R. H., Halls C., Grant J. N.* Porphyry Tin Deposits in Bolivia // Econ. Geol. 1975. V. 70. P. 913–927.

252. *Shpikerman V.* Omulev (Mirny Creek) Geological Heritage Site: continuous geological record of North-East Russia from the Middle Ordovician to the Middle Devonian // VIII International ProGEO Symposium 2015. Geoconservation strategies in a changing world. Programme and Abstracts. 8 – 12 September 2015 Reykjavík, Iceland, 2015. P. 106

253. *Smelov A. P., Yan H., Prokopiev A. V., Timofeev V. F., Nokleberg W. J.* Arc hean through Mesoproterozoic Metallogensis and Tectonics of Northeast Asia // Metallogensis and tectonics of Northeast Asia. U. S. Geological Survey Professional Paper, 2010, 1765 / Nokleberg W. J., ed. P. 4–1–4–56.

## Фондовая

254. *Агентов В. Б., Агентова В. В., Белоусова Р. Н. и др.* Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 1 000 000 центральной и южной частей Охотско-Чукотского вулканического пояса и обрамляющих структур на листах Р-53, 54, 55, 56, О-53, 54, 55, 56, N-53 (северная часть). Партия 27 за 1977–81 гг. ПГО «Аэрогеология». Москва, 1981. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 19 236.

255. *Ананьев Г. С., Пахомов А. Ю., Юдина О. В. и др.* Отчет Охотской геоморфологической партии МГУ за 1980–83 гг. «Геоморфологические работы для оценки россыпной золотоносности Инья-Ульбейского района в Северо-Западном Приохотье». МГУ. М., ВГФ, 1983.

256. *Аноров П. Н.* Отчет о производстве геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 на площади листов Р-56-XXXI, XXXII; О-56-I, II (новая серия) (Магаданская ГСП), Магадан, 2001.

257. *Атрашенко А. Ф., Афанасьев Н. Т., Косач В. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Ульбея и Инья (отчет о результатах ГГС-50 и поисковых работ, проведенных Ульбейской партией в 1980–83 гг.). В 3-х томах. ГСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1985. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 20417.

258. *Атясов П. Г., Горбунов Ю. Н., Пиотровский Л. К.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 в пределах центральной части Иньяли-Дебинского синклиория в 1979–1981 г.г. ТГФ, Магадан, 1981.

259. *Ахъяев М. Р.* Информационно-геологический отчет об основных результатах и объемах работ, выполненных по объекту: «Переоценка минерально-сырьевой базы Верхне-Индигирского геопромышленного района по состоянию на 01.01.2003 г., составление карт золотоносности м-ба 1 : 500 000 на листы Q-54, 55; P-54, 55 в 2001–2003 гг.». Якутск, 2008.

260. *Балушев А. Н.* Отчет о работе Средне-Тызллахской поисково-съёмочной партии масштаба 1 : 25 000 за 1961 г. ТФГ, Магадан, 1961.

261. *Бараковский Г. Э., Пушкарь Н. Н.* Закономерности размещения золотого, серебряного, оловянного оруденения Сунтар-Лабынкырской и частей Тас-Кастабытской и Южно-Верхоянской рудных зон. Отчет минерагенической партии о результатах ГМК-200 на площади листов Р-54-12-22, 25-36, 43-48; P55-25-27, 37-39. Хандыга, 1989–1994 гг.

262. *Блажеев М. Н., Карчавец В. П.* Отчет о работе Клинской геолого-геофизической партии за 1967 г.

263. *Большаков В. Н.* и др. Отчет о результатах сейсморазведочных работ по изучению глубинного геологического строения Иньяли-Дебинского синклиория и сопредельных структур в 1985–1988 гг. п. Хасын, 1988

264. *Васькин А. Ф.* (отв. исп.). Отчет по региональному объекту «Создание атласа карт геологического содержания на территорию Хабаровского края и ЕАО, включая прилегающие районы КНР, в масштабе 1:1 000 000». Этап 2. – Составление сводной геологической и регистрационной карты полезных ископаемых. В 9 кн. ФГУ ГПП «Хабаровскгеология». Хабаровск, 2001. ФБУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск, № 22775.

265. *Васькин А. Ф.* Геологический отчет о результатах работ «Создание комплекта современной геологической основы масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-55 – Сусуман в пределах площади листов Р-55-ХІХ, ХХ, ХХV, ХХVI, ХХХI, ХХХII». ОАО «Дальгеофизика», Хабаровск, 2013.

266. *Васькин А. Ф., Камаев Н. М. и др.* Геологическая карта Хабаровского края. Масштаб 1 : 1 000 000. Хабаровск, 2003.

267. *Вознесенский С. Д., Павлова О. К., Портянко А. Л.* Геологическая карта и карта полезных ископаемых бассейнов верхнего течения р. Колымы, Ини, Челомджи, Яны и Армани масштаба 1 : 500 000. 1967 г. Объяснительная записка. Усть-Омчуг, 1969.

268. *Володин В. Д.* Отчет о работе Асиберганской детальной геолого-поисковой партии масштаба 1 : 50 000 за 1954 г. Дальстрой. Пос. Усть-Омчуг, 1955. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 15311.

269. *Воробьев А. И. (отв. исп.) и др.* Отчет о поисковых и разведочных работах на россыпное золото в пределах западной и южной частей Ланжинских гор и в бассейне рек Асиберган, Тунгусска за 1984–87 гг. Охотская ГРЭ ПГО «Дальгеология». Охотск, 1987. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 21835.

270. *Ганов А. П.* Отчет о результатах проведения сейсморазведочных работ по изучению глубинного геологического строения Аян-Юряхского антиклинория, сопредельных частей Тарыно-Детринского синклинория и Омулёвского поднятия в 1988–1992 гг. (Верхне-Колымский сейсмоотряд). п. Хасын: ЦГЭ, 1992

271. *Головкин С. А.* (отв. исп.). Отчет о поисковых и разведочных работах на россыпное олово в бассейне среднего течения р. Иня. Объект Богатырь за 1989–1992 гг. Охотская ГРЭ ПГО «Дальгеология». Охотск, 1992. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 21804.

272. *Горохов С. И., Белянкин В. И., Политова С. И. и др.* Отчет по ГГС–200. Листы Р–54–XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXVII, XXVIII, XXXIII. Геологическое строение и полезные ископаемые южных отрогов хр. Сунтар-Хаята (партия № 4 НПО «Аэрогеология», 1972–1977 гг.). М., 1977. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 18083.

273. *Горохов С. И., Архангельская В. А., Белянкин В. И. и др.* Отчет по проведению опытно-производственных работ по геологическому дешифрированию материалов аэро- и космических съемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выяснения геологической природы и поискового значения отдешифрированных объектов и составление геолого-минералогической карты масштаба 1 : 200 000 на площади листов Р-54–XIV–XVIII, XX–XXIV, XXX; Р-55–XIII, XIV, XIX, XX, XXV, XXVI в 1981–86 гг. (в пяти томах). НПО «Аэрогеология». Москва, 1987. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 21006.

274. *Горошко М. В., Ситников Н. В., Николаев В. В. и др.* Оценка перспектив ураноносности Куйдусунской площади (10 000 км<sup>2</sup>) путем проведения АГСМ-поисков масштаба 1 : 50 000 в комплексе с наземными геолого-геофизическими работами, канавами и наземной проверкой аэроаномалий с составлением геолого-прогнозной карты масштаба 1 : 200 000, оценкой прогнозных ресурсов урана по кат. Р<sub>3</sub> и выделением участков под специализированное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 и крупнее. Отчет по геологическому заданию 35–13 за 1984–87 гг. ПГО «Таежгеология». Хабаровск, 1988. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 22363.

275. *Гриценко А.А., Плюснин Н.К., Прусс Ю.В. и др.* Отчет «Анализ россыпной золотоносности территории Магаданской области с целью планирования и лицензирования поисковых работ» в 29 книгах. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, ООО «Проспектор», 2008.

276. *Дужак Б. П.* Отчет о работе Нижне-Хиникинской поисково-съемочной партии масштаба 1 : 25 000 за 1961 г. ТГФ СВ КПП, 1962.

277. *Емельяненко Е. П., Масловский А. Н., Гребнева Л. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов средних течений рек. Кухтуй и Ульбея (отчет о результатах ГГС–50 и поисковых работ, проведенных Кухтуйской партией в 1980–83 гг.), в 3-х томах. ГСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1985. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 20403.

278. *Ефимов В. Б.* Объяснительная записка к геоморфологической карте масштаба 1 : 100 000 верховьев рек Дебина, Мылги и Омулевки. ТГФ, Магадан, 1974.

279. *Змиевский Ю. П. (отв. исп.).* Отчет о результатах работ по объекту «Инвентаризация и паспортизация объектов с оцененным металлогеническим потенциалом и прогнозными ресурсами категории Р<sub>3</sub> на стратегические, высоколиквидные и остродефицитные виды сырья по территории Приморского и Хабаровского краев, Амурской, Сахалинской (в т.ч. Курильских островов), Магаданской и Камчатской областей, Чукотского, Корякского АО и ЕАО». ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП Дальгеофизика». Хабаровск, 2007. Фонды ОАО «Дальгеофизика», Хабаровск.

280. *Иванов А. П., Горбов В. А., Бредихин Е. Н. и др.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 за 1974–1976 гг., проведенных на территории листов Р–54–140–Г; Р–54–141–В,Г; О–54–10–А в бассейне рек Охота, Арка, Конча и Кунан (Средне-Охотская партия). В 2-х кн. ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1977. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 18148.



281. *Иванова Ю. А., Леженко Н. С.* Отчет о работе Беличанской геолого-съёмочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1970 год. ТГФ, Магадан, 1971.
282. Информационный отчет по объекту 36.1 (по перечню работ к пообъектному плану ВСЕГЕИ на 2001 г.) Разработка программы по оценке состояния использования ресурсов подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения и воспроизводства по Дальневосточному региону на 2001 г. Хабаровск, 2001. (ФГУП «Дальгидрогеоцентр»).
283. *Ичетовкин Н. В.* Гранитоиды южной части Яно-Колымской складчатой области и связанные с ними полезные ископаемые (отчет по теме № 692). Магадан, 1965.
284. *Каравая Н. И.* Усовершенствование региональной стратиграфической схемы верхнепалеозойских отложений на территорию Магаданской области для среднемасштабного картирования. Объяснительная записка. Магадан: 1998.
285. *Караява З. Г.* Отчет о работе Инской геологоразведочной партии масштаба 1 : 25 000 за 1950 г. Дальстрой. Пос. Усть-Омчуг, 1951. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Магадан.
286. *Карелин Ю. П., Бельцов А. И., Фомин В. К.* Отчет о групповой геологической съемке и доизучении масштаба 1 : 50 000 Омчакского рудного узла (листы Р-55-80-В,Г; -81-В; -92-А,Б,Г; -93-А,В). 1981–1985 г.г. Усть-Омчуг, 1985.
287. *Карелин Ю. П.* и др. Отчет о групповой геологической съемке и доизучении масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в пределах Арга-Юряхского рудного узла. Листы Р-55-65-Б,Г; -66-А,Б,В,Г; -67-А,В; -78-Б; -79-А. Усть-Омчуг, 1990.
288. *Клочков В. П., Химин Н. Н., Насыров Р. Р.* Отчет о групповой геологической съемке и доизучении м-ба 1 : 200 000 в пределах листов Q-55-XXXIII, XXXIV за 1976–1979 г. Усть-Нера, 1979 г.
289. *Коваль А. Ю., Кокорин В. В., Воронаев В. С.* Отчет по геохимическим поискам золота в пределах Азияльской перспективной площади (Магаданская область). Магадан: ОАО «Магадангеология», 2014
290. *Ковтун Б. А.* Отчет о работах Право-Дебинской детальной геолого-геоморфологической партии за 1956 год. ТГФ, Магадан, 1959.
291. *Котляр И. Н.* Отчет по теме 1261 «Создание базы данных по абсолютной датировке горных пород и руд Магаданской области». Магадан, 1995.
292. *Крутоус В. И.* Геоморфологическое строение, неотектоника, стратиграфия четвертичных отложений и россыпная золотоносность территории верховьев р. Берелех и прилегающей части Улахан-Чистая. ТГФ, Магадан, 1966.
293. *Крутоус В. И., Третьяков А. В. и др.* Отчет по теме 987. Стратиграфия рыхлых отложений и история геоморфологического развития крупных долин верховьев р. Колымы в связи с их оценкой на россыпи золота. Т. 1, 2. ТГФ, Магадан, 1983.
294. *Крутоус М. П.* Отчет по теме № 1011 «Особенности и поисковое значение низкотемпературного метаморфизма в золотоносных районах Северо-Востока СССР». ТГФ, Магадан, 1984.
295. *Кузнецов В. М., Михайлова В. П., Ливач А. Э. и др.* Легенда Сугойской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка. ТГФ, Магадан, 1999.
296. *Легенда* Нера-Бохалчинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе, исп. Ю. М. Бычков, Н. Г. Маннафов, В. И. Шпикерман и др.). ГГП «Магадангеология». Магадан, 1999. Фонды ОАО «Дальгеофизика», Хабаровск. № 1386.
297. *Легенда* Охотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Составители: Ф. С. Фролов, Е. А. Тиньков, Л. А. Шаров. Гл. ред. Г. В. Рогонов. ФГУГГП «Хабаровскгеология». Хабаровск, 2002. Фонды ОАО «Дальгеофизика», Хабаровск. № 1401.
298. *Липатов В. Н.* Геология и петрография гранитоидного массива Б. Анначаг. Окончательный отчет о работе тематической петрографической партии за 1959 г. по теме № 614. Магадан, 1960.
299. *Лутанов В. С.* Отчет о работе Верхне-Индибирской геофизической партии ВЭЗ масштаба 1 : 100 000, 1955 (фонды ВИГРЭ).

300. *Малиновский Н. И.* Отчет Контактной геологопоисковой партии м-ба 1 : 25 000. 1965.
301. *Мальков Б. И* и др., Карта полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 территории деятельности Ягоднинской КГРЭ. Ягодное, 1974.
302. *Мальков Б. И., Омиров О. Н.* Окончательный отчет Тасканской партии за 1967–1968 г.г. 1970. Фонды Северо-Восточного производственного геологического объединения.
303. *Маннафов Н. Г., Киселева Л. С., Каменихин Н. Ш.* Отчет о работе Тальской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1967 год. 1968.
304. *Маннафов Н. Г.* Окончательный отчет о работе Верхнекулинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1968–1969 гг. СВГУ. Пос. Усть-Омчуг, 1970
305. *Материалы* консервации месторождения россыпного золота Бувтыкан. ЗАО а/с Охотск (ХАБ 01413 БЭ). Хабаровск, 2004. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 22686/15.
306. *Мильштейн Е. Д.* Отчёт «Создание актуализированных геолого-геофизических моделей земной коры и верхней мантии по опорным профилям Государственной сети и фондовым данным для обеспечения комплексной тектонической основы Северо-востока России и прилегающих акваторий». Санкт-Петербург. ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016.
307. *Молчанов А. В., Шатов В. В., Плющев Е. В и др.* Геологический отчет о результатах работ по объекту «Составить карту гидротермально-метасоматических формаций России масштаба 1 : 2 500 000» СПб: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2014. ФГУ НПП «Росгеолфонд», фонды ФГУП «ВСЕГЕИ»
308. *Мухомор И. К., Волохин А. В.* Отчет о результатах работ Гусино-Кухтуйской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1959 г. СВГУ. Магадан, 1960. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 15283.
309. *Наталенко М. В. Данильченко В. А* Отчет о результатах работ по объекту «Локальный прогноз и поиски крупнотоннажных месторождений золота в Аян-Юряхской металлогенической зоне (Магаданская область)» Кн. 4. М. :ЦНИГРИ, 2012.
310. *Некрасов Г. Е.* О возрастных соотношениях северной и южной частей массива Б. Анначаг. (Дополнение к отчету В. Н. Липатова «Геология и петрография гранитоидного массива Б. Анначаг» за 1959 г.). Магадан, 1962.
311. *Николаев Ю. Н.* Отчет по объекту «Создание комплектов геолого-геохимических карт масштаба 1 : 1 000 000 геохимической основы по листам Р-52,-55,-57, О-55,-56» в рамках работ по объекту «Составление геохимических основ масштаба 1 : 1 000 000 листов N-40, 41, 42, Р-45, 52, 55, 57, О-38,-55, 56». ФГУП ИМГРЭ. Москва, 2010. Фонды ОАО «Дальгеофизика», Хабаровск. № 1492.
312. *Омиров О. Н. Гальчанский Л. Н., Наумов И. А.* Отчет о геологической съемке м-ба 1 : 50 000, поисковых и геофизических работах в верхнем течении р. Урультун в 1973–74 г.г. (Урультунская ГСП). Пос. Ягодное: Ягоднинская ГРЭ, 1975
313. *Павловец П. К., Кудрявцев Д. Я.* Отчет о работе Верхне-Бургандинской поисково-съемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1958 год. Пос. Нексикан, 1958.
314. *Палымская З. А.* Отчет по теме 0179 «Изучение регионального и гидротермально-го метаморфизма Среднеканского рудного поля». Сеймчан, 1985.
315. *Пащикова О. А., Крушевский Н. В.* Отчет к объекту № 151–9 «Геолого-экономическая оценка объектов нераспределенного фонда недр ТПИ по территории Магаданской области. Магадан: ООО «Станоллит», 2012.
316. *Пеканов С. В.* Оценка прогнозных ресурсов углей Магаданской области. Отчет по теме №1198. Магадан 1996.
317. *Плюснин Н.К.* и др., Отчет по объекту № 151–9 «Геолого-экономическая оценка объектов нераспределенного фонда недр ТПИ по территории Магаданской области», Магадан: ООО «Станоллит», 2012
318. *Полуботко И. В., Репин Ю. С.* Отчет по теме «Стратиграфическое изучение верхнетриасовых и юрских отложений основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в южной части Буондино-Балыгычанского района пологих дислокаций». Магадан, 1969–1973 г.г.

319. *Попова Г. А.* Эксплуатационные запасы подземных вод, прошедшие государственную экспертизу по состоянию на 1 января 2006 г. Кн. VII. М. : Росгеолфонд, 2006.
320. *Разонов О. П., Годин Л. А.* Отчет о работе геолого-маршрутной партии по листу Р-54-XV Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000 за 1960 г. СВГУ. Пос. Хандыга, 1961. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 6515.
321. *Раузер А. А.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000. Листы Р-55-XXVI, XXXII; О-55-II, III, VIII, IX. 1978–83 гг. ПГО «Аэрогеология». М., 1983. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 20025.
322. *Рахманов Н. Л.* и др. Отчет о производстве групповой геологической съемки и доизучении масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади листов Р-55-56-Г; -57-В; -68-Б, Г; -69-А, В за 1987–1994 гг. Т. 1–3. ФГУ «Магаданский ТФГИ», 1994.
323. *Родионов В. И.* и др. Отчет о результатах научно-исследовательских работ по теме «Поэтапное прогнозирование крупных месторождений рудного золота на территории Магаданской области, составление пакетов геологической информации с целью планирования и лицензирования поисковых работ». Магадан, 2005.
324. *Рожков П. Ю.* и др. Отчёт о результатах работ по объекту Поисково-ревизионные работы в Тас-Кыстабытской олово-серебрянной металлогенической зоне (Магаданская область). Магадан, 2012.
325. *Романин В. К.* Отчет по объекту: «Прогнозно-поисковые работы по выявлению мезотермальных золоторудных месторождений черносланцевых толщах центрально-колымского региона». Магадан: ООО Станнолит, 2009
326. *Семейкин А. И.* Распространенная информационная записка о работах Аркагалинской тематической партии летом 1959 г. 1960. ТГФ.
327. *Серебряков В. А.* Геология и петрография гранитоидного массива Чьорго (Отчет о работе Чьоргской петрографической партии за 1957 год). ТГФ, Магадан, 1958.
328. *Сальников А. С., Старосельцев В. С., Соболев П. Н.* Отчёт о результатах работ по объекту «Создание опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ (Северо-восточный участок)». Новосибирск. ФГУП СНИИГГиМС. 2014.
329. *Сидоров В. А.* Отчет по прогнозно-поисковым работам на Детринской площади Центрально-Колымского района с применением аэрогеофизических технологий. Магадан: ОАО Магадангеология, 2012
330. *Сидоров В. А., Шерстобитов П. А., Зименко М. И.* и др. Отчет «Прогнозно-поисковые работы по оценке золоторудных месторождений в гранитоидах на территории Магаданской области (Детринская площадь) в 2002–2006 гг.» (Детринская прогнозно-поисковая полевая партия) в 7-ми книгах. Магадан: ОАО «Магадангеология», 2006.
331. *Соболевская Р. Ф., Николаев А. А., Ковехов В. В.* Стратиграфическое расчленение терригенных фаций ордовика Омудевского поднятия на основании изучения граптолитов. Магадан: СВГУ, 1969.
332. *Сотников А. В., Шпикерман В. И., Петухов В. В., Стерлина Н. Б.* Отчет о групповой геологической съемке и доизучении масштаба 1 : 50 000 и поисках золото-серебряных и полиметаллических месторождений в бассейнах рек Таскон и Урульдун за 1979–1981 г.г. (Вечернинский отряд). Ягодное: ЯГРЭ СВПГО. 1983.
333. *Старк А. Г., Мальцева Л. П., Иванов В. М.* Отчет по теме № 221 «Составление карты золотонности восточной части Охотского района масштаба 1 : 500 000» за 1975–1978 гг. Охотская ГРЭ ДВТУ. Охотск, 1978
334. *Стружков С. Ф., Политов В. К., Наталенко М. В.* «Оценка золоторудного потенциала Центрально-Колымского региона» Отчет о научно-исследовательских работах по теме 12/тр-06 за 2006, ФГУП «ЦНИГРИ». Москва, 2006.
335. *Сурков В. С., Старосельцев В. С., Сальников А. С., Прихода А. Г.* Отчёт «Создание опорного геофизического профиля 2-ДВ (п-ов Кони – о. Врангеля) в пределах Магаданской области и Чукотского АО». Новосибирск. ФГУП СНИИГГиМС. 2008
336. *Тиньков Е. А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Охотская. Лист Р-55-XXV. Объяснительная записка. Хабаровское ГГП. СПб, 1998. Фонды ОАО «Дальгеофизика», Хабаровск. № 1339.

337. *Тумаков А. И.* Отчет о геолого-разведочных работах в пределах Аркагалинской угленосной площади за 1959 г. 1959 Т. 1–4. ТГФ.
338. *Умитбаев Р. Б., Чигрик А. И., Герц В. Н.* Отчет Иня-Асиберганской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 по редакционно-увязочным маршрутам в пределах западной половины листа Р-55-XXXI летом 1962 г. СВГУ. Пос. Хасын, 1963. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 15262.
339. *Усачёв Н. А., Волков С. В., Родионов В. И. и др.* Отчёт «Опытно-методические работы по геолого-экономической оценке и развитию минерально-сырьевой базы Магаданской области» в 16 книгах. Магадан, 2007.
340. *Харьков И. А.* Полезные ископаемые Северного Приохотья (объяснительная записка к карте полезных ископаемых масштаба 1 : 500 000). СВГУ. Пос. Хасын, 1966. ФБУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск, № 15102
341. *Чанышева М. Н., Скорцова Т. В., Вязовиков В. И.* Отчет по теме: «Поиски россыпей золота геоморфологическими методами по южному обрамлению Сеймчано-Буюндинской впадины и реконструкция древней долинной сети». МГУ, М., 1985.
342. *Шаньгин Д. М.* Отчет Урультунской геолого-поисковой партии о геологических исследованиях в бассейне р. Урультун, 1941.
343. *Шаров Л. А., Давидович М. С., Литвиненко Н. Д.* Отчет по теме 11–99–27/1 «Систематизация материалов по стратиграфии четвертичных отложений Хабаровского края и Еврейской автономной области» за 1999–2001 гг. ФГУ ГПП «Хабаровскгеология». Хабаровск, 2001. Фонды ОАО «Дальгеофизика», Хабаровск. № 1360.
344. *Шестаков П. П.* Отчет о работе Истыннахской детальной геологопоисковой партии масштаба 1 : 50 000 за 1955 год. 1956.
345. *Шитов А. А. (отв. исп.) и др.* Геологическое строение и ураноносность северной части Охотского срединного массива. Отчет партии № 100 о результатах прогнозно-геологических и поисковых работ, проведенных в 1987–90 гг. по геологическому заданию 92/100–2. В 6 кн. Таежное ПГО. Хабаровск, 1990. ФГУ «ТФГИ по ДФО», Хабаровск. № 21871.
346. *Шишкин В. А., Жигалов С. В., Крутоус В. И. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 на площади листов Р-55-XI, XVII (новая серия) за 1994–2001 гг. Сусуманская ГСП В 3-х книгах. Магадан: ФГУП «Магадангеология», 2001.
347. *Шокальский С. П. и др.* Отчет по объекту «Оценка потенциально ресурсных минералогических зон аккреционно-коллизийных областей и областей активизации Урала, Сибири и Дальнего Востока» Кн. 5, 19. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
348. *Шокальский С. П.* Отчёт «Создание тектонической карты Российской Арктики масштаба 1 : 5 000 000, увязанной с тектоническими картами Приарктических государств и актуализированной по материалам опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин». СПб: ВСЕГЕИ, 2014.
349. *Шокальский С. П., Кацубин С. Н.* Отчёт по объекту «Разработка и создание структурно-тектонической геодинамической модели Арктического бассейна и концепции его развития». СПб. ФГУП «ВСЕГЕИ». 2011.
350. *Шпикерман В. И., Пирогов В. Г., Шпикерман Л. А.* Отчет о поисково-оценочных и геофизических работах по Урультунской группе полиметаллических рудопоявлений (Верхне-Урультунский отр. 1975–1978 гг.). Пос. Ягодное: Ягоднинская КГРЭ. 1979. ВГФ, ТГФ, ГФ ЯГРЭ.
351. *Шпикерман В. И., Оморов О. Н., Мальков Б. И., Старцев И. Н.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисках месторождений золота, серебра и других полезных ископаемых в бассейнах рек Таскана и Ясачной за 1977–1980 г. г. Ягодное: ЯГРЭ СВПГО, 1981.
352. *Шпикерман В. И., Сидоров А. А., Мерзляков В. М.* Докладная записка: «Полиметаллы в скарнах как возможная альтернатива традиционным месторождениям Центральной Колымы». Магадан: СВКНИИ, 1988. ТГФ, Магадан. № 23301
353. *Шпикерман В. И., Е. Ф. Дылевский, Н. Е. Савва и др.* Отчет. Геологические предпосылки поисков месторождений вольфрама и др. полезных ископаемых на Омудевском поднятии, в 2-х томах, 5 книгах. Хоздоговор между ВКПСЭ СВПГО (заказчик) и СВК-

НИИ ДВО АН СССР (подрядчик) 1988–1991 гг. Магадан: СВКНИИ, 1991. ВГФ, ТГФ, Фонды ВКПСЭ, Архив СВКНИИ. № 1683.

354. *Шувалов А. Н., Степанов Ю. А.* Отчет о работе Учатской рудно-поисковой партии масштаба 1 : 10 000 за 1967–1968 гг. Ягодное: Ягоднинская ГРЭ, 1969. ТГФ.

355. *Шудов В. А.* Отчет о результатах поисковых оценок работ на рудопроявлении Купольное, его флангах, рудопроявлении Харатас за 1985–1989 гг. (Верхне-Тарынская ПРП). Лист Р–55–13-Б. Усит-Нера: ГГПП «Верхне-Индибирское» ГК РС (Я) по геологии и недропользованию, 1989.

356. *Эйхвальд В. И. (отв. исп.) и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бас. рек Нют и Нилгысыг (территория листа Р-55-XXV). Отчет Нютской партии о результатах геологической съемки масштаба 1 : 200 000 и геологического доизучения того же масштаба в бас. рр. Нют и Нилгысыг в 1988–91 гг. Хабаровская ПСЭ «Хабаровскгеология» ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1992. ФГУ «ГФГИ по ДФО», Хабаровск. № 21812.

357. *Ян-жин-шин В. А., Розенкранц А. А., Шпикерман В. И. и др.* Легенда Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). М., Якутск, Магадан, 2002. Фонды ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУНПП «Аэрогеология», ГУП РС (а) «Сахагеоинформ», ОАО «Магадангеология».

**Список месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации, показанных на листе  
Р-55 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 100 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
<b>ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Твердые горючие ископаемые</b>			
<b>Уголь каменный</b>			
II-3-12	ММ	Верхне-Аркагалинское, Тал-Юрях	Варзалов, 1963; Петухов В. В. и др., 1999а; Маннафов и др., 1999
II-3-19	ММ	Нижне-Аркагалинское, уч-к Знатный	Варзалов, 1963; Петухов В. В. и др., 1999а; Маннафов и др., 1999
II-4-71	ММ	Нижне-Аркагалинское, уч-к Кадыкчанский	Орлова, 1963; Маннафов и др., 1999
II-4-76	ММ	Нижне-Аркагалинское, уч-к Кедровский	Орлова, 1963; Маннафов и др., 1999
II-4-86	ММ	Нижне-Аркагалинское, уч-к Долгинский	Орлова, 1963; Маннафов и др., 1999
V-3-22	ММ	Челомджинское (Широкинский участок)	Тафинцев, 1983; Маннафов и др., 1999
I-4-44	П	Устье Болотного	Маннафов и др., 1999
I-5-16	П	Скиф	Мерзляков, 1965; Маннафов и др., 1999
I-6-3	П	Вечернее	Омиров, 1980; Маннафов и др., 1999
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Черные металлы</b>			
<b>Железо</b>			
I-6-12	П	Тасканчик	Маннафов и др., 1999
<b>Цветные металлы</b>			
<b>Медь</b>			
I-5-20	П	Каменистое-Увальное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-5-25	П	Увальное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-6-7	П	Батько	Шпикерман и др., 1991б
I-6-8	П	Заботливый	Шпикерман и др., 1981 ф.
V-1-15	П	Фортуна	Эйхвальд, 1992ф
V-1-17	П	Риск	Эйхвальд, 1992ф
V-2-3	П	Юлия	Раузер, 1983ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-5-5	ПМ	р. Момонтай	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-2-8	ПМ	Долина руч. Хурджа	Раузер, 1983ф
VI-2-3	ПМ	Междуречье Нилгысыг-Иня	Раузер, 1983ф
VI-3-36	ПМ	верховья руч. Теплая (лев. прит. р. Осиновая)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-24	ПМ	Правый приток р. Сеймкан	Маннафов и др., 1999 (карта)
М е д ь , ц и н к			
I-5-1	ПМ	Левый приток р. Урультун	Маннафов и др., 1999 (карта)
М е д ь , м о л и б д е н			
IV-1-24	ПМ	Левый борт долины р. Будыга	Горохов, 1987ф
С в и н е ц			
III-1-18	П	Вершинное	Ахъяев, 2008 ф (карта), Уткова, 1999
V-3-21	П	Тас	Маннафов и др., 1999
V-3-24	П	Чужой	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-1-17	П	Левобережье р. Нилгысыг	Атрашенко, 1985ф
I-5-3	ПМ	Правый приток р. Омулевка	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-13	ПМ	истоки руч. Грозный, прав прит. р. Тас	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-17	ПМ	истоки прав. прит. р. Тас (впадает в 51 км от устья), водораздел с руч. Грозный	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-1	ПМ	водоразд. между р. Тас-Эльбех и его лев. прит. Кэлик (в верх. теч., 1 км к С от верш. 1264)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-2	ПМ	истоки руч. Шумный, прав. прит. руч. Кэлик (басс. р. Тас-Эльбех), 0,6 км к В от г. Валун	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-4	ПМ	руч. Валун, лев. прит. р. Тас-Эльбех, 0,5 км вверх по лев. прит.	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-31	ПМ	ист. руч. Смелый, лев. прит. руч. Хурэн и руч. Лев. Астарт, лев. прит. руч. Контас (басс. р. Хинике)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-36	ПМ	истоки руч. Нечистый, (прав. прит. руч. Прав. Пластовый), водораздел его и руч. Прав. Пластовый	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-41	ПМ	истоки лев. прит. руч. Нечистый 1,1 км к ЮВ от верш 1286 и 1,8 км к СЗ от г. Отпор	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-36	ПМ	Рог	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-5-42	ПМ	водораздел истоков руч. Прав.Рог (басс. р. Яна) и одного из истоков руч. Янус (прит. р. Нелькоба)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-47	ПМ	правобер. р. Прав. Рог , водоразд между прав прит., кот. Впадают соотв в 1,3 и 4,5 км от устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-2-2	ПМ	Худжах (Эльгенчан)	Старк, 1978ф
VI-3-41	ПМ	прав. бер. руч. Бувтыкан (прит. р. Тауй), ниже руч. Чурпуг	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-21	ПМ	истоки руч. Мэнэндя и Лесной (прав. прит. р. Сеймкан, басс. р. Яна )	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-44	ПМ	прав. прит. руч. Крутой (лев. прит. р. Сеймкан, басс. р. Яна ), 3,6 км к ЮЗ от выс. 1925	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-48	ПМ	водоразд. между руч. Хольчан и верховьями его лев. прит. руч. Зеркальный , ок. выс. 1518	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-49	ПМ	верховья руч. Струйка (прав. прит. руч. Хольчан, басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-56	ПМ	водоразд. между руч. Заметный и Летний (лев. прит. руч. Хольчан), 2,5 км к ЮЗ от выс. 1354	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-57	ПМ	правобер. руч. Тарын (прав. прит. р. Сеймкан, басс. р. Яна), вблизи устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-58	ПМ	водоразд. руч. Аршан и Белый (лев. прит. руч. Хольчан, басс. р. Яна), 3,2 км к СЗ от выс.1329	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-59	ПМ	водоразд. между двумя лев. прит. р. Втор. Сентябрьская ниже руч. Голодный, 1,4 км к ЮЗ от выс. 1000	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-60	ПМ	в устье руч. Низкогорный (прав. прит. р. Темная, басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-64	ПМ	прав. прит. р. Сеймкан, против устья руч. Грива, 2,2 км от устья, 2 км к В от выс. 1440	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-73	ПМ	р. Сеймкан, 0,75 км выше устья руч. Простой	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-75	ПМ	верховья руч. Темная, левобер., 5 км к ЮЗ от выс. 1046	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-77	ПМ	верховья руч. Момолтыкис (прит. р. Яна), 2,7 км выше устья руч. Ягодный, 1,5 км к В от выс. 1130	Маннафов и др., 1999 (карта)
Свинец, цинк			
III-2-19	ММ	Тектоническое	Дорт-Гольц, 1977; Манна-



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-2-29	ММ	Булунга	фов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-1-64	П	Колокольчик	Маннафов и др., 1999
I-5-14	П	Северо-Восточное крыло	Ахъяев , 2008 ф
I-5-17	П	Балах-Дабан	Шпикерман и др.,1979ф; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-6-1	П	Параллельное	Шпикерман и др.,1979ф; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-6-2	П	Вечернее	Омиров, 1980; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-1	П	Известковая	Шпикерман и др.,1979ф; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-4	П	Встречный	Наталенко, 1965; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-1-8	П	Верховья р. Олланджа	Наталенко, 1965; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-2-16	П	Одностороннее	Маннафов, 1978
V-1-4	П	Левобережье руч. Холодный	Маннафов Н. Г., 1970ф
V-6-43	П	Трамплин	Тиньков, 1998ф
VI-1-19	П	Дикое	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
III-1-11	ПМ	междуречье руч Яшма и Угрюмый, прав. прит. р Заячья	Умитбаев, 1978
VI-3-12	ПМ	левобер. руч. Прав. Хивэгчан (прав. прит. р. Челомджа), между руч. Горбаты и Беговой	Ахъяев , 2008 ф (карта), Уткова, 1999
Свинец, цинк, серебро			
I-6-4	П	Террасное	Шпикерман и др.,1979 ф; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-2-1	П	Худжах	Маннафов Н. Г., 1970ф
Свинец, цинк, флюорит			
I-5-11	П	Битум-Сдвиг	Шпикерман и др.,1979ф; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-6-11	П	Проливное	Омиров, 1980; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
Свинец, медь			
IV-2-22	ПМ	Эруди	Маннафов Н. Г., 1970ф
Свинец, медь, серебро			

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-5-7	П	Хари	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Свинец, серебро			
I-6-5	П	Надежда	Шпикерман и др., 1979ф; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-2-5	ПМ	Бурчан (Кеньеличи)	Маннафов, 1983
V-2-1	ПМ	Верховья руч. Малый	Старк, 1978ф
Свинец, серебро, золото			
II-4-88	П	Спящинское	Орлова, 1963; Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Цинк			
I-5-6	П	Зеленый-Коралл	Шпикерман и др., 1979ф; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-5-15	П	Осенний	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-1-40	ПМ	Наль	Ахьяев, 2008 ф
V-5-18	ПМ	водоразд. между истоками руч. Шило, прит. руч. Гранитный и истоками руч. Киенг, прит. р. Хинике	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-19	ПМ	водоразд. между истоками руч. Киенг, прав. прит. р. Хинике и истоками его лев. прит. Входной	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-28	ПМ	водоразд. р. Прав. Нелькоба и руч. Прав. Леда, прит. р. Унга (басс. р. Хинике), к В от г. Нелькоба	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-31	ПМ	водоразд. между истоками прав. притоков руч. Янус, впадающих соотв. в 8 и 15,5 км. от устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-40	ПМ	руч. Бувтыкан (прит. р. Тауй), в устье руч. Хава	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-47	ПМ	водоразд. между руч. Бувтыкан (прит. р. Тауй) и его лев. прит. руч. Рыбный (в верховьях)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-31	ПМ	водоразд. между истоками руч. Перв. Егондя и Неприметный, 0,8 км к ЮЗ от верш. 985	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-34	ПМ	истоки р. Игандя (прит. р. Тауй), 1 км к ЮВ от г. Бол. Гаргычан	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-25	ПМ	устье руч. Пчелка, лев. прит. р. Сеймкан (басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-6-40	ПМ	лев. прит. р. Втор. Сентябрьская в 3 км ниже устья руч. Спокойный, 0,6 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-45	ПМ	водоразд. между руч. Крутой и Зайка (прав. прит. р. Сейман, басс. р. Яна), 4,3 км к ЮВ от выс. 1001)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-47	ПМ	истоки руч. Ночной и руч. Авария (прав. прит. р. Втор. Сентябрьская), в 0,5 км к Ю от верш 1056	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-50	ПМ	водоразд. между руч. Чирура (прав. прит. р. Хольчан, басс. р. Яна), и его прав. прит.	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-51	ПМ	прав. бер. руч. Мэнэндя (прав. прит. р. Сейман, басс. р. Яна), в 1 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-55	ПМ	лев. бер. руч. Хольчан между его прит. руч. Заметный и Лента	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-61	ПМ	истоки прав. прит. руч. Аршан (лев. прит. руч. Хольчан, басс. р. Яна), в 0,7 км к СЗ от выс. 1329	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-84	ПМ	истоки руч. Ягельный (лев. прит. руч. Момолтыкис, басс. р. Яна), 3,4 км к В от выс. 1332	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-89	ПМ	верх. руч. Аква, лев. прит. руч. Угольный (басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-92	ПМ	руч. Момолтыкис, 2 км ниже устья руч. Угольный	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-94	ПМ	истоки руч. Чалбы (лев. прит. р. Сейман) 1 км к З от выс. 984	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-97	ПМ	правобер. в истоках руч. Апофиза (прит. руч. Валунистый, басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-99	ПМ	междуречье руч. Луговой и лев. прит. руч. Валунистый на 1,6 км ниже устья руч. Луговой	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-100	ПМ	истоки р. Ойра, водоразд. с руч. Валунистый (прит. руч. Момолтыкис, басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-105	ПМ	водоразд. в верх. руч. Луговой (лев. прит. руч. Валунистый) и руч. Ясчан (лев. прит. руч. Момолтыкис	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-106	ПМ	левобер в верховьях руч. Кисталл (прав. прит. р. Ойра), около верш. 733	Маннафов и др., 1999 (карта)
Цинк, свинец			
I-5-8	П	Чара-Зеленый	Шпикерман и др., 1979ф; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-5-18	П	Ясный	Шпикерман и др., 1979ф; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-6-6	П	Ожидание	
I-6-10	П	Снежное	
Цинк, медь			
IV-2-4	П	Кеньеличи	Горохов, 1987ф
Цинк, серебро			
III-1-2	П	Буор-Юрях	Ахьяев, 2008 ф
III-1-4	П	Тихий	Ахьяев, 2008 ф
III-6-71	П	Коридорный	Мальков, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-1-20	ПМ	Кенрычан	Маннафов, 1978
IV-2-3	ПМ	Верхнее течение р. Худжах	Маннафов, 1983
Кобальт			
VI-6-80	ПМ	руч. Ягельный (лев. прит. руч. Момолтыкис, басс. р. Яна), в 0,8 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-88	ПМ	верховья лев. прит. в 1,8 км выше устья руч. Кованый (прит. руч. Хилгалан), 4,3 км к В от выс. 1493	Маннафов и др., 1999 (карта)
Кобальт, свинец, висмут			
VI-6-34	ММ	Обход	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Молибден			
IV-5-28	ММ	Танкист	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-51	П	Зигзаговое	Харьков, 1978; Шишкин и др., 2001; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-1-17	П	Долгохчан	Старк, 1978ф
IV-1-22	П	Гуан-Ти	Маннафов, 1978
V-1-2	П	Аврелий	Эйхвальд, 1992ф
V-1-5	П	Близкое	Эйхвальд, 1992ф
V-1-6	П	Правый Витачан	Эйхвальд, 1992ф
V-1-10	П	Игривое	Эйхвальд, 1992ф
V-1-12	П	Кварцевая сопка (Молибденовая гора)	Эйхвальд, 1992ф
V-1-16	П	Березка	Эйхвальд, 1992ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-1-21	П	Левобережье р. Иравади	Тиньков, 1998ф
V-2-9	П	Онлыкич	Раузер, 1983ф
V-3-2	П	Правый Одэри	Маннафов и др., 1999
V-5-4	П	Разгульный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-6	П	Эхо-Неглинка	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-1-11	П	Левый Атыкан	Атрашенко, 1985ф
VI-1-20	П	Параллельное	Умитбаев, 1978
VI-1-25	П	Верховье руч. Тарагай	Атрашенко, 1985ф
VI-1-26	П	Тарагай	Атрашенко, 1985ф
VI-1-27	П	Кадага	Атрашенко, 1985ф
VI-2-6	П	Мана	Раузер, 1983ф
VI-2-8	П	Верхний Бувтыкан	Архангельская, 2001
VI-3-32	П	Елганджа	Литвинов, 1978; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-3-34	П	Восточный	Литвинов, 1978; Маннафов и др., 1999
V-1-22	ПМ	Правобережье верхнего течения р. Ситанун	Тиньков, 1998ф
V-4-5	ПМ	водоразд. между лев. прит р. Тас Эльбех, руч. Валун и Садик, у выс. 1625	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-22	ПМ	левобер. в истоках руч. Последыш, лев. прит. р. Лев. Нелькоба	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-25	ПМ	правобер. р. Нелькоба между руч. Прав Нелькоба и Янус	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-34	ПМ	водоразд. между прав. притоками руч. Янус, впадающих соотв. в 14,5 и 15,5 км от устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-55	ПМ	лев. прит. руч. Две Лошади (басс. р. Яна), 1 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-30	ПМ	водораздел руч. Абориген (басс. р. Детрин) и истоков руч. Небольшой (прит. р. Детрин)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-1-5	ПМ	Холодный	Атрашенко, 1985ф
VI-1-6	ПМ	Междуречье Энтыгчак-Хатанджа	Атрашенко, 1985ф
VI-2-4	ПМ	Водораздел Хуламин-Мандычан	Раузер, 1983ф
VI-3-24	ПМ	истоки руч. Осиновая (прит. р. Кава) и руч. Центральны (прит. р. Челомджа)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-26	ПМ	истоки руч. Осиновая (прит. р. Кава), 1,8 км к СВ от выс. 801	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-35	ПМ	водоразд. между руч. Бувтыкан (прит. р. Кава) и его лев. прит. руч. Хава, 0,9 км к	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-3-38	ПМ	Ю от выс. 956 водоразд. к сев от руч. Таях (прит. руч. Осиновая, басс. р. Тауй), 2,3 км к ЮВ от выс. 983	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-44	ПМ	правобер. руч. Сырдык (прав. прит. руч. Бувтыкан, басс. р. Тауй), 2 км выше впадения руч. Каменный	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-85	ПМ	водоразд. между руч. Момолтыкис (прит. р. Яна) и его прит. руч. Ягельный, в 4, 4 км к СЗ от выс. 1493	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-91	ПМ	водоразд. руч. Аква (прит. руч. Угольник) и руч. Ветвистый (прав. прит. руч. Валунистый)	Маннафов и др., 1999 (карта)
Молибден, медь			
V-1-20	П	Аулия	Горохов, 1987ф; Эйхвальд, 1992ф
Молибден, медь, золото			
II-4-97	П	Спешное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-4-17	П	Пират	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Молибден, медь, серебро			
VI-3-25	П	Верхн. Елганджа	Литвинов, 1978; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Молибден, вольфрам			
IV-5-6	П	Прыгун (Варяг)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-5-9	П	Товарищ-1	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-2-10	ПМ	Он	Раузер, 1983ф
Молибден, висмут			
IV-6-46	П	Семеновский	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Молибден, висмут, олово			
III-2-33	ММ	Потенот	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Молибден, серебро			

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-2-7	ПМ	Верховья р. Нюриченья	Раузер, 1983ф
VI-2-9	ПМ	Левобережье руч. Расава	Архангельская, 2001
В о л ь ф р а м			
III-6-74	П	Руч. Прямой	Мальков, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-5-11	П	Порфиоровое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-49	П	Правый-1	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-50	П	Правый-2	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-3-1	П	Лерховая	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-37	П	Тарым	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-38	П	Окей (Закономерный)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-46	П	Левобережный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-1-12	ПМ	Запятая	Ахъяев, 2008 ф (карта), Уткова, 1999
V-4-45	ПМ	истоки руч Тысячный, прит руч. Прав. Пластовый (басс. р Хурэн), 0,5 км к ЮЗ от выс. 1304	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-10	ПМ	правобер. руч. Иван, прав. прит. р. Омчут (басс. р. Детрин), напротив устья руч. Забава	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-30	ПМ	водоразд. к С от истоков руч. Чубука (прав. прит. р. Осиновая, басс. р. Тауй)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-33	ПМ	водоразд. между истоками руч. Чурпуг (басс. р. Кава) и истоками руч. Талон (прав. прит. р. Челомджа)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-43	ПМ	междуречье лев прит. руч. Теплая, впадающих выше руч. Вилка соотств. через 2,8 и 5,8 км	Маннафов и др., 1999 (карта)
В о л ь ф р а м , м о л и б д е н			
II-6-44	П	Карапет	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
В о л ь ф р а м , и т р и й			
VI-5-14	ПМ	истоки руч. Каменистый (прит. руч. Перевальныя) и Бурэндя (прит. р. Детрин), 0,5 км к В от выс. 1160	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Вольфрам, золото			
V-6-47	П	Гэутэджак-Фофан	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
О л о в о			
II-1-3	ММ	Куранах-Сала	Акулов, 1985: Ахъяев, 2008 ф;
II-2-9	ММ	Кюрбелях (жила Случайная, жила Верхняя)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-2-12	ММ	Кюрбелях (жила Геофизическая)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-2-25	ММ	Коллективное	Комогорцев, 1967; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-2-26	ММ	Заманчивое	Комогорцев, 1967; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-3	ММ	Улахан (участок Ольховый-Улахан)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-11	ММ	Жила Буйная	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-12	ММ	Буйное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-14	ММ	Загадочное	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-20	ММ	Меркурий	Маннафов и др., 1999
III-2-22	ММ	Юпитер	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-23	ММ	Глухариное	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-3-21	ММ	Харан (Ильин)	Наталенко, 1981; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-10	ММ	Порожистое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-5-27	ММ	Валунистое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-2-4	ММ	Богатырь	Раузер, 1983 ф
V-4-18	ММ	Хурэнское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-43	ММ	Урчанское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-1	ММ	Бутугычаг	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-1-4	П	Дайковое	Ахъяев, 2008 ф



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-1-5	П	Приятный	Ахъяев , 2008 ф
I-1-7	П	Пыжик	Ахъяев , 2008 ф
I-1-12	П	Прямой	Ахъяев , 2008 ф
I-1-26	П	Горчичный – Сетакан	Ахъяев , 2008 ф
I-1-29	П	Заозерный	Ахъяев , 2008 ф
I-1-37	П	Наль	Ахъяев , 2008 ф
I-1-42	П	Ким	Маннафов и др., 1999
I-4-8	П	Бараний Лог	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-1-1	П	Беседка	Ахъяев , 2008 ф
II-1-2	П	Касситеритовый	Ахъяев , 2008 ф
II-1-4	П	Ючугей	Ахъяев , 2008 ф
II-1-5	П	Пиритовый	Ахъяев , 2008 ф
II-1-7	П	Среднее	Ахъяев , 2008 ф
II-1-8	П	Кварцевый	Акулов, 1985; Маннафов и др., 1999
II-1-9	П	Фантазия	Акулов, 1985; Маннафов и др., 1999
II-1-10	П	Верхний	Ахъяев , 2008 ф
II-2-4	П	Надежда	Маннафов и др., 1999
II-2-5	П	Куранах	Маннафов и др., 1999
II-2-13	П	Артиллерист (жила Герой и др.)	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-2-14	П	Чистое	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-2-15	П	Каскадное	Маннафов и др., 1999
II-2-16	П	Мощное	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-2-18	П	Сомнительное	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-2-21	П	Победа	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-2-23	П	Теленок	Комогорцев, 1967; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-2-24	П	Веское	Комогорцев, 1967; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-3-18	П	Аркагалинское	Маннафов и др., 1999
II-4-158	П	Бабай	Орлова, 1963; Маннафов и др., 1999
II-5-105	П	Большое	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
III-1-9	П	Угрюмый	Ахъяев , 2008 ф (карта), Уткова, 1999
III-1-13	П	правобер. р. Буор-Юрях, напротив устья руч. Ала-Юрюсте	Ахъяев , 2008 ф (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-1-19	П	левобер. в сред. теч. руч. Вершинный, лев. прит. р. Заячья	Ахъяев, 2008 ф (карта), Уткова, 1999
III-2-4	П	Правый Улахан	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-5	П	Водопадный	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-7	П	Ломаное	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-9	П	Запоздалое	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-24	П	Аплитовое	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-25	П	Тайное	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-1-14	П	Лесистое	Маннафов, 1978
IV-2-19	П	Встреча	Маннафов, 1983
IV-3-2	П	Харанское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-5	П	Люд	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-6	П	Олень	Маннафов и др., 1999
IV-3-7	П	Бар	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-19	П	Южный II	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-21	П	Суходол	Маннафов и др., 1999
IV-4-7	П	Полоз	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-4-8	П	Барачный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-4-9	П	Невозвратный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-1-11	П	Водораздел Нют-Пестрая	Харьков, 1966ф
V-2-7	П	Бун	Раузер, 1983ф
V-3-5	П	Ай	Тафинцев, 1983; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-4-17	П	Зональный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-4-20	П	Зигзаг	Осипов, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-4-21	П	Нижний	Осипов, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-1	П	Северный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др.,

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-5-21	П	Гнилое	2007 ф Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-24	П	Пострел	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-26	П	Эхо	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-30	П	Льдистый	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-37	П	Курок	Штоколова, 1980; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-39	П	Левый Рог	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-40	П	Маяк	Штоколова, 1980; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-41	П	Верхний Маяк	Штоколова, 1980; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-44	П	Ложа	Штоколова, 1980; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-46	П	Сюрприз	Маннафов и др., 1999
V-6-4	П	Еврашка	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-2-1	П	Накими	Раузер, 1983ф
VI-6-27	П	Террасовое	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-6-30	П	Прав.Обход	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-6-43	П	Усталый	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-1-1	ПМ	Маргын	Ахъяев , 2008 ф
I-1-3	ПМ	руч. Круглый, лев. прит. р. Арга-Салах	Ахъяев , 2008 ф (карта)
I-1-14	ПМ	Осовой (Усердный верх)	Ахъяев , 2008 ф
I-1-15	ПМ	прав. прит. руч. Заросший	Маннафов и др., 1999 (карта)
I-1-17	ПМ	верховья руч. Массивный, левобережье	Маннафов и др., 1999 (карта)
I-1-20	ПМ	водоразд. Между верховьями руч. Неудачный и Валунн	Маннафов и др., 1999 (карта)
I-1-23	ПМ	Кочевой-Поспешный	Ахъяев , 2008 ф
I-1-48	ПМ	Партизан левый	Маннафов и др., 1999; Ахъяев , 2008 ф
II-2-6	ПМ	Окружной	Маннафов и др., 1999
II-2-7	ПМ	Правый Кетерелькан	Ахъяев , 2008 ф
III-1-10	ПМ	Сквозной	Ахъяев , 2008 ф (карта), Уткова, 1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-2-15	ПМ	истоки рр. Нелькан и Прав. Сахынья	Ахъяев, 2008 ф (карта), Дорт-Гольц, 1977
IV-1-10	ПМ	Тунгуска	Маннафов, 1978
IV-1-18	ПМ	Безводный	Маннафов, 1978
V-2-11	ПМ	Левобережье р. Хейджан	Раузер, 1983ф
V-4-3	ПМ	ист. руч. Валун, прав прит. р. Тас-Эльбех и руч. Бараньи Лобики, прит. р. Дудыкан (басс. р. Хинике)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-27	ПМ	водоразд. к С от руч. Беглый, прав. прит. руч. Хурэн, 1,9 км к ЮВ от г. Смелая	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-9	ПМ	междуречье руч. Иван, прав. прит р. Омчуг (басс. р. Детрин) и его лев. прит. Забава	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-32	ПМ	Родник	Штоколова, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-35	ПМ	истоки руч. Янус (левобер.), 1,9 км к СЗ от выс. 1592	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-38	ПМ	исток руч. Озерный (место вытекания его из озера), лев. прит. руч. Прав. Рог (басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-9	ПМ	левобер. р. Неглинка (прит. р. Омчуг, басс. р. Детрин), в устье руч. Луна	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-11	ПМ	руч. Валун (прав. прит. руч. Темп, басс. р. Детрин), 1 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-14	ПМ	водоразд. между лев. прит. р. Омчуг (басс. р. Детрин) руч. Неглинка и Скорый в верховьях	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-15	ПМ	руч. Тормозной (прав. прит. руч. Темп, басс. р. Детрин), 2,5 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-1	ПМ	истоки руч. Желанный (прит. р. Омчан, басс. р. Детрин), ок. выс. 1646	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-11	ПМ	верховья лев. прит. руч. Пасмурный, (прит. руч. Втор. Серебряная), 4,8 км к В от выс. 1185	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-12	ПМ	прав. исток руч. Июньский (прав. прит. руч. Сеймкан, басс. р. Яна), 3,6 км к ЮВ от выс. 1792	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-17	ПМ	верховья лев. прит. руч. Быстрый (прит. руч. Втор. Серебряная, басс. р. Яна), 3 км к СВ от выс. 1327	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-20	ПМ	левобер. в верховьях прав. прит. в 7,5 км от устья руч. Июньский (прав. прит. р. Сеймкан)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-28	ПМ	прав. прит. ниже поворота руч. Прямой (лев. прит. р. Сеймкан) с С на СЗ, 3,6 км к	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-6-32	ПМ	В от выс.1218 истоки руч. Прав. Мэнэндя (басс. р. Сеймкан) , в 1,2 км к ЮЗ от выс. 1145	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-37	ПМ	истоки руч. Террасовый (басс. р. Сеймкан), 1,5 км к СЗ от выс. 1755	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-39	ПМ	истоки руч. Неведимка, лев. прит. руч. Мэнэндя, 3,8 км к ЮВ от выс. 1357	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-52	ПМ	лев. бер. руч. Втор. Сентябрьская, в 2,3 км ниже устья руч. Усталый	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-53	ПМ	склон прав. бер. руч. Строевой (прав. прит. р. Сеймкан), в 1,9 км к ЮВ от выс. 883	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-65	ПМ	междуречье руч. Темная (лев. прит. р. Сеймкан) и руч. Лабаз (прит. р. Низкогорный, басс. р Сеймкан)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-66	ПМ	истоки лев. прит. руч. Ясный и лев. прит. руч. Темная в 1,7 км ниже руч. Ясный	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-67	ПМ	лев. бер. в верховьях руч. Нелкандя (лев. прит. р. Сеймкан), в 3 км к З от выс. 944	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-70	ПМ	руч. Смородиновый (прав. прит. руч. Гедан, басс. р. Армань), выше устья руч. Моряк	Маннафов и др., 1999 (карта)
О л о в о , м е д ь			
IV-2-15	П	Фиалка	Горохов, 1987ф
IV-2-21	П	Хейджан	Горохов, 1987ф
V-3-25	ПМ	Пауг	Усачев и др., 2007 ф
О л о в о , с в и н е ц			
II-2-8	ММ	Кюрбелях (жила Озерная)	Маннафов и др., 1999
III-2-2	ММ	Пр.Сахынья	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-18	ММ	Джелачан	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-15	ММ	Охотничье (Берэнджинское)	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-1-8	П	Пасмурный	Ахъяев , 2008 ф
I-1-6	П	Забытый	Ахъяев , 2008 ф
IV-3-11	П	Ночное (жила Галенитовая)	Маннафов и др.,1999
IV-3-12	П	Охотничий	Маннафов и др.,1999
IV-3-14	П	Развилок	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-16	П	Вилка	Маннафов и др.,1999; Усачев и др.,

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
			2007 ф
		О л о в о , с в и н е ц , с е р е б р о	
I-1-47	П	Партизан	Маннафов и др., 1999
III-2-21	П	Мандычен	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
		О л о в о , ц и н к , в о л ь ф р а м	
IV-3-22	П	Морозный (Суходол)	Маннафов и др., 1999
		О л о в о , к о б а л ь т	
VI-6-26	П	Бум	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-6-29	П	Прав.Террасовое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
		О л о в о , в о л ь ф р а м	
I-4-12	П	Оханджинское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-4-1	П	Плутный	Харьков, 1968; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-26	П	Ева	Маннафов и др., 1999
IV-5-14	П	Товарищ-2	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-5	П	Ачча	Штоколова, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-23	П	Вопрос	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
		О л о в о , с у р ь м а	
I-3-6	П	Скалистый	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
		О л о в о , з о л о т о	
III-6-2	П	Верхне-Хатыннахское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
		О л о в о , с е р е б р о	
III-3-6	ММ	Тигрец (Тигрец-Индустрия)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-3-13	ММ	Токичанское (Боец)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-1-30	П	Луара	Ахьяев, 2008 ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-1-54	П	Капризный	Ахъяев, 2008 ф
I-1-61	П	Чурукта	Ахъяев, 2008 ф
I-1-21	ПМ	Тирехтях верхний	Ахъяев, 2008 ф
IV-1-21	ПМ	Бетховен	Маннафов, 1978
IV-1-23	ПМ	Нют	Маннафов, 1978
О л о в о , с е р е б р о , с в и н е ц			
IV-3-18	П	Валунистый	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-20	П	Южный I	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
О л о в о , у р а н			
IV-3-4	ММ	Отечественное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-70	П	Верная	Мальков, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
О л о в о р о с с ы п н о е			
I-1-41	ММ	Партизан руч.	Ахъяев, 2008 ф (карта)
II-1-6	ММ	Одинец	Акулов, 1985
II-2-3	ММ	Надежда руч.	Маннафов и др., 1999
II-2-10	ММ	Артиллерист руч.	Маннафов и др., 1999
II-2-11	ММ	Чистый руч.	Маннафов и др., 1999
II-2-19	ММ	Находка	Маннафов и др., 1999
II-2-20	ММ	Победа	Маннафов и др., 1999
II-2-22	ММ	Интересный	Маннафов и др., 1999
III-2-13	ММ	Буйный руч.	Маннафов и др., 1999
III-2-17	ММ	Жаркий	Маннафов и др., 1999
III-2-26	ММ	Ветка	Маннафов и др., 1999
III-3-18	ММ	Арга-Юрях	Маннафов и др., 1999
IV-3-3	ММ	Мил	Маннафов и др., 1999
Р т у т ь			
I-5-9	ММ	Уочатское (Зеленый, Урультунское)	Маннафов и др., 1999
I-5-21	П	Мальш	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-5-24	П	Верхне-Тасканское (Увальное)	Мерзляков, 1965; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-5-4	ПМ	лев. прит. руч. Голый	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
<b>С у р ь м а</b>			
I-1-58	ПМ	Озерный	Ахъяев , 2008 ф
I-3-1	ПМ	руч. Сигнал, прит. р. Делянكير	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-11	ПМ	левобер. руч. Джел (прав. прит. р. Контас, басс. р. Хинике), 2,2 км выше устья руч. Няяда	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-26	ПМ	истоки руч. Фрина, лев. прит. руч. Унга (басс. р. Хинике)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-29	ПМ	левобер. в сред. теч. руч. Мизгирь, прав прит. р. Унга (басс. р. Хинике)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-43	ПМ	истоки р. Отпор (Прав. Яна) и руч. Южный, лев. прит. руч.. Хариузный (басс. р. Яна), ок. выс. 1044	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-12	ПМ	левобер. руч. Обратный, прав. прит. р. Тенька, 2 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-13	ПМ	левобер. руч. Киенг, прав. прит. р. Хинике, выше впадения руч. Перекатный	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-48	ПМ	водоразд. между ист. руч. Малый, и ист. руч. Сюрприз, лев. прит. руч. Звериная	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-49	ПМ	руч. Крючек, лев. прит. руч. Звериная (басс. р. Яна), 2,8 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-50	ПМ	левобер. руч. Звериная, прав. прит. р. Лев. Яна, 0,7 км ниже устья руч. Угрюм	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-59	ПМ	правобер. руч. Затерянный, лев. прит. р. Лев. Яна, в 3,4 км от устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-62	ПМ	водоразд. между истоками руч. Затерянный, лев. прит. р. Лев. Яна и истоками его лев. прит	Маннафов и др., 1999 (карта)
<b>С у р ь м а , с е р е б р о</b>			
V-5-54	МС	Утро	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-4-35	П	Пиковый	Маннафов и др., 1999
<b>В и с м у т</b>			
I-1-9	П	Олений	Ахъяев , 2008 ф
I-1-16	П	Быстрый	Маннафов и др., 1999; Ахъяев , 2008 ф
IV-3-24	П	Одольчан	Маннафов и др.,1999
IV-3-25	П	Кайсак	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-1-10	ПМ	Забывтый-Пасмурный	Ахъяев , 2008 ф



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-1-13	ПМ	Арга-Сала-Хадаранджа	Ахъяев, 2008 ф
V-6-40	ПМ	водоразд. между лев. прит. р. Анманнандя, один из кот впадает выше руч. Егоза, другой ниже	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-41	ПМ	левобер. руч. Молодой (лев. прит. руч. Муныгычан); 2,3 км от устья, водоразд с р. Омчан	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-58	ПМ	правобер. руч. Пограничный (прав. прит. р Омчан, басс. р. Детрин); 1,5 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-29	ПМ	прав. исток руч. Талон (прав. прит. р. Челомджа)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-31	ПМ	лев. исток руч. Талон (прав. прит. р. Челомджа)	Маннафов и др., 1999 (карта)
<b>В и с м у т , з о л о т о</b>			
I-1-33	П	Перевальный-низ	Ахъяев, 2008 ф
<b>В и с м у т , с е р е б р о</b>			
I-1-60	П	Зеленый	Ахъяев, 2008 ф
<b>Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы</b>			
<b>Б е р и л л и й</b>			
IV-3-28	П	Кара	Маннафов и др., 1999
V-1-8	П	Близкое	Эйхвальд, 1992ф
<b>Л и т и й</b>			
VI-5-1	ПМ	истоки руч. Нараули и его прав. прит. Незаметный	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-6	ПМ	левобер. верховьев руч. Нараули, 2,8 км к В от выс. 890	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-16	ПМ	один из прав. прит. в сред. теч. руч. Незаметный (прав. прит. р. Нараули), 2,7 км к ЮВ от верш. 1072	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-3	ПМ	верх. теч. руч. Мылуэку (прав. прит. руч. Детрин), 3 км выше устья руч. Обвал	Маннафов и др., 1999 (карта)
<b>Ц е р и й , и т р и й</b>			
IV-6-32	ПМ	Тихий	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
<b>Ц е р и й , л а н т а н</b>			
III-3-10	ПМ	Атлет	Наталенко, 1981; Маннафов и др.,

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
			1999
<b>И т р и й</b>			
V-6-57	ПМ	водоразд. между руч. Пограничный и истоков руч. Пенистый (басс. р. Детрин); 1,8 км к З от выс. 1496	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-59	ПМ	истоки руч. Желанный и Уверенный (лев. прит. р. Омчан, басс. р. Детрин)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-13	ПМ	один из лев. прит. в верх теч руч. Перевальный (лев. прит. р. Нараули), 1,8 км к СЗ от выс. 1027	Маннафов и др., 1999 (карта)
<b>Благородные металлы</b>			
<b>З о л о т о</b>			
IV-4-13	МК	Наталка	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-4-23	МК	Павлик	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-3-5	МС	Верхне-Хакчанское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф Наталенко, 2012 ф
II-4-136	МС	Светлое	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-33	МС	Штурмовское (дайка № 8 Штурмовская)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-4-15	МС	Омчакское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-5-23	МС	Школьное	Маннафов и др., 1999
IV-5-29	МС	Игуменовское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-31	МС	Ветренское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-11	ММ	Перевальное	Омиров, Лычагин, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-25	ММ	Ветренское-Солоколохское (Ветренное)	Омиров, Лычагин, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-14	ММ	Контрандьянское	Орлова, 1963; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-40	ММ	Хатакчанское	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-63	ММ	Буровое	Орлова, 1963; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-65	ММ	Стахановец	Маннафов и др., 1999; Усачев и др.,

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-4-81	ММ	Евгар	2007 ф Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-82	ММ	Мутное	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-105	ММ	Чирок	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-152	ММ	Рудопроявление «Холодный»	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-156	ММ	Чай-Юрьинское (Шахтное)	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-18	ММ	Скрытое	Маннафов и др., 1999
II-5-19	ММ	Левая Табога (зона 4)	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-33	ММ	Левая Табога (зона 1)	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-44	ММ	Мальдяк (дайка Богатырь)	Маннафов и др., 1999; Шишкин В. А. и др., 2001; Усачев и др., 2007 ф
II-5-45	ММ	Мальдяк (дайка им XX-летия ВЛКСМ)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-48	ММ	Корота	Комогорцев, 1964; Шишкин В. А. и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-52	ММ	Мальдяк	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-86	ММ	Дорожное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-107	ММ	Новое (дайка Новая)	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-155	ММ	Челбаньинское	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-45	ММ	Восточное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-3-26	ММ	Боец (Токичанское)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-10	ММ	Желанное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-4	ММ	Бурхалинское (Зона Зальбандовая)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-4-2	ММ	Дегдекан	Володин, 1962; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-7	ММ	Родионовское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-6-10	ММ	Детринское (Золотой)	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-28	ММ	Сухой-Учугей	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-2-1	П	Верден, левобережье руч. Верден	Ахъяев , 2008 ф
I-2-3	П	Кривое	Маннафов и др., 1999
I-2-4	П	Правовершинное	Маннафов и др., 1999
I-2-5	П	Моряк	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-3-4	П	Бурус-Юряхское	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-3-7	П	Озерное	Маннафов и др., 1999
I-3-18	П	Попутное	Комогорцев,1980
I-3-24	П	Бар	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-3-26	П	Невзрачное	Комогорцев,1980; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-3-27	П	Ованджинское	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-3-40	П	Фрезерное	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-3-41	П	Улахан-Малыш	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-3-45	П	Неясное	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-1	П	Мявкан	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-2	П	Верхне-Ниенгатское (Ненкат)	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-3	П	Олень-Транзитный	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-5	П	Верхне-Омулевское	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-6	П	Омулевка-Ниенгат	Омиров, Лычагин, 1977; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-13	П	Левобережье ручья Перевальный	Омиров, Лычагин, 1977; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-19	П	Сухое	Омиров, Лычагин, 1977; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-20	П	Верхне-Солоколохское	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-27	П	Веткинское	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-4-28	П	Неожиданное	Омиров, Лычагин, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-30	П	Средне-Солоколохское	Омиров, Лычагин, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-35	П	Сухое Русло	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-43	П	Болотное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-56	П	Галечно-Валунное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-5-22	П	Бор	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-5-23	П	Обдра	Мерзляков, 1965; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-3-4	П	Бургагынское	Маннафов и др., 1999
II-3-6	П	Обзорное	Маннафов и др., 1999
II-3-11	П	Левый Злой	Варзалов, 1963; Петухов В. В. и др., 1999а; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-3-13	П	Правый Злой	Варзалов, 1963; Петухов В. В. и др., 1999а; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-3-23	П	Становое	Петухов В. В. и др., 1999а; Маннафов и др., 1999;
II-3-24	П	Петух	Петухов В. В. и др., 1999а; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-3-26	П	Верхнее	Петухов В. В. и др., 1999а; Маннафов и др., 1999;
II-4-1	П	Рудный (Тамара)	Маннафов и др., 1999
II-4-2	П	Огорченное	Маннафов и др., 1999
II-4-3	П	Бытчитах	Орлова, 1963; Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-16	П	Капитоныч	Орлова, 1963; Маннафов и др., 1999
II-4-22	П	Бухгалтер-Прямой	Маннафов и др., 1999
II-4-24	П	Сухой	Маннафов и др., 1999
II-4-37	П	Водораздел руч. Угрюмый и Извилистый	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-45	П	Водораздел руч. Лысый и Ясный	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-51	П	Водораздел руч. Отпетый и Холодный	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-59	П	Левобережье руч. Сохатый	Петухов В. В. и др., 1999б; Манна-

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
П-4-60	П	Лев. водораздел руч. Тамарин	фов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-67	П	Головное	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-83	П	Сенной	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-84	П	Шальной-Мяунджа, р	Маннафов и др., 1999
П-4-85	П	Голое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-87	П	Удачный	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-89	П	Северный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-91	П	Лев. Тенгкелях	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-96	П	Хмарный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-99	П	Правый-Топкий, р	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-100	П	Гольий, р	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-101	П	Керн	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-102	П	Кривое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-104	П	Лесное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-110	П	Вперед, р	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-116	П	Верх. Нексикан, р	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-123	П	Аян-Лесной	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-125	П	Яркое	Маннафов и др., 1999
П-4-127	П	Золотой, р	Маннафов и др., 1999
П-4-128	П	Буй	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-130	П	Средний Буй	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-131	П	Юла – Аян, р	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-4-132	П	Оса, р	Петухов В. В. и др., 1999б; Манна-

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-4-133	П	Теодолитное	фов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-134	П	Астория	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-135	П	Завитой, р	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-137	П	Линейный -Токай, р	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-138	П	Токай	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-139	П	Светлый, руч.	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-142	П	Тенистый	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-143	П	Верх. Холодный – Широкий, р	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-145	П	Чай-Юрюе, р	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-147	П	Верхне-Власычское	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-150	П	Нижне-Власычское	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-157	П	Веселый -Плывун, р	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-8	П	Чур (Пиритовый)	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-12	П	Топкое (Табога)	Шишкин и др, 2000
II-5-20	П	Дайка Скрытая	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-23	П	Буревестник-Шар	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-24	П	Лево-Вершинное	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-27	П	Средне-Скрытое (плотик)	Шишкин и др, 2000
II-5-30	П	Ленковое	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-31	П	Дайка Широкая	Маннафов и др., 1999
II-5-32	П	Лев.Ленковое	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-35	П	Мальдяк-Беличан	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-36	П	Лево-Вершинное (Пустынное)	Маннафов и др., 1999
II-5-47	П	Зимний-Открытый	Комогорцев, 1964; Маннафов и др.,

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
П-5-49	П	Встречный-Бригадный	1999
П-5-53	П	Пионер	Маннафов и др., 1999
П-5-54	П	Амбардах-Замкнутое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-57	П	Василек	Шишкин и др., 2000; Усачев и др., 2007 ф
П-5-61	П	Верх.Беличан	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-72	П	Верное (Верхне-Куранахское)	Шишкин и др., 2000; Усачев и др., 2007 ф
П-5-74	П	Биликан-Пешехон	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-75	П	Еврашкалах	Комогорцев, 1964; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-85	П	Амбардах	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-88	П	Грипп	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-92	П	Тахсы-Амбардах	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-98	П	Лесной (дайка Лесная)	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-103	П	Кириллыч	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-104	П	Кил	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-106	П	Омчаханджа	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-108	П	Дайка Пшебрамская	Маннафов и др., 1999
П-5-126	П	Возможное	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-132	П	Тектон	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-136	П	Сагыл-Куранах (Капчагай)	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-139	П	Эталон	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-140	П	Эталон-Матрос	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
П-5-151	П	Пролог	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-6-10	П	Суходол	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-16	П	Каргынья	Наталенко, 1965; Шишкин В. А. и др., 2008; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-19	П	Голубой	Наталенко, 1965; Маннафов и др., 1999
II-6-22	П	Кузьминское (Бурундук)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-29	П	Чек-Чека	Наталенко, 1965; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-32	П	Золотистое (Крутое)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-35	П	Филончик	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-37	П	Пологий	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-41	П	Каскадное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-42	П	Золотое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-43	П	Пляшущий	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-46	П	Южное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-47	П	Туз	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-52	П	Челюскин	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-53	П	Скрытая	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-6-58	П	Кучеканское (Зона Заманчивая)	Наталенко, 1965; Шишкин В. А. и др., 2008; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-27	П	Охотинка (Пологий)	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999
III-2-28	П	Большой	Ахъяев, 2008 ф (карта)
III-2-31	П	Ручей Тохто	Ахъяев, 2008 ф (карта)
III-3-5	П	Индустриальное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-3-11	П	Ковбой	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-3-12	П	Метис	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Ш-3-14	П	Ровный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-3-20	П	Восток (Левый Последний)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-3-22	П	Последний (Правый Последний)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-3-23	П	Центральный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-3-24	П	Золотистый	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-3-25	П	Водолей	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-3-28	П	Осан	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-4-10	П	Лесной	Харьков, 1968; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-4-15	П	Бол	Харьков, 1968; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-4-17	П	Тукаинка-Прямой	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-4-19	П	Арка	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-4-20	П	Тукаинка-Врезанный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-4-23	П	Парш	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-4-26	П	Хугланнах (Межевой)	Карелин и др., 2009б
Ш-4-27	П	Дайковый	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-4-28	П	Кварцевый	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-4-30	П	Таяхта	Карелин и др., 2009б
Ш-5-2	П	Сепия	Шишкин и др., 2001; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-5-3	П	Кварцевое	Шишкин и др., 2001; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-5-7	П	Брусничный	Харьков, 1978; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-5-15	П	Дайка Встречная	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-5-17	П	Водораздельное	Харьков, 1978; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Ш-5-19	П	Шумное	Харьков, 1978; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-5-23	П	Абрек	Шишкин и др., 2001; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-27	П	Невзрачное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-30	П	Обрывистый	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-32	П	Весёлый	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-36	П	Сукмар	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-37	П	Заря	Харьков, 1978; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-39	П	Снежное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-40	П	Бас	Шишкин и др., 2001; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-42	П	Рога	Харьков, 1978; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-53	П	Миша	Харьков, 1978; Шишкин и др., 2001; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-56	П	Чубук-Салата	Харьков, 1978; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-1	П	Приисковский	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-11	П	Партизанское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-12	П	Вопросительный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-13	П	Зона Аммональная	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-15	П	Зона Южная	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-22	П	Забытое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-28	П	Последний	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-29	П	Медведь	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-30	П	Острогольцовый	Мальков, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-49	П	Пекарный	Мальков, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-50	П	Ветвистое	Мальков, 1980; Маннафов и др., 1999;

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-6-55	П	Ясный	Усачев и др., 2007 ф Мальков, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-56	П	Порфиновый	Мальков, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-58	П	Красный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-63	П	Южная-Правая	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-65	П	Порфировая-II	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-66	П	Тыэллахское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-68	П	Далёкая	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-75	П	Юбилейное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-76	П	Неудачный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-78	П	Анюрادات	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-79	П	Дачный	Мальков, 1980; Маннафов и др., 1999
III-6-80	П	Вовик	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-1-12	П	Диана	Маннафов, 1978
IV-1-16	П	Кулик	Маннафов, 1978
IV-2-18	П	Игандча-1	Маннафов, 1983
IV-2-20	П	Игандча-2	Маннафов, 1983
IV-3-1	П	Верный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-8	П	Авось	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-9	П	Феррум	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-23	П	Ульчан	Тафинцев, 1980; Маннафов и др., 1999
IV-4-3	П	Шило	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-4-16	П	Глухарь	Маннафов и др., 1999
IV-4-17	П	База	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-4-19	П	Нептун	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-4-22	П	Акиль	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-5-15	П	Дусканьинское	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-5-19	П	Атас	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-5-20	П	Брошенный	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-5-21	П	Скальный (Атас)	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-5-22	П	Освобождённый	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-3	П	Олень	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-13	П	Мой-Уруста	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-15	П	Арга	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-22	П	Руль	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-26	П	Роскошный	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-27	П	Август	Маннафов и др., 1999
IV-6-33	П	Цветочный	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-34	П	Крохаль	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-40	П	Аль	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-41	П	Улайлах	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-42	П	Пикноро	
IV-6-51	П	Ягодный	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-2-2	П	Верховье руч. Эмтыкчан	Раузер, 1983ф
V-4-38	П	Недод	Маннафов и др., 1999
V-5-2	П	Ардок	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-3	П	Клин	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-27	П	Левый Паук	Штоколова, 1980; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-33	П	Грозовой	Маннафов и др.,1999; Усачев и др.,

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-5-45	П	Глухой	2007 ф Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-12	П	Детринское-1	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-13	П	Детринское-2	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-16	П	Детринское-3	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-17	П	Детринское-4	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-22	П	Омчуг-1	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-23	П	Омчуг-2	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-24	П	Сухой	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-25	П	Лапа	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-26	П	Коротыш	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-27	П	Усик	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-31	П	Учугей-1	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-32	П	Учугей-2	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-39	П	Вилка-Омчанская	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-51	П	Сухое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-52	П	Гранитное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-55	П	Чумка	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-1-8	П	Таукич	Атрашенко, 1985 ф
VI-1-13	П	Нимганджа	Умитбаев, 1978
VI-1-16	П	Междуречье Нимганджа-Хейджан	Атрашенко, 1985 ф
VI-1-21	П	Перевальное	Атрашенко, 1985 ф
VI-1-24	П	Энтывчак	Атрашенко, 1985 ф
I-1-18	ПМ	Снеговой	Ахьяев, 2008 ф
I-1-43	ПМ	Наль верховья	Ахьяев, 2008 ф
I-1-46	ПМ	лев. прит. руч. Капризный, в сред. теч.	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-1-49	ПМ	Дин	Ахъяев, 2008 ф
I-1-53	ПМ	Гвардейский верховья	Ахъяев, 2008 ф
I-1-55	ПМ	Одонка верховья	Ахъяев, 2008 ф
I-1-59	ПМ	водораздел руч. Дацит и Колокольчик, в истоках	Маннафов и др., 1999 (карта)
I-2-2	ПМ	Бессмертный	Ахъяев, 2008 ф
II-3-25	ПМ	Верхний Рыбий	Маннафов и др., 1999 (карта)
II-3-27	ПМ	Дикий	Маннафов и др., 1999 (карта)
II-3-29	ПМ	Кривой-Странный	Маннафов и др., 1999 (карта)
II-5-4	ПМ	Тихий (Ашим)	Шишкин и др, 2000
II-5-34	ПМ	Торфяное	Комогорцев, 1964; Шишкин В. А. и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-50	ПМ	Врезанный	Шишкин и др, 2000
II-5-81	ПМ	Беличан-Полуденный	Шишкин и др, 2000
II-5-89	ПМ	Чистое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-99	ПМ	Косой	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-124	ПМ	Токай	Шишкин и др, 2000
III-2-30	ПМ	лев. прит. руч. Туф, (прав. прит. руч. Казан)	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-3-4	ПМ	Барс	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-3-15	ПМ	Поисковый	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-3-19	ПМ	Нерючи	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-5-14	ПМ	Стрелка	Шишкин и др., 2001; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-1-1	ПМ	Неизвестный	Маннафов, 1978
IV-1-5	ПМ	Туфовый	Маннафов, 1978
IV-1-6	ПМ	Тихий	Маннафов, 1978
IV-1-7	ПМ	Ягодный	Маннафов, 1978
IV-1-11	ПМ	Правая Эрыча	Горохов, 1987ф
IV-2-10	ПМ	Верховья р. Сирегнан	Маннафов, 1983
IV-4-24	ПМ	Грань	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-5-7	ПМ	Туманный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-18	ПМ	Эльгення	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-6-21	ПМ	Огороды	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-6-48	ПМ	Антонов	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-3-6	ПМ	истоки руч. Воронежский, лев. прит руч. Курутой (басс. р. Аткан)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-8	ПМ	ист. руч. Рябчики, прав. прит. р. Аткан	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-9	ПМ	ист. руч. Салют, лев. прит. р. Тоб	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-10	ПМ	истоки рр. Талаго(басс. р. Нют) и Ясанджа (басс. р. Тас)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-11	ПМ	г. Тоб Сев (межуреч. рр. Салют и Бургагылкан)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-12	ПМ	правобер р. Ясанджа (к С от руч. Молния)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-14	ПМ	правобер. р. Ясанджа (след приток ниже руч. Молния)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-15	ПМ	водораздел к Ю от руч. Луноход, прав. прит. р. Лапистый (басс. р. Тас), у верш. 1258.	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-16	ПМ	прав. прит. р. Лапистый (басс. р. Тас), в 1 км выше устья р. Луноход, в низовьях	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-19	ПМ	прав прит. р. Бургагылкан, 1 км ниже устья р. Тоб, истоки	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-28	ПМ	прав бер. р Бургагылкан, 2,2 км выше руч. Бутун	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-3-29	ПМ	водораздел к С от руч. Узкий, лев. прит. руч. Чистый (басс. р Бургагылкан)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-6	ПМ	водораздел к С от руч Теряющийся (прав. прит. р. Хинике), ок выс. 1300	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-7	ПМ	между лев. прит. р Хинике руч. Тиран и Харон, ок. выс. 1161	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-8	ПМ	между руч. Тиран и Форпост, прит. р. Хинике, ок выс. 1126	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-9	ПМ	водораздел в истоках руч. Наяда и руч. Пустынный, 1,2 км в З от г. Наяда	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-10	ПМ	к С от истоков руч Хурэн, 2 км к Ю от г Форпост	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-13	ПМ	верх теч. руч. Тролль, прав. прит. р. . Хинике (в 9 км выше устья)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-14	ПМ	водораздел между лев. прит. р. Хурэн руч. Апис и Аргус (ок. выс. 1251)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-15	ПМ	верховья прав. прит. руч. Унга (в 3,8 км ниже впадения руч. Лель), 1,2 км к ЮЗ от выс. 1211	Маннафов и др., 1999 (карта)



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-4-16	ПМ	левобер руч. Флора, лев. прит руч. Апис (басс. р. Хурэн), 1 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-19	ПМ	верховья прав. прит. руч. Унга (в 1,8 км ниже впадения руч. Лель), 2,5 км км к З от выс. 1484	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-23	ПМ	истоки руч. Шумок, прав. прит. руч. Смелый (басс. р. Хурэн), 1 км к ЮВ от г. Винкинг	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-24	ПМ	истоки руч. Апис и руч. Фарисей, 1 км к ЮЗ от г. Фарисей	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-25	ПМ	левобер. в 3,3 км от устья руч. Фарсей (лев. прит. руч. Контас, басс. р. Хинике)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-28	ПМ	истоки лев. прит. руч. Шумок, прав. прит. руч. Смелый (басс. р. Хурэн)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-30	ПМ	устье руч. Прямой, лев. прит. руч. Смелый (басс. р. Хурэн)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-32	ПМ	Глухой	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-33	ПМ	истоки руч. Смелый, лев. прит. р. Хурэн, ок. г. Лев. Астарта	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-34	ПМ	водоразд. в истоках лев прит. руч. Смелый и истоках руч. Боковой , 0,8 км к СВ от выс. 1399	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-37	ПМ	правобер. в истоках руч. Хрустальный, прав. прит. руч. Дружный (басс. р. Хурэн)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-44	ПМ	истоки руч. Южный прав. прит. руч Хариузный (басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-46	ПМ	истоки руч. Хариузный, прит. р. Отпор (Прав. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-47	ПМ	водораздел между прав. притоками (впадают соотв. в 3 и в 6 км от устья) руч. Лев. Пластовый	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-4-49	ПМ	прав. прит. в истоках руч Хариузный (басс. р. Яна), 1 км к СВ от г. Последняя	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-5-52	ПМ	прав. бер. прав. прит. в верховьях руч. Две Лошади (басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-3	ПМ	прав. прит. в верховьях руч. Ленский (лев. прит. р. Детрин); истоки, 1 км к СЮ от выс. 1040	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-5	ПМ	прав. прит. р. Неглинка , впадающий в 0,5 км ниже руч. Мостик; верховья, 1,5 км к С от выс. 998	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-7	ПМ	левобер. руч. Осенний (лев. прит. р. Детрин), напротив устья руч. Видный	Маннафов и др., 1999 (карта)
V-6-18	ПМ	прав. прит. р. Неглинка (прит. р. Омчуг, басс. р. Детрин), ниже руч. Мостик	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-1-1	ПМ	Нилгысыг	Умитбаев, 1978
VI-1-2	ПМ	Верховье руч. Энтыгчак	Умитбаев, 1978
VI-1-3	ПМ	Сентябрьский	Умитбаев, 1978
VI-1-4	ПМ	Озернинский	Умитбаев, 1978
VI-1-7	ПМ	Нют	Атрашенко, 1985ф
VI-1-15	ПМ	Междуречье Нимганджа-Атыкан	Атрашенко, 1985ф
VI-3-1	ПМ	правобер. руч. Заворотный (прав. прит. р. Хетанджа), выше устья руч. Артынджак	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-2	ПМ	прав. прит. руч. Ключевая (прав. прит. р. Хурэн) в 3 км выше руч. Возвратный; верховья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-3	ПМ	правобер. р. Бургагылкан (прит. р. Челомджа), напротив устья руч. Изломанный	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-4	ПМ	правобер. р. Хетанджа Нижн. (лев. прит. р. Челомджа), истоки (ок. 58 км от устья)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-5	ПМ	междуреч. верховьев руч. Изломанный (прав. прит. р. Бургагылкан) и верховьев его прав. прит.	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-6	ПМ	левобер. р. Бургагылкан, 4 км ниже устья руч. Изломанный, 0,7 км к СВ от выс. 781	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-7	ПМ	истоки прав. прит. руч. Изломанный (прав. прит. р. Бургагылкан), 14, 4 км к С от выс. 1322	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-8	ПМ	истоки руч. Изломанный <нижний> (прав. прит. р. Бургагылкан), 0,9 км к ЮЗ от выс. 1322	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-9	ПМ	лев. прит. руч. Лев. Хивэгчан (басс. р. Челомджа), в 4,5 км выше руч. Зеленый, истоки	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-10	ПМ	междуречье руч. Орт и Эльгенджа (прит. р. Челомджа), в истоках, 1,2 км к СВ от выс. 773	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-13	ПМ	правобер. руч. Лев. Хивэгчан (басс. р. Челомджа), напротив устья руч. Зеленый	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-14	ПМ	истоки руч. Зеленый (лев. прит. руч. Лев. Хивэгчан, басс. р. Челомджа), 1,2 км к З от выс. 1091	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-15	ПМ	лев. прит. р. Бургагылкан, в 2,4 км выше устья руч. Бурбулэн, 2,5 км к СЗ от выс. 958	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-16	ПМ	левобер. руч. Лиственничный (лев. прит. руч. Хетанджа Нижняя), ок устья	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-3-17	ПМ	правобер. лев. прит руч. Лиственничный (лев. прит. руч. Хетанджа Нижняя) в 4 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-18	ПМ	междуреч. руч. Буюн (лев. прит. р Арба, басс. р. Челомджа) и руч. Узкий (прав. прит. р. Бургагылкан)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-19	ПМ	истоки лев. прит руч. Лиственничный (лев. прит. руч. Хетанджа Нижняя) в 4 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-20	ПМ	правобер. руч. Лиственничный (лев. прит. руч. Хетанджа Нижн., басс. р. Челомджа), ок устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-21	ПМ	истоки лев. прит. р Хетанджа Нижн. в 2,4 км ниже руч. Лиственничный, 2 км к ЮЗ от выс.982	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-22	ПМ	правобер. руч. Арба в 5,7 км выше устья, 3,3 км к ЮВ от выс. 532	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-23	ПМ	левобер. в сред. теч. лев. прит. руч. Улуки, ок. выс.603	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-39	ПМ	истоки руч. Таях (прав. прит. руч. Осиновая), 2,3 км к Ю от выс 983	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-42	ПМ	левобер. руч. Бувтыкан, напротив устья руч Чурпуг	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-3-46	ПМ	левобер. р. Бувтыкан, в 1 км ниже устья руч. Сырдык	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-2	ПМ	междуреч. руч. Мыгдыкиг (прит. р. Яна) и его лев. притока, 3,1 км к ЮВ от выс. 654	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-3	ПМ	междуреч. р. Лев. Яна и лев. прит. руч. Мыгдыкиг, 1,8 км к С от выс. 1176	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-8	ПМ	р.Лев. Яна, в 10,2 км выше слияния с Прав. Яной, 4,7 км к СВ от выс. 780	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-10	ПМ	прав. бер. у устья одного из лев. прит. руч. Нараули в 7,7 км выше устья руч. Перевальный	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-11	ПМ	лев. бер. у устья одного из лев. прит. руч. Нараули в 7,7 км выше устья руч. Перевальный	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-12	ПМ	бер. в 2,6 км от устья одного из прав. прит. р. Прав. Яна, в 7,4 км выше устья руч. Ниж. Янычан	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-15	ПМ	прав. бер. одного из прав. прит. в истоках руч. Хурчан (лев. прит. р. Яна), в 5 км к З от выс. 1072	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-17	ПМ	междуреч. руч. Нараули (прит. р. Яна) и	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-5-24	ПМ	его прит. Незаметный, напротив устья руч. Перевальный	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-26	ПМ	междуречье руч. Разветвленный и Трезубец (прав. прит. р. Охотничья), 3,8 км к СВ от выс. 392	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-27	ПМ	истоки руч. Неприметный (лев. прит. р. Втор. Егонджа, басс. р. Тауй), 2,9 км к ЮЗ от г. Грот	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-28	ПМ	лев. прит. руч. Молдот (прит. р. Челомджа), в 10 км от устья (5,2 км к ЮЗ от г. Хая)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-29	ПМ	правобер в верх. руч. Неприметный (лев. прит. р. Втор. Егонджа, басс. р. Тауй), ок. выс. 654	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-30	ПМ	истоки одного из прав. прит. руч. Неприметный (лев. прит. р. Втор. Егонджа), 1,1 км к ЮЗ от выс. 654	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-32	ПМ	один из прав. прит. р. Прав. Бургали в сред. теч. истоки, 2,3 км к ЮЗ от выс. 893	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-33	ПМ	водоразд. между истоками руч. Неприметный, и руч. Подгорный, в 1,1 км к С от выс. 749	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-35	ПМ	водоразд. между р. Прав. Бургали и истоками р. Игандя (басс. р. Тауй), 2,2 км к ЮВ от г. Бол. Гаргыч	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-6	ПМ	прав. прит. руч. Ущелье(лев. прит. руч. Прав. Втор. Сентябрьская, басс. р. Яна) в 4,3 км от устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-7	ПМ	прав. прит. р. Прав. Втор. Сентябрьская, впад. в 1,3 км выше устья руч. Дарьял, 0,8 км от устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-10	ПМ	сред. теч. руч. Подумай (прав. прит. руч. Лев. Втор. Сентябрьская (басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-16	ПМ	прав. прит. р. Прав. Втор. Сентябрьская, в 1,9 км ниже руч. Дарьял, 1 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-22	ПМ	прав. бер. р. Втор. Сентябрьская, ниже слияния руч. Лев. Втор. Сентябрьская и Прав. Втор. Сентябрьска	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-35	ПМ	водоразд. к Ю от прав. прит. руч. Кусагач (прит. р. Втор. Сентябрьская) в 5,8 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-41	ПМ	водоразд. между прав. прит. руч. Кусагач	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-6-46	ПМ	(прит. р. Втор. Сентябрьская), в 1,5 и 3 км выше устья междуречье лев. прит. р. Втор. Сентябрьская напротив устья руч. Авария, 1,7 км к 3 от г. Двуглавая	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-69	ПМ	верховья руч. Лабаз (лев. прит. руч. Низкогорный, басс. р. Яна), 1,4 км к В от выс. 1046	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-71	ПМ	сред. теч. руч. Смородиновый (прит. руч. Гедон), 3,7 км выше устья руч. Моряк	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-74	ПМ	прав. истоки руч. Низкогорный (прит. р. Хильчан, басс. р. Яна), 1,7 км к ЮВ от выс. 1183	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-76	ПМ	лев. исток руч. Темная (лев. прит. р. Сеймкан, басс. р. Яна), 2,1 км к 3 от выс. 1130	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-79	ПМ	истоки руч. Смородиновый (прит. руч. Гедон, басс. р. Армань), 5,8 км к СЗ от выс. 1334	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-81	ПМ	устье прав. прит. в верховьях руч. Проезжий (прит. руч. Момолтыкис), 5,8 км к СВ от г. Чалбы	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-87	ПМ	руч. Хилгалин (прит. р. Армань), в 0,8 км ниже устья руч. Серый, 2,4 км к В от выс. 1252	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-90	ПМ	склон лев. бер. руч. Хилгалин (прит. р. Армань) ниже устья руч. Кованый и выше руч. Нужный	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-93	ПМ	лев. прит. руч. Момолтыкис (прит. р. Яна) в 1,4 км ниже устья руч. Угольник, верховья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-95	ПМ	истоки руч. Апофиза ( лев. прит. руч. Валунистый, басс. р. Яна), 3,9 км к С от выс. 805	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-96	ПМ	правобер. прав. прит. руч. Нужный (прав. прит. руч. Хилгалин, басс. р. Армань) в 2,9 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-101	ПМ	истоки одного из лев. прит. р. Ойра, впад. в 4 км выше руч. Бумеранг	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-102	ПМ	истоки прав. прит. в сред. теч. руч. Ясчан (басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-103	ПМ	истоки прав. прит. руч. Луговой (прит. руч. Валунистый, басс. р. Яна), 6 км к СВ от выс. 1099	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-6-104	ПМ	водоразд. в истоках р. Ойра и ее прав. прит. руч. Кристалл, 4,3 км к СЗ от выс. 733	Маннафов и др., 1999 (карта)
Золото, вольфрам			
II-5-129	П	Находка (Эталон)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-150	П	Чистое (Перевал)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-59	П	Дайка Порфириная	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-13	П	Рыжий	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-45	П	Ночное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-49	П	Таугэджак-Монолис	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-135	ПМ	Сагыл-Куранах (Талон)	Шишкин и др., 2000
Золото, ртуть			
II-6-13	П	Вершина	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Золото, мышьяк, свинец			
II-4-31	П	Левобережье руч. Фут	Петухов В. В. и др., 1999б; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Золото, сурьма			
I-3-3	П	Поворотный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-29	П	Витое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-16	П	Баланджа	Комогорцев, 1964; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-73	П	Тройной (дайка Безымянная)	Комогорцев, 1964; Шишкин В. А. и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-80	П	Бортовое (дайка Нижне-Бортовая)	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-87	П	Смежный (дайка Маргинская)	Шишкин и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-114	П	Ветренное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-5-46	ПМ	Согжой	Комогорцев, 1964; Шишкин В. А. и др., 2000; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-5-122	ПМ	Омчикандя	
Золото, висмут			
I-1-2	П	Буревестник	Маннафов и др., 1999; Ахъяев, 2008 ф
I-4-4	П	Крутое-Омулевское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-9	П	Угрюмое-Мимкичанское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-10	П	Мокрый	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-26	П	Игерми-Луговое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-34	П	Луговое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-6-72	П	Голубой Тарын	Мальков, 1980; Мальков, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Золото, серебро			
V-3-31	МС	Бургагылканское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-6-98	ММ	Ойра (Ойринское)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-3-5	П	Наледное (Номерное)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-4-7	П	Дренажное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-5-12	П	Урультун-Исток	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-5-13	П	Таас	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-61	П	Беликан	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-4-106	П	Сылгытар	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-3-1	П	Бодрый- Арга-Юряхский	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-2-17	П	Нялоп	Маннафов, 1983

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-5-8	П	Мираж	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-3-23	П	Угольный-Широкий	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-4-12	П	Ясный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-4-22	П	Контас	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-4-48	П	Пластовое (Вурдалак)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-29	П	Паук	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-51	П	Контактный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-48	П	Невинное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-1-12	П	Правый Атыкан	Атрашенко, 1985ф
VI-1-18	П	Пустынное	Умитбаев, 1978
VI-3-11	П	Хетанджа	Литвинов, 1978; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-4-2	П	Сухое (Лихой)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-4-10	П	Альбатрос	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-4-13	П	Чайка	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-5-22	П	Дик	Юдин, 1980; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-5-23	П	Калевала	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-5-25	П	Коно II	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-6-8	П	Клин (Сеймканский)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-6-54	П	Восток (р.Хольчан)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-6-82	П	Коно I	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-1-13	ПМ	Правый борт долины р. Кеньеличи	Маннафов, 1978
IV-2-9	ПМ	Верховья р. Сирегнан	Маннафов, 1983
IV-2-11	ПМ	Верховье руч. Хиринян	Маннафов, 1983
IV-2-12	ПМ	Правобережье р. Сирегнан	Маннафов, 1983
IV-2-13	ПМ	Верховье р. Божекчан	Маннафов, 1983



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-1-7	ПМ	Верхнее течение р. Пестрая	Эйхвальд, 1992ф
VI-1-9	ПМ	Левобережье р. Нимганджа	Атрашенко, 1985ф
VI-2-5	ПМ	Водораздел Бургали-Хуламрин	Раузер, 1983ф
Золото, серебро, молибден			
VI-6-18	П	Мылчэку	Усачев и др., 2007 ф
Золото, серебро, олово			
VI-6-42	П	Ася	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
Золото, серебро, сурьма			
IV-4-28	П	Далёкий	Ермоленко, 2002а; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
Золото, серебро, висмут			
I-5-10	П	Такан	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-6-62	П	Сухарный	Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-6-63	П	Усть-Улын	Закандырин, 1963; Маннафов и др.,1999; Усачев и др., 2007 ф
Золото россыпное			
I-3-44	МК	Контрандя р.	Маннафов и др.,1999
II-4-49	МК	Хевкандья	Маннафов и др.,1999
II-4-112	МК	Нижний Нексикан	Маннафов и др.,1999
II-4-129	МК	Чай-Юрья	Маннафов и др.,1999
II-5-21	МК	Скрытый р.л. 01-65,лев.пр.р. Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-22	МК	Мальдяк,лев.пр.р. Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-29	МК	Берелех	Маннафов и др.,1999
II-6-28	МК	Чек-Чека р.л. 28-174 за искл.111-113	Маннафов и др.,1999
II-6-54	МК	Шах р.л. 7-7, лев.пр. руч. Хаты ннах	Маннафов и др.,1999
II-6-56	МК	Хатыннах р.л. 211-448	Маннафов и др.,1999
III-4-8	МК	Берелехское	Маннафов и др.,1999
III-6-14	МК	М. Ат-Юрях 230-213	Маннафов и др.,1999
III-6-31	МК	Большой Ат-Юрях	Маннафов и др.,1999
IV-4-1	МК	Дегдекан р.	Маннафов и др.,1999
IV-4-12	МК	Омчак	Маннафов и др.,1999
IV-4-25	МК	Павлик руч., прит. р. Омчак	Маннафов и др.,1999
IV-5-30	МК	Клин-Тенистый	Маннафов и др.,1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-4-15	МС	Перевальный	Маннафов и др.,1999
I-4-42	МС	Бурганди	Маннафов и др.,1999
I-4-51	МС	Глухой	Маннафов и др.,1999
II-3-1	МС	Бургагы-Перевальный, пр.пр.р.Эмтыгей	Маннафов и др.,1999
II-4-8	МС	Кеменджа	Маннафов и др.,1999
II-4-26	МС	Древний Хатакчан	Маннафов и др.,1999
II-4-27	МС	Хатакчан р.	Маннафов и др.,1999
II-4-64	МС	Заболоченный	Маннафов и др.,1999
II-4-90	МС	Шальной, прав. прит. р. Мьяунджа	Маннафов и др.,1999
II-4-103	МС	Мьяунджа в ин-ле линий 103-475, лев.пр.р.Аркагала	Маннафов и др.,1999
II-4-107	МС	Топкий, лев. прит. р. Мьяунджа	Маннафов и др.,1999
II-4-113	МС	Верхний Нексикан в ин-ле линий 104-112, пр.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
II-4-148	МС	Пойменный в ин-ле линий 2-80,лев.пр. руч. Нижний Нексикан	Маннафов и др.,1999
II-4-162	МС	Челбанья	Маннафов и др.,1999
II-4-164	МС	Киргилях, лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-1	МС	Арангас	Маннафов и др.,1999
II-5-6	МС	Моренный,пр.пр. руч. Пиритовый	Маннафов и др.,1999
II-5-9	МС	Пиритовый, прав. прит. р. Дебин	Маннафов и др.,1999
II-5-15	МС	Топкий-Снежный, пр.р.Табога	Маннафов и др.,1999
II-5-42	МС	Открытый,лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-58	МС	Беличан р.л. 19-168,лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-69	МС	Ягодный,р.л. 0-51,пр.пр.р.Дебин	Маннафов и др.,1999
II-5-76	МС	Дебин выше р.л. 1036	Маннафов и др.,1999
II-5-77	МС	Бортовой,р.л. 64-62,пр.пр.р.Дебин	Маннафов и др.,1999
II-5-94	МС	Омчаханджа,р.л. 72-152,пр.пр.р.Дебин	Маннафов и др.,1999
II-5-100	МС	Сусуман-Шахты р.л. 209-217	Маннафов и др.,1999
II-5-125	МС	Светлая, пр.пр. р. Сусуман	Маннафов и др.,1999
II-5-127	МС	Токай р.л. 3-49	Маннафов и др.,1999
II-6-15	МС	Каргынья,пр.пр.р.Мылга	Маннафов и др.,1999
II-6-17	МС	Негаях,пр.пр.р.Мылга	
II-6-18	МС	Мылга ниже р.л. 354	Маннафов и др.,1999
II-6-38	МС	Эфка выше р.л. 103 с пр.руч. Бендер выше р.л. 50	Маннафов и др.,1999
III-3-3	МС	Арга-Юрях с притоками руч. Апаш и руч. Узор, лев.пр.р.Кулу	Маннафов и др.,1999
III-3-9	МС	Улахан-Аурум в ин-ле линий 28-542 с притоками руч. Метис, Ковбой, Залетный; пр.пр.р.Арга-Юрях	Маннафов и др.,1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-6-5	МС	Надежный инт.л.0-13, пр. пр. р. Бурхала	Маннафов и др., 1999
III-6-27	МС	Дебин(р-н руч. Ценный)	Маннафов и др., 1999
III-6-33	МС	Джелгала 30-устье руч Траппер, пр. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
III-6-41	МС	Пекарный, 4-68, пр. пр. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
III-6-44	МС	Ветвистый с пр. 64- истоки, лев. пр. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
III-6-77	МС	Кюэль- Сиен, лев. пр. р. Колыма	Маннафов и др., 1999
IV-4-18	МС	Глухарь руч.	Маннафов и др., 1999
IV-5-13	МС	Дусканья, р. л. 7-40	Маннафов и др., 1999
IV-5-25	МС	Игуменовский, пр. пр. р. Тенька	Маннафов и др., 1999
IV-5-26	МС	Тенька, р. л. 422-434,	Маннафов и др., 1999
IV-5-31	МС	Боровой, пр. пр. р. Тенька	Маннафов и др., 1999
IV-6-4	МС	Сибик-Тыэллах, р. л. 44-170	Маннафов и др., 1999
IV-6-19	МС	Эльгенья, р. л. 64-125, р. л. 177-180	Маннафов и др., 1999
IV-6-20	МС	Вилун, лев. пр. р. Колыма	Маннафов и др., 1999
IV-6-24	МС	Ветренный, р. л. 4-6, лев. пр. р. Обо	Маннафов и др., 1999
IV-6-29	МС	Кварцевый, пр. пр. р. Колыма	Маннафов и др., 1999
V-5-8	МС	Родионовский, р. л. 22, 53-65, 93-109-3, 5 и 24-50, 95-126	Маннафов и др., 1999
V-6-21	МС	Омчуг в инт. л. 0-64 с пр. руч. Безводный и Сухой, пр. пр. р. Детрин	Маннафов и др., 1999
VI-1-23	МС	Асиберган	Васькин, 2001
I-3-2	ММ	Поворотный-Елка-Прямой, пр. пр. руч. Кыгыл	Маннафов и др., 1999
I-3-8	ММ	Озерный с притоками, пр. пр. р. Худжах	Маннафов и др., 1999
I-3-9	ММ	Лесной в интервале линий 30-50, пр. пр. р. Худжах	Маннафов и др., 1999
I-3-10	ММ	Усть-Попутное	Маннафов и др., 1999
I-3-11	ММ	Морион, лев. пр. руч. Худжах	Маннафов и др., 1999
I-3-12	ММ	Тангален, пр. пр. р. Худжах	Маннафов и др., 1999
I-3-13	ММ	Худжах	Маннафов и др., 1999
I-3-14	ММ	Спокойный, лев. пр. руч. Худжах	Маннафов и др., 1999
I-3-15	ММ	Аммональный в интервале линий 17-45 с притоками руч. Чаша в ин-ле линий 1-6 и руч. Лосиный в ин-ле л	Маннафов и др., 1999
I-3-16	ММ	Команда-Носитель, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
I-3-17	ММ	Попутный руч.	Маннафов и др., 1999
I-3-19	ММ	Тихий-Широкий, пр. пр. руч. Команда	Маннафов и др., 1999
I-3-20	ММ	Террасный, пр. пр. руч. Пенный	Маннафов и др., 1999
I-3-21	ММ	Икс	Маннафов и др., 1999
I-3-22	ММ	Прямой	Маннафов и др., 1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-3-23	ММ	Надежный	Маннафов и др.,1999
I-3-25	ММ	Ленивый-Придорожный	Маннафов и др.,1999
I-3-28	ММ	Невзрачный	Маннафов и др.,1999
I-3-29	ММ	Ованджа-Худжах	Маннафов и др.,1999
I-3-30	ММ	Ованджа, лев.пр.р.Худжах	Маннафов и др.,1999
I-3-31	ММ	Ленивый в интервале линий 36-75, пр.пр.р.Худжах	Маннафов и др.,1999
I-3-32	ММ	Дряхлый в интервале линий 1-116, пр.пр.р.Худжах	Маннафов и др.,1999
I-3-33	ММ	Верхняя Нерега	Маннафов и др.,1999
I-3-34	ММ	Нерычи в интервале линий 16-125 с притоками руч. Золотинка в интервале линий 1-35 и Лев.Нерычи	Маннафов и др.,1999
I-3-35	ММ	Сонный в интервале линий 10-62, пр.пр.р.Худжах	Маннафов и др.,1999
I-3-36	ММ	Странный в интервале линий 2-34, пр.пр.р.Худжах	Маннафов и др.,1999
I-3-37	ММ	Плоский (верховья), лев.пр.р.Худжах	Маннафов и др.,1999
I-3-38	ММ	Худжах-Развилка	Маннафов и др.,1999
I-3-39	ММ	Перевально-Худжахский	Маннафов и др.,1999
I-3-42	ММ	Хакчан-Мелководный-Улахан-Малыш-Поселковый	Маннафов и др.,1999
I-3-43	ММ	Рион в интервале линий 01-42. лев.пр.руч. Худжах	Маннафов и др.,1999
I-3-46	ММ	Аркагала, пр.пр.р.Эмтыгей	Маннафов и др.,1999
I-4-14	ММ	Тенгкечан, пр.пр.руч. Мимкичан	Маннафов и др.,1999
I-4-16	ММ	Корба,пр.пр.руч. Перевальный	Маннафов и др.,1999
I-4-17	ММ	Сухой в интервале линий 05-16, пр.пр.руч. Перевальный	Маннафов и др.,1999
I-4-18	ММ	Случайный, пр.пр.руч,Перевальный	Маннафов и др.,1999
I-4-21	ММ	Песчаный, пр.пр.руч. Буркандя	Маннафов и др.,1999
I-4-22	ММ	Левый Ютичный-Ютичный в интервалах линий 0-32 и 0-9, лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
I-4-23	ММ	Правый Солоколах	Маннафов и др.,1999
I-4-31	ММ	Солоколах, лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
I-4-32	ММ	Берелех-Сухое Русло в интервале линий 12-40-1749	Маннафов и др.,1999
I-4-33	ММ	Олень-Заболоченный в интервалах линий 1766-39а, лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
I-4-36	ММ	Сухое Русло, лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
I-4-37	ММ	Улахан-Урья-Овод, лев.пр.р. Берелех	Маннафов и др.,1999
I-4-38	ММ	Грязный в интервале линий 26-50,	Маннафов и др.,1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
		пр.пр.р.Небуха	
I-4-39	ММ	Зигзаг-Аях	Маннафов и др.,1999
I-4-40	ММ	Зигзаг, лев.пр.руч. Кюстах	Маннафов и др.,1999
I-4-41	ММ	Берелех в ин-ле линий 1685-1696	Маннафов и др.,1999
I-4-45	ММ	Петух-Пушистый, пр.пр. руч. Буркандья	Маннафов и др.,1999
I-4-46	ММ	Болотный в ин-ле линий 15 (оп.1968 г.) – 31 (оп.1968 г.), пр.пр.руч. Кюрбелях	Маннафов и др.,1999
I-4-47	ММ	Нелялыр, пр.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
I-4-48	ММ	Рогач, лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
I-4-49	ММ	Раковский	Маннафов и др.,1999
I-4-50	ММ	Озерный в интервале линий 1-24, лев.пр.руч. Глухой	Маннафов и др.,1999
I-4-52	ММ	Нелялыр-Берелех-Тамары	Маннафов и др.,1999
I-4-53	ММ	Темный-,Незаметный, лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
I-4-54	ММ	Вялый	Маннафов и др.,1999
I-4-55	ММ	Малык-Сиена	Маннафов и др.,1999
I-5-19	ММ	Увальная руч.	Маннафов и др.,1999
II-2-1	ММ	Новая Контрандья	Маннафов и др.,1999
II-2-2	ММ	Новая Контрандья, лев.пр.р.Аян-Юрях	Маннафов и др.,1999
II-3-2	ММ	Верхний Хакчан в интервале линий 65-150 и руч. Темп в интервале линий 1-6, левая вершина руч. Хакчан	Маннафов и др.,1999
II-3-3	ММ	Грязный	Маннафов и др.,1999
II-3-7	ММ	Перевальный, пр.пр.руч. Контрандья	Маннафов и др.,1999
II-3-8	ММ	Эпоха, пр.пр.руч. Контрандья	Маннафов и др.,1999
II-3-9	ММ	Черный, лев.пр.р.Контрандья	Маннафов и др.,1999
II-3-10	ММ	Адыгалах, лев.пр.р.Аян-Юрях	Маннафов и др.,1999
II-3-14	ММ	Буйный-Рудный, лев.пр. руч. Контрандья	Маннафов и др.,1999
II-3-15	ММ	Находка, лев.пр. руч. Контрандья	Маннафов и др.,1999
II-3-16	ММ	Диана в ин-ле линий 1-22, пр.пр. руч. Контрандья	Маннафов и др.,1999
II-3-17	ММ	Густой в ин-ле линий 6-40, пр. пр. руч. Левая Контрандья	Маннафов и др.,1999
II-3-21	ММ	Сабыгыл в ин-ле линий 88-135 и руч. Становая в ин-ле линий 0-10, лев.пр.руч. Эмтыгей	Маннафов и др.,1999
II-3-22	ММ	Б. Хатыннах в ин-ле линий 30-202 с притоками руч. Дикий, Рыбий, Петух и Верхний	Маннафов и др.,1999
II-3-28	ММ	Петеникан, пр.пр.р.Аян-Юрях	Маннафов и др.,1999
II-3-30	ММ	Олбот в ин-ле линий 27-47, лев.пр.р.Аян-	Маннафов и др.,1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
		Юрях	
II-3-20	ММ	Бастах, лев. прит. р. Аян-Юрях	Маннафов и др., 1999
II-4-4	ММ	Валунный в ин-ле линий 05 (оп. 1985 г.) – 19 (оп. 1978 г.), лев. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-5	ММ	Сагыл в ин-ле линий 02–18, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-6	ММ	Бухгалтер, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-7	ММ	Лесной в ин-ле линий 10–24, пр. пр. р. Берелех ( в пределах ранее оформленных ГО)	Маннафов и др., 1999
II-4-9	ММ	Спутник, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-10	ММ	Возвратный, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-11	ММ	Вечерний, пр. пр. руч. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-12	ММ	Северный Рог в ин-ле линий 03–24, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-13	ММ	Малык-Сиена в ин-ле линий 112–135–44, лев. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-15	ММ	Капитоныч в интервале линий 8–64, лев. пр. руч. Мальтыгыл	Маннафов и др., 1999
II-4-17	ММ	Левый Рог, пр. пр. руч. Северный	Маннафов и др., 1999
II-4-18	ММ	Далекий в ин-ле линий 14–32, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-19	ММ	Забытый в ин-ле линий 05 (оп. 1985 г.) – 26 (оп. 1957 г.), пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-20	ММ	Золотой в ин-ле линий 4 (оп. 1951 г.) – 12 (оп. 1962 г.), пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-21	ММ	Орион, лев. пр. руч. Кеменджа	Маннафов и др., 1999
II-4-23	ММ	Тарыннах, прав. прит. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-25	ММ	Мокрый, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-28	ММ	Сагыл в ин-ле линий 61–124 с притоками Мелкий, Вершинный, Левый Сыгыл, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-29	ММ	Извилистый	Маннафов и др., 1999
II-4-30	ММ	Забытый	Маннафов и др., 1999
II-4-32	ММ	Леска	Маннафов и др., 1999
II-4-33	ММ	Крутой в ин-ле линий 1–6, пр. пр. руч. Хатакчан (за пределами ГО)	Маннафов и др., 1999
II-4-34	ММ	Угрюмый	Маннафов и др., 1999
II-4-35	ММ	Приемыш в ин-ле линий 10 (оп. 1983 г.) – 28 (оп. 1983 г.), пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
II-4-36	ММ	Сарга-Юрях	Маннафов и др., 1999
II-4-38	ММ	Раскидистый	Маннафов и др., 1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
П-4-39	ММ	Веселый	Маннафов и др.,1999
П-4-41	ММ	Сарга-Юрях в ин-ле линий 2т	Маннафов и др.,1999
П-4-42	ММ	Пролетарка	Маннафов и др.,1999
П-4-43	ММ	Солнечный	Маннафов и др.,1999
П-4-44	ММ	Таборный, пр.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
П-4-46	ММ	Правый Биликан в ин-ле линий 1-50, пр.пр. руч. Биликан	Маннафов и др.,1999
П-4-47	ММ	Неудачный	Маннафов и др.,1999
П-4-48	ММ	Неудачный, лев. прит. р. Хевкандья	Маннафов и др.,1999
П-4-50	ММ	Ясный	Маннафов и др.,1999
П-4-52	ММ	Сохатый	Маннафов и др.,1999
П-4-53	ММ	Верхний Биликан в ин-ле линий 3-26 и 1-25, пр.пр. руч. Биликан	Маннафов и др.,1999
П-4-54	ММ	Узкий	Маннафов и др.,1999
П-4-55	ММ	Буровой, лев. прит. руч. Заболоченный	Маннафов и др.,1999
П-4-56	ММ	Ударник, лев. прит. руч. Заболоченный	Маннафов и др.,1999
П-4-57	ММ	Лунный, пр.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
П-4-58	ММ	Упрямый	Маннафов и др.,1999
П-4-62	ММ	Биликан в ин-ле линий 129-172 и руч. Дымный в ин-ле 1-10	Маннафов и др.,1999
П-4-66	ММ	Стахановец в ин-ле линий 51(оп.1963 г.) – 223 (оп.1974 г.), пр.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
П-4-68	ММ	Стрелка в ин-ле линий 1-4, пр.пр. руч. Стахановец (за пределами ГО)	Маннафов и др.,1999
П-4-69	ММ	Борис	Маннафов и др.,1999
П-4-70	ММ	Незаметный	Маннафов и др.,1999
П-4-73	ММ	Головной руч.	Маннафов и др.,1999
П-4-74	ММ	Задернованный	Маннафов и др.,1999
П-4-75	ММ	Случайный в интервале линий 03-7-37, пр.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
П-4-78	ММ	Ясный в ин-ле линий 8-32, лев.пр.р.Бургали	Маннафов и др.,1999
П-4-79	ММ	Золотой	Маннафов и др.,1999
П-4-80	ММ	Тенгкелях в ин-ле линий 9	Маннафов и др.,1999
П-4-92	ММ	Мяунджа в ин-ле линий 103-475, лев.пр.р.Аркагала	Маннафов и др.,1999
П-4-93	ММ	Тенгкелях в ин-ле линий 96 -126 (оп.1972 г.), пр.пр.р.Берелех (в пределах ранее оформленных ГО)	Маннафов и др.,1999
П-4-94	ММ	Жданный в ин-ле линий 1-41, лев.пр.р.Мяунджа	Маннафов и др.,1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
П-4-95	ММ	Потерянный в интервале линий 272-32, лев.пр. руч. Мянунджа	Маннафов и др.,1999
П-4-98	ММ	Сылгытар р.	Маннафов и др.,1999
П-4-108	ММ	Гольй в ин-ле линий 01 (оп.1967 г.) – 55 (оп.1967 г.), лев.пр.р.Мянунджа	Маннафов и др.,1999
П-4-109	ММ	Улахан в ин-ле линий 26-32, лев.пр. руч. Верхний Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-111	ММ	Вперед в ин-ле линий 2-40, пр.пр. руч. Нижний Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-114	ММ	Чирок в ин-ле линий 1-68 и руч. Пух в ин-ле линий 3-10, пр.пр. руч. Нижний Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-115	ММ	Торпеда в ин-ле линий 1-10, пр.пр. руч. В. Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-117	ММ	Перышко, пр.пр.руч. Чирок	Маннафов и др.,1999
П-4-118	ММ	Веточка в ин-ле 3-29, лев.пр. руч. Нижний Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-119	ММ	Перспективный. лев.пр. руч. Верхний Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-120	ММ	Аян в ин-ле линий 0 (оп.1947 г.) – 59 (оп.1945 г.) с притоком руч. Юла, пр.пр. руч. Верхний Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-121	ММ	Манджак, прав. пр. руч. Нижний Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-122	ММ	Последний, лев.пр.р.Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-124	ММ	Глубокий, лев.пр. руч. Нижний Нексикан (за пределами ГО)	Маннафов и др.,1999
П-4-126	ММ	Светлый, пр.пр. руч. Верхний Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-140	ММ	Фролыч-Угрюмый, лев. прит. р. Чай-Юрья	Маннафов и др.,1999
П-4-141	ММ	Астория в ин-ле линий 8-35, лев.пр. руч. Н. Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-144	ММ	Буй в ин-ле линий 156-80, лев.пр. руч. Нижний Нексикан	Маннафов и др.,1999
П-4-146	ММ	Барда в ин-ле линий 1-66, пр.пр. руч. Имега	Маннафов и др.,1999
П-4-149	ММ	Широкий, прав. прит. р. Челбанья	Маннафов и др.,1999
П-4-151	ММ	Спор в ин-ле линий 20-25 с лев.пр. руч. Люб в ин-ле линий 1-12, лев.пр.р.Чай-Юрья	Маннафов и др.,1999
П-4-153	ММ	Власыч, лев. прит. р. Чай-Юрья	Маннафов и др.,1999
П-4-154	ММ	Вершинный, пр.пр. руч. Нижний Нексикан	Маннафов и др.,1999



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-4-155	ММ	Приисковый, лев. прит. р. Чай-Юрья	Маннафов и др.,1999
II-4-159	ММ	Зверобой, пр.пр. руч. Вершинный (бас.руч.н.Нексикан)	Маннафов и др.,1999
II-4-160	ММ	Борозда, прав. прит. р. Челбанья	Маннафов и др.,1999
II-4-161	ММ	Имега в ин-ле линий 95-8-135, лев.пр.р.Аян-Юрях	Маннафов и др.,1999
II-4-163	ММ	Утуй в ин-ле линий 1-28, лев.пр. руч. Имега	Маннафов и др.,1999
II-5-2	ММ	Герой,Луч.Моряк	Маннафов и др.,1999
II-5-3	ММ	Первенец,лев.пр. р. Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-5	ММ	Буян, прит. руч. Табога	Маннафов и др.,1999
II-5-7	ММ	Тройной, лев. пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-10	ММ	Ненанесенный, Пр.пр. руч. Пиритовый	Маннафов и др.,1999
II-5-11	ММ	Табога, лев. прит. р. Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-13	ММ	Левая Вершина,пр.р. Табога	Маннафов и др.,1999
II-5-14	ММ	Лев.Вилка ,лев.пр.р.Табога	Маннафов и др.,1999
II-5-17	ММ	Ненастный,р.л. 8-33,лев.пр. руч. Ромашка	Маннафов и др.,1999
II-5-25	ММ	Буревестник,лев.пр.р. Мальдяк	Маннафов и др.,1999
II-5-26	ММ	Ромашка,р.л. 0-70,пр.пр.р.Дебин	Маннафов и др.,1999
II-5-28	ММ	Ледниковый,лев.пр. руч. Скрытый,лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-37	ММ	Привольный-Ленковый ,лев.пр.р. Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-38	ММ	Беличан р.л. 211,5-261,лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-39	ММ	Двойной, лев.пр.р. Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-40	ММ	Красивый-Теремок,лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-41	ММ	Дневной, лев.пр.р. Беличан	Маннафов и др.,1999
II-5-43	ММ	Мальдякское рудное поле, м-е Мальдяк	Маннафов и др.,1999
II-5-51	ММ	Берелех, прав.терасса р.л. 900-938	Маннафов и др.,1999
II-5-55	ММ	Медвежий, лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-56	ММ	Пришелец, лев.пр.р.Мальдяк	Маннафов и др.,1999
II-5-59	ММ	Василек,пр.пр.р. Беличан	Маннафов и др.,1999
II-5-60	ММ	Невский,пр.р. Беличан	Маннафов и др.,1999
II-5-62	ММ	Лукич р.л. 104-120,пр.пр.р.Сусуман	Маннафов и др.,1999
II-5-63	ММ	Лист, прав. пр. р. Беличан	Маннафов и др.,1999
II-5-64	ММ	Амбардах р.л. 128-160,пр.пр.р.Сусуман	Маннафов и др.,1999
II-5-65	ММ	Цифровой лев.пр.р.Беличан	Маннафов и др.,1999
II-5-66	ММ	Пешехон р.л. 53-104	Маннафов и др.,1999
II-5-67	ММ	Сече,лев.пр. р. Беличан р.л. 0-100	Маннафов и др.,1999
II-5-68	ММ	Лабыктах с пр. руч. Лустах р.л. 0-20,2-18	Маннафов и др.,1999
II-5-70	ММ	Узловой р.л. 7-20,пр. руч. Куранах	Маннафов и др.,1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
П-5-71	ММ	Удачный с пр. руч. Вилка, Василек лев. пр. руч. Лукич	Маннафов и др., 1999
П-5-78	ММ	Куранах в инт. л. 178-234, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
П-5-79	ММ	Полуденный р. л. 0-23, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
П-5-82	ММ	Лукич с пр. руч. Рогатый и Удачный от устья до л. 15	Маннафов и др., 1999
П-5-83	ММ	Первый	Маннафов и др., 1999
П-5-84	ММ	Тахсы с пр. руч Орлик р. л. 01-45, пр. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-90	ММ	Грипп р. л. 0-13, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
П-5-91	ММ	Сусликовый, лев. пр. руч. Еврашкалах	Маннафов и др., 1999
П-5-93	ММ	Древний, лев. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
П-5-95	ММ	Значный, пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
П-5-96	ММ	Пиль-Косой р. л. 0-17 пр. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
П-5-97	ММ	Тесный р. л. 14-43, пр. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-101	ММ	Барачный р. л. 1-19, пр. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-102	ММ	Еврашкалах, пр. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-109	ММ	Обратный, пр. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-110	ММ	Луч, пр. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-111	ММ	Большой, прав. прит. р. Светлая	Маннафов и др., 1999
П-5-112	ММ	Ибедь. р. л. 0-60, лев. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-113	ММ	Тангара р. л. 01-43-тр. 37, 3-4, 8-11, лев. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-115	ММ	Кириллыч, прит. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
П-5-116	ММ	Ключик, р. л. 265-0-7, с пр. руч. Ясный 7-1-22	Маннафов и др., 1999
П-5-117	ММ	Комбинатор, р. л. 49-43а, лев. пр. руч. Эфка	Маннафов и др., 1999
П-5-118	ММ	Сагыл-Куранах, р. л. 16-31, лев. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-119	ММ	Луговой р. л. 18-22б, пр. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-120	ММ	Чеппор	Маннафов и др., 1999
П-5-121	ММ	Окурок, лев. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-123	ММ	Костыль, лев. пр. р. Сусуман	Маннафов и др., 1999
П-5-128	ММ	Сусуман р. л. 384-292	Маннафов и др., 1999
П-5-130	ММ	Саян р. л. 0-30, пр. пр. р. Светлая	Маннафов и др., 1999
П-5-131	ММ	Грозный, лев. пр. руч. Предгорный, лев. пр. руч. Светлая	Маннафов и др., 1999
П-5-133	ММ	Пробный, Неудачный, пр. пр. руч. Комбинатор	Маннафов и др., 1999
П-5-134	ММ	Гнутый р. л. 3-16	Маннафов и др., 1999
П-5-137	ММ	Тектон р. л. 02-95	Маннафов и др., 1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-5-138	ММ	Серп р.л. 2-12	Маннафов и др.,1999
II-5-141	ММ	Грибной, прит. р. Светлая	Маннафов и др.,1999
II-5-142	ММ	Эталон- Талон р.л. 10-74	Маннафов и др.,1999
II-5-143	ММ	Сизый-Снежный,лев.пр.р.Сусуман	Маннафов и др.,1999
II-5-144	ММ	Левая терраса р. Берелех р.л. 4-12	Маннафов и др.,1999
II-5-145	ММ	Непонятный р.л. 2-16, пр.пр. руч. Снежный	Маннафов и др.,1999
II-5-146	ММ	Попутный-Сатис Веселый,пр.пр.р.Сусуман,р.л. 365-662	Маннафов и др.,1999
II-5-147	ММ	Заря	Маннафов и др.,1999
II-5-148	ММ	Двойной, прит. р. Светлая	Маннафов и др.,1999
II-5-149	ММ	Буровой	Маннафов и др.,1999
II-5-152	ММ	Малый, лев.пр.р.Берелех	Маннафов и др.,1999
II-5-153	ММ	Пролог р.л. 0-75	Маннафов и др.,1999
II-5-154	ММ	Несчастливый р.л. 38-65	Маннафов и др.,1999
II-5-156	ММ	Левая Бурхала с притоками	Маннафов и др.,1999
II-6-2	ММ	Мылга	Маннафов и др.,1999
II-6-5	ММ	Болоное-Байгонтай,пр.пр.р.Мылга	Маннафов и др.,1999
II-6-7	ММ	Хаяк,лев.пр.р.Мылга	Маннафов и др.,1999
II-6-8	ММ	Непроходимый с пр.руч. Василек р.л. 10-68,0-4	Маннафов и др.,1999
II-6-9	ММ	Нарзаный р.л. 1-20,Лев.пр. руч. Непроходимый	Маннафов и др.,1999
II-6-11	ММ	Эсчан	Маннафов и др.,1999
II-6-12	ММ	Джет-Эсинья	Маннафов и др.,1999
II-6-14	ММ	Ардах р.л. 0-20.лев.пр.р.Мылга	Маннафов и др.,1999
II-6-20	ММ	Голубой-Короткий,лев.пр.р.Негаях	Маннафов и др.,1999
II-6-21	ММ	Прямой,пр.пр. руч. Негаях	Маннафов и др.,1999
II-6-23	ММ	Пенистый руч.(р.л. 2-8),прав.пр.р.Мылга	Маннафов и др.,1999
II-6-24	ММ	Капсэ,пр.пр. руч. Деарыгина	Маннафов и др.,1999
II-6-25	ММ	М. Чек-Чека,пр.р.Мылга	Маннафов и др.,1999
II-6-26	ММ	Правый,пр.пр. руч. Негаях	Маннафов и др.,1999
II-6-27	ММ	Октябренок,лев.пр. руч. Негаях	Маннафов и др.,1999
II-6-31	ММ	Штурмовой с пр. руч. Пр.Штурмовой и Заросший	Маннафов и др.,1999
II-6-34	ММ	Филончик р.л. 5-30,пр.пр.руч.Штурмовой	Маннафов и др.,1999
II-6-36	ММ	Шакал,пр.пр. Штурмовой	Маннафов и др.,1999
II-6-39	ММ	Дебин,р.л. 880-931,ниже руч.Эфка	Маннафов и др.,1999
II-6-40	ММ	Крохобор р.л. 0-12,лев.пр.р.Чек-Чека	Маннафов и др.,1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-6-48	ММ	Нырковый, от устья до 36, пр. пр. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
II-6-49	ММ	Фатейч р. л. 0-15, лев. пр. руч. Хатыннах	Маннафов и др., 1999
II-6-50	ММ	Челюскин, лев. пр. руч. Хатыннах	Маннафов и др., 1999
II-6-51	ММ	Дебин, пр. терасса, р. л. 808-819	Маннафов и др., 1999
II-6-55	ММ	Моховой, лев. пр. руч. Хатыннах	Маннафов и др., 1999
II-6-57	ММ	Кучукан, р. л. 0-37, пр. пр. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
III-3-2	ММ	Арга-Юрях от руч. Кривой до руч. Далила	Маннафов и др., 1999
III-3-7	ММ	Бодрый, Баян и Индустрия с притоками, пр. пр. р. Арга-Юрях	Маннафов и др., 1999
III-3-8	ММ	Барс, лев. пр. р. Арга-Юрях	Маннафов и др., 1999
III-3-16	ММ	Нерючи	Маннафов и др., 1999
III-3-17	ММ	Токичан верховье	Маннафов и др., 1999
III-3-27	ММ	Токичан руч.	Маннафов и др., 1999
III-4-2	ММ	Олбот	Маннафов и др., 1999
III-4-3	ММ	Кресты-Отдых в ин-ле линий 01-96-15, пр. пр. р. Чай-Юрья	Маннафов и др., 1999
III-4-4	ММ	Крутой выше линии 3, лев. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
III-4-5	ММ	Безьянный, лев. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
III-4-6	ММ	Большой Эрдзоштах	Маннафов и др., 1999
III-4-7	ММ	Уюнку в ин-ле линий 1-74 с притоками	Маннафов и др., 1999
III-4-9	ММ	Горелый, лев. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
III-4-11	ММ	Лесной, лев. пр. руч. Челбанья	Маннафов и др., 1999
III-4-12	ММ	Элензях, лев. пр. р. Аян-Юрях	Маннафов и др., 1999
III-4-13	ММ	Тырсеях, лев. пр. р. Аян-Юрях	Маннафов и др., 1999
III-4-14	ММ	Солнечный, лев. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
III-4-16	ММ	Мелкий, лев. пр. р. Берелех	Маннафов и др., 1999
III-4-18	ММ	Левая Тукаинка	Маннафов и др., 1999
III-4-21	ММ	Левая Челбанья	Маннафов и др., 1999
III-4-22	ММ	Врезанное	Маннафов и др., 1999
III-4-24	ММ	Кварцевое	Маннафов и др., 1999
III-4-25	ММ	Перевальный в ин-ле линий 4-13, пр. пр. руч. Кварцевый	Маннафов и др., 1999
III-4-29	ММ	Хастах	Маннафов и др., 1999
III-4-31	ММ	Обрыв	Маннафов и др., 1999
III-4-32	ММ	Индуc в ин-ле линий 0-35, пр. пр. руч. Тальгичан	Маннафов и др., 1999
III-4-33	ММ	Голубой в ин-ле линий 0-20, пр. пр. руч. Тальгичан	Маннафов и др., 1999
III-4-34	ММ	Индуc, Учугей и Юшут, пр. пр. руч. Тальгичан	Маннафов и др., 1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-4-35	ММ	Малый	Маннафов и др.,1999
III-5-1	ММ	Редколесный,р.л. 3-27.пр.пр.р.Лев.Бурхала	Маннафов и др.,1999
III-5-4	ММ	Мелкий,пр.пр.р.Сусуман	Маннафов и др.,1999
III-5-5	ММ	Пр.Бурхала р.л. 1-80.пр.пр.р.Бурхала	Маннафов и др.,1999
III-5-6	ММ	Отважный,р.л. лев.пр.р.Сылгыбастах	Маннафов и др.,1999
III-5-8	ММ	Пробный,лев.пр.р.уч. Сылгыбастах	Маннафов и др.,1999
III-5-9	ММ	Прямой ,лев.пр. р.уч. Несчастливый	Маннафов и др.,1999
III-5-11	ММ	Желанный,Лев.пр. р.уч. Сылгыбастах	Маннафов и др.,1999
III-5-12	ММ	Лимб,лев.пр.р.уч. Несчастливый	Маннафов и др.,1999
III-5-13	ММ	Болотный р.л. 6-18,лев.пр.р.Сусуман	Маннафов и др.,1999
III-5-16	ММ	Сусуман 636-670	Маннафов и др.,1999
III-5-18	ММ	Гранитный,пр.пр.р.уч. Челбанья	Маннафов и др.,1999
III-5-20	ММ	Заветный р.л. 6-26,лев.пр.р.Джелгала	Маннафов и др.,1999
III-5-21	ММ	Капудин р.л. 4-14,лев.пр.р.уч.Заветного	Маннафов и др.,1999
III-5-22	ММ	Сусуман р.л. 604-638	Маннафов и др.,1999
III-5-24	ММ	Сылгыбастах р.л. 130-134	Маннафов и др.,1999
III-5-25	ММ	Поворотный,лев.пр. р.уч. Урахал	Маннафов и др.,1999
III-5-26	ММ	Кустарниковый р.л. 0-40,пр.пр.р.Сусуман	Маннафов и др.,1999
III-5-28	ММ	Лунный р.л. 2-52,пр.пр.р.Сусуман	Маннафов и др.,1999
III-5-29	ММ	Короткий р.л. 17-39,лев.пр. р. Сылгыбастах	Маннафов и др.,1999
III-5-31	ММ	Ухомыт	Маннафов и др.,1999
III-5-33	ММ	Тихий р.л. 0-13,лев.пр. р.уч. Веселый	Маннафов и др.,1999
III-5-34	ММ	Рыдан р.л. 01-26,лев.пр. р.уч. Веселый	Маннафов и др.,1999
III-5-35	ММ	Веселый р.л. 0-50,лев.пр. р.уч. Б. Омчик	Маннафов и др.,1999
III-5-38	ММ	Дайковский-Снежный,р.л.	Маннафов и др.,1999
III-5-41	ММ	Малый Талый р.л. 14,5-25	Маннафов и др.,1999
III-5-43	ММ	Поворотное	Маннафов и др.,1999
III-5-44	ММ	Боевое	Маннафов и др.,1999
III-5-45	ММ	Низкий р.л. 0-27	Маннафов и др.,1999
III-5-46	ММ	Эврика	Маннафов и др.,1999
III-5-47	ММ	Эхбы р.л. 4-33	Маннафов и др.,1999
III-5-48	ММ	Ухомыт р.л. 34-45	Маннафов и др.,1999
III-5-49	ММ	Огонер,р.л. 13-23,лев.пр.р.Ухомыт	Маннафов и др.,1999
III-5-50	ММ	Широкий,лев.пр.р.Колыма	Маннафов и др.,1999
III-5-52	ММ	Елочка,пр.пр.р. М. Чубукалах,р.л. 0-24	Маннафов и др.,1999
III-5-54	ММ	Миша,пр.пр.р.уч. М. Чубукулах,	Маннафов и др.,1999
III-5-55	ММ	Безводный,пр.пр.р.Колым р.л. 5-22	Маннафов и др.,1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Ш-5-57	ММ	Потерянный, пр. пр. р. Колыма	Маннафов и др., 1999
Ш-5-58	ММ	Увальный, пр. пр. р. Б. Чубукалах	Маннафов и др., 1999
Ш-5-59	ММ	Алия, пр. пр. р. Чубукалах	Маннафов и др., 1999
Ш-6-3	ММ	Левая Бурхала с пр., р. л. 63-75, 0-73	Маннафов и др., 1999
Ш-6-6	ММ	Базовый в инт. л. 0-26, пр. пр. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
Ш-6-8	ММ	Партизанский р. л. 46-146, лев. пр. р. М. Ат-Юрях	Маннафов и др., 1999
Ш-6-9	ММ	Аммональный, прит. р. Надежный	Маннафов и др., 1999
Ш-6-10	ММ	Желанный р. л. 3-26, лев. пр. руч. Последнего,	Маннафов и др., 1999
Ш-6-16	ММ	Лосевый р. л. 0-64, лев. пр. руч. Надежный	Маннафов и др., 1999
Ш-6-17	ММ	Рудный 1-4а, лев. пр. р. М. Ат-Юрях	Маннафов и др., 1999
Ш-6-18	ММ	Петер в инт. л. 0-50 с пр. руч. Боковой-Гранитный	Маннафов и др., 1999
Ш-6-19	ММ	Болотный, пр. пр. р. М. Ат-Юрях	Маннафов и др., 1999
Ш-6-20	ММ	Ай-Латан р. л. 256-5, пр. пр. р. М. Ат-Юрях	Маннафов и др., 1999
Ш-6-21	ММ	Средний р. л. 12-28, пр. пр. р. М. Ат-Юрях	Маннафов и др., 1999
Ш-6-23	ММ	Дебин выше р. Джелгала	Маннафов и др., 1999
Ш-6-24	ММ	Ценный р. л. 18-33, лев. пр. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
Ш-6-25	ММ	Последний р. л. 100-145, лев. пр. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
Ш-6-26	ММ	Дебин ниже устья Джелгала	Маннафов и др., 1999
Ш-6-32	ММ	Зевс в ин-ле линий 0-10, пр. пр. р. Б. Ат-Юрях	Маннафов и др., 1999
Ш-6-34	ММ	Нерон, пр. пр. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
Ш-6-35	ММ	Арон, лев. пр. р. Б. Ат-Юрях	Маннафов и др., 1999
Ш-6-36	ММ	Лилипут. пр. пр. р. Б. Ат-Юрях	Маннафов и др., 1999
Ш-6-37	ММ	Первый, прит. р. Джелгала	Маннафов и др., 1999
Ш-6-38	ММ	Нептун в ин-ле линий 1-19, пр. пр. р. Б. Ат-Юрях	Маннафов и др., 1999
Ш-6-40	ММ	Ясный, Ломоносовский с пр. выше р. л. 2	Маннафов и др., 1999
Ш-6-42	ММ	Дебин (р-н Сухахи- 2 ой-Беличей)	Маннафов и др., 1999
Ш-6-43	ММ	Заостровной р. л. 2-20, лев. пр. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
Ш-6-45	ММ	Рельефный, лев. прит. р. Джелгала	Маннафов и др., 1999
Ш-6-46	ММ	Безмянный, прит. руч. Пекарный	Маннафов и др., 1999
Ш-6-47	ММ	Тихий, пр. руч. Пекарный	Маннафов и др., 1999
Ш-6-48	ММ	Конечный, пр. руч. Пекарный	Маннафов и др., 1999
Ш-6-51	ММ	Аврора, пр. пр. р. Большой Ат-Юрях	Маннафов и др., 1999
Ш-6-52	ММ	Сухахи, прав. прит. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
Ш-6-53	ММ	Предпороговый, лев. пр. р. Дебин	Маннафов и др., 1999
Ш-6-54	ММ	Траппер-Террасовый, 1- 64, 0-8 пр. пр. руч.	Маннафов и др., 1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
		Джелгала	
III-6-57	ММ	Пр.Джелгала р.л. 0-41	Маннафов и др.,1999
III-6-60	ММ	Евгеньевка, пр. пр. р. Дебин	Маннафов и др.,1999
III-6-61	ММ	Порфиновый р.л. 0-33, лев. пр. р. Дебин	Маннафов и др.,1999
III-6-62	ММ	Правый Тыэллах, р.л. 25-53	Маннафов и др.,1999
III-6-64	ММ	Рогозовый, пр. пр. р. Дебин	Маннафов и др.,1999
III-6-67	ММ	Б. Тыэллах	Маннафов и др.,1999
III-6-69	ММ	Мустах, лев. пр. Б. Тыэллаха	Маннафов и др.,1999
III-6-73	ММ	Уаза-Ина, лев. пр. руч. Кюэль-Сиен	Маннафов и др.,1999
IV-4-4	ММ	Индус	Маннафов и др.,1999
IV-4-5	ММ	Значок, пр. р. Дегдекан	Маннафов и др.,1999
IV-4-6	ММ	Шило, прит. р. Дегдекан	Маннафов и др.,1999
IV-4-10	ММ	Зимний	Маннафов и др.,1999
IV-4-11	ММ	Геологический	Маннафов и др.,1999
IV-4-14	ММ	Наталка, пр. пр. р. Омчак	Маннафов и др.,1999
IV-4-20	ММ	Ванин, пр. прит. р. Омчак	Маннафов и др.,1999
IV-4-21	ММ	Омчак в ин-ле линий 207-227, лев. пр. р. Тенька	Маннафов и др.,1999
IV-4-26	ММ	Крутой руч., пр. руч. Павлик	Маннафов и др.,1999
IV-4-27	ММ	Ольгинский	Маннафов и др.,1999
IV-5-1	ММ	Зайчик, пр. пр. руч. пр. Тюбелях	Маннафов и др.,1999
IV-5-2	ММ	Чубукулах, пр. р. Колыма	Маннафов и др.,1999
IV-5-3	ММ	Пр. Тюбелях, пр. р. Колыма	Маннафов и др.,1999
IV-5-4	ММ	Каменский, пр. пр. Б. Хатыннах	Маннафов и др.,1999
IV-5-5	ММ	Доля руч., лев. пр. руч. Бол. Чубукулах	Маннафов и др.,1999
IV-5-12	ММ	Тенька, прит. р. Колыма	Маннафов и др.,1999
IV-5-16	ММ	Пропущенный	Маннафов и др.,1999
IV-5-17	ММ	Королек, р.л. 20-57 (за пред. г. о.), лев. пр. р. Тенька	Маннафов и др.,1999
IV-5-18	ММ	Бир от 0 и выше (за пред. г. о.), лев. пр. р. Тенька	Маннафов и др.,1999
IV-5-24	ММ	Тенька в ин-лах линий 430-448 и 791-764	Маннафов и др.,1999
IV-6-1	ММ	Колыма, р.л. 1562- 1602 (р-н руч. Конго)	Маннафов и др.,1999
IV-6-2	ММ	Пигмей р.л. 2-11, пр. пр. руч. Эгелях	Маннафов и др.,1999
IV-6-5	ММ	Олень-Озерный р.л. 0-23, пр. пр. руч. Сибик-Тыэллах	Маннафов и др.,1999
IV-6-6	ММ	Гул. пр. пр. руч. Сибик-Тыэллах	Маннафов и др.,1999
IV-6-7	ММ	Колыма	Маннафов и др.,1999
IV-6-8	ММ	Эльгенья р.л. 136-172, лев. пр. р. Колыма	Маннафов и др.,1999
IV-6-9	ММ	Мелкий	Маннафов и др.,1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-6-10	ММ	Отвесный, р. л. 18-20, пр. пр. р. Колыма	Маннафов и др., 1999
IV-6-11	ММ	Эрозионный, р. л. 16-30, пр. пр. р. Колыма	Маннафов и др., 1999
IV-6-12	ММ	Зеленый, прит. руч. Эльгенья	Маннафов и др., 1999
IV-6-14	ММ	Оттоги-Отгук, в инт. л. 0-73, лев. пр. р. Колыма	Маннафов и др., 1999
IV-6-16	ММ	Мой-Уруста с пр. руч. Левый р. л. 14-56	Маннафов и др., 1999
IV-6-17	ММ	Арга-Сибик-Тыэллах, р. л. 26-34, 5,	Маннафов и др., 1999
IV-6-23	ММ	Обо, р. л. 112-120, пр. пр. р. Колыма	Маннафов и др., 1999
IV-6-25	ММ	Журавлиный р. л. 0-59, лев. пр. Обо	Маннафов и др., 1999
IV-6-28	ММ	Роскошный, пр. пр. руч. Кварцевый, р. л. 0-35	Маннафов и др., 1999
IV-6-30	ММ	Тихий, р. л. 4-73, лев. пр. р. Обо	Маннафов и др., 1999
IV-6-35	ММ	Березовый, пр. пр. руч. Линковый, р. л. 18-24	Маннафов и др., 1999
IV-6-36	ММ	Миткан, р. л. 5-11, лев. пр. р. Обо	Маннафов и др., 1999
IV-6-37	ММ	Дот, пр. пр. р. Колыма, р. л. 60-89	Маннафов и др., 1999
IV-6-38	ММ	Б. Улайлах, р. л. 1-30, 90-150	Маннафов и др., 1999
IV-6-39	ММ	Улахан-Сидор	Маннафов и др., 1999
IV-6-43	ММ	Анич, р. л. 3-42, пр. пр. р. Бургагы	Маннафов и др., 1999
IV-6-44	ММ	Лев. Брат, р. л. 62-79, лев. пр. руч. Лесные Братья	Маннафов и др., 1999
IV-6-45	ММ	Начало, лев. пр. руч. Правый Брат	Маннафов и др., 1999
IV-6-47	ММ	Детрин, р. л. 322-339, пр. пр. р. Колыма	Маннафов и др., 1999
V-5-6	ММ	Прощальный р. л. 17-12, тр. 26-л. 31 с пр. руч. Мрак р. л. 0-6	Маннафов и др., 1999
V-6-8	ММ	Домашний, р. л. 9-15, лев. пр. руч. Хилгича	Маннафов и др., 1999
V-6-19	ММ	Пролог, р. л. 65-44, лев. пр. руч. Омчик	Маннафов и др., 1999
V-6-20	ММ	Неглинка в ин-ле линий 4-36, лев. пр. р. Омчуг	Маннафов и др., 1999
V-6-33	ММ	Надежда, р. л. 40-52, пр. пр. р. Детрин	Маннафов и др., 1999
V-6-34	ММ	Полярный, прав. прит. р. Детрин	Маннафов и др., 1999
V-6-35	ММ	Безымянный, прав. прит. р. Детрин	Маннафов и др., 1999
V-6-36	ММ	Заблудившийся, прав. прит. р. Детрин	Маннафов и др., 1999
VI-1-22	ММ	Перевальный-Угрюмый, левый приток р. Асиберган	Васькин, 2001
VI-3-37	ММ	Каменный, пр. р. Бувтыкан	Васькин, 2001
VI-3-45	ММ	Бувтыкан, лев. пр. р. Кава	Васькин, 2001
Серебро			
I-1-11	П	Балаганный-Прямой	Ахьяев, 2008 ф
I-1-28	П	Жох-Мюл низовья	Ахьяев, 2008 ф



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-1-31	П	Жох-Мюл	Ахъяев, 2008 ф
I-1-32	П	Каменистый	Ахъяев, 2008 ф
I-1-35	П	Серп (зоны 7,12)	Ахъяев, 2008 ф
I-1-45	П	Пластовое	Ахъяев, 2008 ф
I-4-24	П	Игерминское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
II-1-11	П	Слепой	Акулов, 1985; Маннафов и др., 1999
II-1-13	П	Комаринный	Ахъяев, 2008 ф
III-1-15	П	междуречье рр. Халкан и Бургачан к Ю от руч. Кула	Ахъяев, 2008 ф (карта)
III-1-16	П	междуречье рр. Халкан и Бургачан к с от руч. Бурливый	Ахъяев, 2008 ф (карта)
III-2-8	П	истоки руч. Трог, лев прит. руч. Озерный	Ахъяев, 2008 ф (карта)
IV-1-2	П	Верховье руч. Широкий	Маннафов, 1978
IV-1-15	П	Ермолаич	Маннафов, 1978
IV-2-6	П	Майма	Маннафов, 1983
IV-5-10	П	Порфиновый-1	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-4-40	П	Тритон	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-4-42	П	Сказка	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-61	П	Левобережный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-44	П	Стрела	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-53	П	Восточное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-1-10	П	Правобережье руч. Атыкан	Атрашенко, 1985ф
VI-1-14	П	Верхнее течение р. Атыкан	Атрашенко, 1985ф
I-1-67	ПМ	Красный	Ахъяев, 2008 ф
III-1-1	ПМ	Ледниковый	Ахъяев, 2008 ф
III-1-3	ПМ	Правобережье р. Тарыннах	Ахъяев, 2008 ф
III-1-5	ПМ	Юсэ-Кюель	Ахъяев, 2008 ф
III-1-6	ПМ	Тарыннах	Ахъяев, 2008 ф
III-1-7	ПМ	правобер р. Буор-Юрях	Ахъяев, 2008 ф (карта), Уткова, 1999
III-1-8	ПМ	верх-я руч. Макар-Юрях, прит. р. Ус-Кюель	Ахъяев, 2008 ф (карта)
III-1-14	ПМ	Яшма- Заячий	Ахъяев, 2008 ф (карта)
III-1-17	ПМ	Широкий	Ахъяев, 2008 ф (карта), Уткова, 1999
III-1-20	ПМ	ист. р. Заячья и руч. Сухой (прав. прит. р.	Ахъяев, 2008 ф (карта), Уткова, 1999

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
		Халкан)	
IV–2–2	ПМ	Травянистый	Маннафов, 1983
IV–2–7	ПМ	Эффузивный	Маннафов, 1983
IV–2–8	ПМ	Тероликчан	Маннафов, 1983
IV–2–14	ПМ	Параллельный	Маннафов, 1983
V–3–3	ПМ	истоки руч. Ульчан, прав. прит. р. Кулу	Маннафов и др., 1999 (карта)
V–3–7	ПМ	водорозд. между ист. руч. Воронецкий. лев. прит. руч. Крутой (басс. р. Аткан) и басс. р. Тас-Эльбех	Маннафов и др., 1999 (карта)
V–3–18	ПМ	прав. прит. р. Тас (впадает в 51 км от устья, 2 км ниже руч. Оджендыкан), 1,4 км выше устья.	Маннафов и др., 1999 (карта)
V–3–20	ПМ	водорозд. между р. Оджендыкан и его лев. прит. руч. Левый	Маннафов и др., 1999 (карта)
V–3–26	ПМ	истоки руч. Хариус, прав. прит. р. Май-манджа (басс. р. Тас)	Маннафов и др., 1999 (карта)
V–3–27	ПМ	истоки лев. прит. руч. Баранджа (басс. р. Тас), в 0,6 км к С от г.Хариус	Маннафов и др., 1999 (карта)
V–3–30	ПМ	истоки прав. прит. р. Бургагылкан (42 км от устья и 3 км ниже руч. Чистый), 1,4 км к Ю от г Хемур	Маннафов и др., 1999 (карта)
V–3–32	ПМ	верх. теч. прав. прит. р. Бургагылкан (42 км от устья и 3 км ниже руч. Чистый), на повороте с В на Ю	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI–3–27	ПМ	истоки руч. Осиновая (прит. р. Кава), 2,4 км к З от выс. 801	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI–3–28	ПМ	истоки руч. Осиновая (прит. р. Кава), 5,8 км к З от выс. 801	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI–3–48	ПМ	истоки одного из прав. прит. в сред. теч. руч Живой (прав. прит. р. Осиновая)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI–4–1	ПМ	левобер. руч. Лихой (прит. руч. Прастовый, басс. р. Челомджа), 1,8 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI–4–3	ПМ	верх. теч. руч. Возвратный, водорозд с его прав. прит., 2 км к ЮЗ от выс. 977	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI–4–4	ПМ	истоки руч. Сухой,( прав. прит. руч. Альбатрос , басс р. Челомджа), 0,7 км в СЗ от выс. 910	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI–4–5	ПМ	сред. теч. руч. Прав. Вершина (прит. руч. Михалыч, басс. р Челомджа)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI–4–6	ПМ	левобер. руч. Ключевая (прав. прит. р.	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-4-7	ПМ	Хурэн), 4 км выше устья, водораздел руч. Лев. Вершина (прит. руч. Михалыч, басс. р. Челомджа), 0,7 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-8	ПМ	правобер. верх. теч. лев. прит. руч. Михалыч в 0,8 км ниже устья руч. Лев. Вершина	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-9	ПМ	истоки руч. Шустрая (прав. прит. р. Хурэн) и руч. Возвратный (прав. прит. руч. Ключевая)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-11	ПМ	правобер. в сред. теч. руч. Мрачный (прит. р. Альбатнос, басс. р. Челомджа)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-12	ПМ	левые истоки лев. прит. руч. Дегдекан (прит. р. Челомджа) в 4,5 км выше устья руч. Бурлящий	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-14	ПМ	истоки руч. Коварный (лев. прит. руч. Дегдекан, басс. р. Челомджа), в 1,1 км к Ю от верш. 1065	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-15	ПМ	водоразд. между истоками руч. Коварный и прав. прит. руч. Нижн. Янычан, прав. прит. р. Яна	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-16	ПМ	прав. прит. в сред. теч. руч. Шустрая в 6 км выше устья руч. Верная, 1,2 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-18	ПМ	правобер. р. Дегдекан (прит. р. Челомджа), 1 км ниже устья руч. Бурлящий	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-19	ПМ	левобер. р. Хурэн (прит. р. Челомджа), 6 км выше устья руч. Шустрая	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-20	ПМ	водораздел руч. Выгнуутый и Отрожек (прав. прит. руч. Заросший), 0,8 км к З от верш. 717	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-21	ПМ	междуречье руч. Отрожек (прав. прит. руч. Заросший) и р. Хурэн, 1 км к С от верш. 692	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-4-22	ПМ	водораздел в верховьях руч. Крученая и левых прит. р. Хурэн, 0,7 км к З от верш. 732	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-4	ПМ	р. Лев. Яна, 2,8 км ниже устья руч. Красный, 2,3 км к В от выс. 828	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-5	ПМ	один из истоков руч. Незаметный (прав. прит. руч. Нараули, басс. р. Яна), 1,6 км к ЮЗ от выс. 1217	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-7	ПМ	сред. теч. прав. прит. р. Лев. Яна в 8,4 км выше слияния с р. Прав. Яна, 4,2 км к ЮЗ от верш. 1176	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-9	ПМ	верховья руч. Незаметный (прав. прит.	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-5-18	ПМ	руч. Нараули, басс. р. Яна), 6 км к ЮВ от выс. 1158	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-19	ПМ	водоразд. между руч. Нараули (басс. р. Яна) и его прав. прит. Тихий, 1,7 км к ЮВ от выс. 698	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-20	ПМ	водоразд. между руч. Нараули (басс. р. Яна) и его лев. прит., Заросший, низовья, 1,2 км к С от выс.	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-5-21	ПМ	левобер в верховьях руч. Заросший, лев. прит. руч. Нараули, около верш 741	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-2	ПМ	водоразд. между лев. прит. руч. Заросший соотв. в 4 и 5,9 км от устья, в 3 км к СЗ от выс. 1090	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-4	ПМ	лев. бер. р. Сеймкан (прит. р. Яна), в 5 км выше устья руч. Стрелка, 3,1 км к В от выс. 1095	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-5	ПМ	водораз. в истоках руч. Быстрый (прит. руч. Л. Вт. Сентябрьская) и Июньский (прав. прит. р. Сеймкан)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-14	ПМ	устье лев. прит. руч. Озерный (прит. р. Омчан, басс. р. Детрин) в его верховьях	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-15	ПМ	распадок по прав. бер. р. Сеймкан, в 3,4 км выше устья руч. Июньский, 5,2 км к З от выс. 1227	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-23	ПМ	истоки прав. прит. р. Лев. Втор. Сентябрьская (басс. р. Яна) впад. в 1,8 км от устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-31	ПМ	истоки руч. Темный, лев. прит. р. Сеймкан (басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-33	ПМ	лев. исток руч. Прав. Мэнэндя (прав. прит. р. Сеймкан, басс. р. Яна), 1,4 км к ЮЗ от выс. 1145	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-36	ПМ	водоразд. к С в верховьях лев. прит. р. Сеймкан (басс. р. Яна) напротив впадения руч. Лесной	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-38	ПМ	водоразд. к вост. от истоков руч. Мишин (прав. прит. р. Прав. Мэнэндя, басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-68	ПМ	водоразд. к С от лев. прит. руч. Мэнэндя (басс. р. Яна) Невидимка, 3,6 км к Ю от выс. 1357	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-72	ПМ	прав. склон в верховьях руч. Лабаз (прав. прит. руч. Низкогорный, басс. р. Яна)	Маннафов и др., 1999 (карта)
		лев. бер. руч. Барылгычан (лев. прит. р. Сеймкан) в 2,1 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-6-78	ПМ	прав. исток руч. Момолтыкис (басс. р. Яна), у слияния с лев. истоком	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-83	ПМ	руч. Суоми (прит. руч. Хилгалин, басс. р. Армань), в 1,5 км выше руч. Анский	Маннафов и др., 1999 (карта)
VI-6-86	ПМ	прав. бер. руч. Цирковый (прав. прит. руч. Анский, басс. р. Армань), в 1,5 км выше устья	Маннафов и др., 1999 (карта)
Серебро, медь			
V-1-3	ПМ	Левобережье руч. Створный	Эйхвальд, 1992ф
Серебро, свинец			
I-1-27	П	Смог	Ахьяев, 2008 ф
I-1-39	П	Сахчан (зоны 3, 4)	Ахьяев, 2008 ф
I-1-50	П	Капризный вершина	Ахьяев, 2008 ф
IV-3-27	П	Одэри	Тафинцев, 1980; Маннафов и др., 1999
V-3-4	П	Мугурдах	Маннафов и др., 1999
I-1-63	ПМ	Кемюс	Ахьяев, 2008 ф
V-2-5	ПМ	Верховье руч. Антилопа	Архангельская и др., 1998
Серебро, свинец, цинк			
III-2-32	П	Руслан	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-3-17	П	Просторный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-42	П	Борисчан	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-50	П	Северное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-54	П	Центральное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
Серебро, цинк			
I-1-22	ПМ	левобер. руч. Кочевой, выше устья руч. Мал. Кочevo – не соответствует индексу на карте	Ахьяев, 2008 ф (карта)
Серебро, олово			
I-1-36	МС	Купольное	Ахьяев, 2008 ф
I-1-25	П	Левая Утара	Ахьяев, 2008 ф
Серебро, олово, свинец			

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-1-51	ММ	Хара-Тас	Ахьяев, 2008 ф
<b>Серебро, сурьма</b>			
I-1-19	П	Ягодный	Ахьяев, 2008 ф
I-1-34	П	Ейемю	Ахьяев, 2008 ф
I-1-38	П	Эжва	Ахьяев, 2008 ф
I-1-24	ПМ	Утара низовье	Ахьяев, 2008 ф
<b>Серебро, золото</b>			
V-5-53	ММ	Сенон	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-57	ММ	Серебряное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
I-1-44	П	Дичек (зона 22)	Ахьяев, 2008 ф
I-1-66	П	Красное	Маннафов и др., 1999; Ахьяев, 2008 ф
V-4-39	П	Пиковый (Липаритовое)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-11	П	Обратное	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-56	П	Изогнутое	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-5-58	П	Встречное	Маннафов и др., 1999
V-5-60	П	Янтарный	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
V-6-56	П	Сентябрьское (Южное)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
VI-6-9	П	Озеро	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
<b>Серебро, золото</b>			
I-1-56	П	Мус	Ахьяев, 2008 ф
<b>Радиоактивные элементы</b>			
<b>У р а н</b>			
V-6-2	ММ	Бутугычаг (Бутыгычаг)	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
III-2-16	П	Мандыченское	Маннафов и др., 1999; Усачев и др., 2007 ф
IV-1-4	П	Грива	Шитов, 1990ф
V-1-1	П	Гранитное	Тиньков, 1998ф
V-1-13	П	Альянс	Тиньков, 1998ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-1-14	П	Валентина	Тиньков, 1998ф
V-1-18	П	Водораздел Аулия-Зеленый	Тиньков, 1998ф
V-1-19	П	Бакор	Тиньков, 1998ф
VI-6-19	П	Сеймканское	Маннафов и др., 1999
VI-6-13	ПМ	Июньский, прав. прит. р. Сеймкан	Маннафов и др., 1999 (карта)
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Оптические материалы</b>			
Кварц оптический			
V-5-14	П	Батрачек-1	Маннафов и др., 1999
V-5-15	П	Батрачек-2	Маннафов и др., 1999
V-5-16	П	Батрачек-3	Маннафов и др., 1999
V-5-17	П	Батрачек-4	Маннафов и др., 1999
V-5-20	П	Батрачек-5	Маннафов и др., 1999
<b>Химическое сырье</b>			
Барит			
I-6-9	П	Прибавок	Маннафов и др., 1999
<b>Горнотехническое сырье</b>			
Графит			
I-1-52	П	Правый приток р. Еемю	Ахьяев, 2008 ф (карта)
I-1-57	П	Левый приток р. Мус-Тарын	Ахьяев, 2008 ф (карта)
I-1-62	П	Одонкан	Маннафов и др., 1999
I-1-65	П	Чуоран	Маннафов и др., 1999
II-2-17	П	Марьякан	
III-2-1	П	Ылбая-1	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999
III-2-6	П	Ылбая-2	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999
III-2-10	П	Ылбая-3	Дорт-Гольц, 1977; Маннафов и др., 1999
<b>Поделочные камни</b>			
Морион			
IV-1-3	П	Эффузивное	Маннафов, 1978
IV-1-19	П	Архимед	Маннафов, 1978
V-1-9	П	Ветвистое	Эйхвальд, 1992ф
V-2-6	П	Истоки руч. Ниорд	Раузер, 1983ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
<b>Халцедон</b>			
IV-1-9	П	Друза	Маннафов, 1978
<b>Строительные материалы</b>			
<b>Известняк (цементное сырье)</b>			
II-6-6	МК	Таскано-Встреченское	Маннафов и др., 1999
<b>Прочие ископаемые</b>			
<b>Гипс</b>			
II-6-3	МК	Верхне-Встреченское	Маннафов и др., 1999
I-6-13	П	р. Таскан	Омиров, 1980; Маннафов и др., 1999
<b>Ангидрит</b>			
I-5-2	П	р. Поперечный	Маннафов и др., 1999
<b>ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ</b>			
<b>Минеральные лечебные</b>			
II-1-12	П	Сытыган-Сылба	Акулов, 1985
<b>Пресные питьевые</b>			
V-6-29	МС	Детринское	Маннафов и др., 1999
II-4-77	ММ	Мяунджинское	Маннафов и др., 1999
II-5-157	ММ	Сусуманское	Маннафов и др., 1999
II-6-30	ММ	Штурмовское (Чек-Чекинское)	Маннафов и др., 1999, Шишкин, 2008
III-6-7	ММ	Бурхалинское	Маннафов и др., 1999
III-6-39	ММ	Ягоднинское	Маннафов и др., 1999

Принятые сокращения: МК – крупное месторождение, МС – среднее месторождение, ММ – малое месторождение, П – проявление, ПП – пункт минерализации.



Общая оценка запасов и ресурсов минерогенических подразделений листа Р-55

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь S км <sup>2</sup>	Полезн. ископаемое	Единицы измерения	Запасы, в том числе не учтенные ГБ				Утвержденные (апробированные) прогнозные ресурсы				Минерогенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)	
					ABC <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	Сумма A+B+C	Забалансовые	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub>				
<b>Каменный уголь</b>																
<b>Иньяли-Дебинский угленосный район</b>																
1	Аркагалинский угленосный узел 0.2.1УК	394,5	Каменный уголь	млн т	141,8	111,0	<b>252,8</b>	91,1		396,0	267,0	<b>663,0</b>		<b>1006,9</b>	2,55	
2	Берелехский угленосный узел 0.2.2УК	128,2	Каменный уголь	млн т							287	<b>287</b>		<b>287</b>	2,24	
<b>Челомджинский угленосный район</b>																
3	Челомджинское месторождение V-3-22	-	Каменный уголь	млн т	0,3	0,4	<b>0,7</b>		2,0		51,0	<b>53,0</b>		<b>53,7</b>	-	
<b>Металлические полезные ископаемые (коренные объекты)</b>																
<b>Индигино-Колымская минерогеническая провинция</b>																
<b>Таскано-Омулевская МЗ</b>																
4	Урультунский потенциально-альтовый флюорит-свинцово-цинковорудный узел 1.0.1	292,0	свинец	тыс. т							420,0	<b>420,0</b>		<b>420,0</b>	1,44	
			цинк	тыс. т								1270,0	<b>1270,0</b>		<b>1270,0</b>	4,35
5	Верхнетасканский потенциальный флюорит-свинцово-цинковорудный узел 1.0.2	1298,4	свинец	тыс. т							700,0	<b>700,0</b>		<b>700,0</b>	0,54	
			цинк	тыс. т								2115,0	<b>2115,0</b>		<b>2115,0</b>	1,63
<b>Верхояно-Колымская минерогеническая провинция</b>																
<b>Иньяли-Дебинская МЗ</b>																
6	Кысылский золоторудно-россыпной узел 4.0.1	167,0	золото коренное	т		0,52	<b>0,52</b>		4,0	47,0		<b>47,0</b>		<b>51,52</b>	0,31	
7	Скальный потенциальный золото-оловорудный узел 4.0.2	168,6	золото коренное								80,0	<b>80,0</b>		<b>80,0</b>	0,47	
8	Негяхский золото-рудно-россыпной узел 4.1.2	603,0	золото коренное	т							93,0	<b>93,0</b>		<b>93,0</b>	0,15	
9	Ат-Юрях-Штурмовской серебро-золоторудно-россыпной узел 4.1.3	382,6	золото коренное	т	10,36	4,16	<b>14,53</b>	0,01			90,0	<b>90,0</b>		<b>104,53</b>	0,27	
			серебро	т		0,97	<b>0,97</b>								<b>0,97</b>	0,0
10	Больше-Ат-Юряхский олово-золоторудно-россыпной узел 4.1.4	434,4	золото коренное	т	2,06		<b>2,06</b>		15,0					<b>17,06</b>	0,04	
			олово	тыс. т	2,06		<b>2,06</b>								<b>2,06</b>	0,01
			вольфрам	тыс. т	0,53		<b>0,53</b>								<b>0,53</b>	0,0

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь S км <sup>2</sup>	Полезн. ископаемое	Единицы измерения	Запасы, в том числе не учтенные ГБ				Утвержденные (апробированные) прогнозные ресурсы				Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)
					ABC <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	Сумма A+B+C	Забалансовые	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub>			
11	Буркандинский потенциальный висмут-сурьма-золоторудный узел 4.2.2	227,7	золото коренное	т							21,0	<b>21,0</b>		<b>21,0</b>	0,09
12	Морджет-Уралахский потенциальный золото-рудно-россыпной узел 4.2.7	269,6	золото коренное	т							152,0	<b>152,0</b>		<b>152,0</b>	0,56
13	Бурхалинский золото-рудно-россыпной узел 4.2.8	211,3	золото коренное	т		0,73	<b>0,73</b>							<b>0,73</b>	0,0
14	Сылгыбастахский золоторудно-россыпной узел 4.2.9	377,8	золото коренное	т	0,02		<b>0,02</b>							<b>0,02</b>	0,0
15	Верхне-Челбаньинский золоторудно-россыпной узел 4.2.10	185,1	золото коренное	т							150,0	<b>150,0</b>		<b>150,0</b>	0,81
16	Ухомытский золото-рудно-россыпной узел 4.2.11	417,9	золото коренное	т					4,0	20,0	47,0	<b>71,0</b>		<b>71,0</b>	0,17
17	Солоколох-Буркандинский рудно-россыпной узел 4.3.3	1114,4	золото коренное			0,21					64,0	<b>64,0</b>		<b>64,21</b>	0,06
18	Правоберелехский золоторудно-россыпной узел 4.3.4	920,0	золото коренное	т					4,0	43,0		<b>47,0</b>		<b>47,0</b>	0,05
19	Мальдякский золото-рудно-россыпной узел 4.3.5	481,0	золото коренное	т	0,15	0,04	<b>0,19</b>			29,0		<b>29,0</b>		<b>29,19</b>	0,06
20	Табогинский золоторудно-россыпной узел 4.3.6	264,3	золото коренное	т					2,0	17,0		<b>19,0</b>		<b>19,0</b>	0,07
21	Светлинско-Нексиканский золоторудно-россыпной узел 4.3.7	506,9	золото коренное	т	0,29	0,31	<b>0,60</b>		3,0			<b>3,0</b>		<b>3,60</b>	0,01
22	Чай-Юрьинский золото-рудно-россыпной узел 4.3.9	210,1	золото коренное	т							100,0	<b>100,0</b>		<b>100,0</b>	0,48
<b>Аян-Юряхская МЗ</b>															
23	Хакчанский золоторудно-россыпной узел 5.0.2	362,9	золото коренное	т					135,0	25,0		<b>160,0</b>		<b>160,0</b>	0,44
24	Петениканский потенциальный золото-рудно-россыпной узел 5.0.3	582,9	золото коренное	т							90,0	<b>90,0</b>		<b>90,0</b>	0,15
25	Паукский потенциальный золоторудный узел 5.0.4	151,4	золото коренное	т							30,0	<b>30,0</b>		<b>30,0</b>	0,20
26	Хатыннах-Олботский золоторудно-россыпной узел 5.1.2	356,9	золото коренное	т					15,0	37,0		<b>52,0</b>		<b>52,0</b>	0,15
27	Азиальский потенциальный золоторудно-россыпной узел 5.2.1	304,5	золото коренное							64,0				<b>64,0</b>	0,21
28	Таяхтахский потенциальный золоторуд-	205,1	золото	т						41,20	174,80	<b>216,0</b>		<b>216,0</b>	1,05

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь S км <sup>2</sup>	Полезн. ископаемое	Единицы измерения	Запасы, в том числе не учтенные ГБ				Утвержденные (апробированные) прогнозные ресурсы				Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)	
					ABC <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	Сумма А+В+С	Забалансовый	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub>				
	но-россыпной узел 5.2.2		коренное													
29	Ким-Тюбеляхский золоторудно-россыпной узел 5.2.4	227,1	золото коренное	т							102,0	<b>102,0</b>		<b>102,0</b>	0,45	
30	Арга-Юрях-Дегдекан-ский золоторудно-россыпной узел 5.3.1	388,5	золото коренное	т	0,58	0,37	<b>0,95</b>		16,0	159,0		<b>175,0</b>		<b>175,95</b>	0,45	
31	Омчакский золоторудно-россыпной узел 5.3.2	458,9	золото коренное	т	1312,32	352,10	<b>1664,42</b>	138,18	62,13			<b>62,13</b>		<b>1864,73</b>	4,06	
			золото техногенное	т	4,93		<b>4,93</b>	2,06							<b>6,99</b>	0,02
			серебро	т		462,20	<b>462,20</b>	34,0							<b>496,20</b>	1,08
32	Пионерский золоторудно-россыпной узел 5.3.3	179,2	золото коренное	т	0,19	1,24	<b>1,43</b>	5,90	18,0	58,0		<b>76,0</b>		<b>83,33</b>	0,47	
33	Дусканьинский серебро- золоторудно-россыпной узел 5.4.1	491,1	золото коренное	т	0,47	0,66	<b>1,13</b>	0,32	3,0		175,0	<b>178,0</b>		<b>179,45</b>	0,37	
			серебро	т	0,20	0,60	<b>0,80</b>	2,20							<b>3,0</b>	0,01
<b>Тарьно-Тас-Кыстабытская МЗ</b>																
34	Верхне-Тарьинский олово-серебруродный узел 6.1.2	573,5	серебро	т		854,0	<b>854,0</b>				8400,0	<b>8400,0</b>		<b>9254,0</b>	16,7	
35	Кюрбеляхский оловорудный узел 6.2.2	512,0	олово	тыс. т				2,93	4,70	21,80		<b>26,50</b>		<b>29,43</b>	0,06	
36	Мандычанский серебро-оловорудный узел 6.2.3	602,0	серебро	т							5000,0	<b>5000,0</b>		<b>5000,0</b>	8,31	
			олово	тыс. т						3,90			<b>3,90</b>		<b>3,90</b>	0,01
			свинец	тыс. т		5,21	<b>5,21</b>								<b>5,21</b>	0,01
			цинк	тыс. т		2,87	<b>2,87</b>								<b>2,87</b>	0,0
<b>Эльгенья-Бахапчинский РРР (вне МЗ)</b>																
37	Уза-Инский потенциальный олово-золоторудный узел 0.1.1	500,0	золото коренное	т							75,0	<b>75,0</b>		<b>75,0</b>	0,15	
38	Ветренский золото-россыпной узел 0.1.5	449,5	золото коренное	т	1,98	3,65	<b>5,63</b>	0,13	16,0			<b>16,0</b>		<b>21,76</b>	0,05	
<b>Охотско-Чукотский минерагенический пояс Куйдусуно-Бутугычагская МЗ</b>																
39	Икрикэно-Беренджин-ский потенциальный золото-оловорудный узел 9.0.6	809,8	золото коренное	т							180,0	<b>180,0</b>		<b>180,0</b>	0,22	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь S км <sup>2</sup>	Полезн. ископаемое	Единицы измерения	Запасы, в том числе не учтенные ГБ				Утвержденные (апробированные) прогнозные ресурсы				Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)
					ABC <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	Сумма A+B+C	Забалансовое	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub>			
40	Севастопольский потенциальный молибден-серебро-оловорудный узел 9.0.7	338,8	олово	тыс. т		0,19	<b>0,19</b>							<b>0,19</b>	0,0
41	Бутугычагский уран-вольфрам-оловорудный узел 9.0.11	314,1	уран	тыс. т							10,0	<b>10,0</b>		<b>10,0</b>	0,03
42	Богатырский оловорудно-россыпной узел 9.0.12	467,1	олово	тыс. т	2,40		<b>2,40</b>							<b>2,40</b>	0,01
43	Охотикинский потенциальный серебро-золоторудный узел 9.1.1	140,7	золото коренное	т							3,60	<b>3,60</b>		<b>3,60</b>	0,03
			серебро	т							900	<b>900</b>		<b>900</b>	5,6
44	Хейджанский потенциальный олово-серебро-золоторудный узел 9.1.2	170,0	золото коренное	т							4,60	<b>4,60</b>		<b>4,60</b>	0,03
45	Верхнеульбейский ураново-медно-молибденоворудный потенциальный район 9.2	497,2	уран	тыс. т							1,5	<b>1,5</b>		<b>1,5</b>	0,0
<b>Центрально-Охотская МЗ</b>															
46	Ульбейско-Друженский потенциальный уран-молибденово-рудный узел 10.1.1	180,0	молибден	тыс. т							44,0	<b>44,0</b>		<b>44,0</b>	0,24
47	Аулинский потенциальный медно-молибденоворудный узел 10.1.2	370,0	молибден	тыс. т							259,0	<b>259,0</b>		<b>259,0</b>	0,70
			медь	тыс. т							815,0	<b>815,0</b>		<b>815,0</b>	2,20
48	Тарагайский медно-молибденово-золоторудный узел 10.2.1	890,0	золото коренное	т							13,30	<b>13,30</b>		<b>13,30</b>	0,02
			молибден	тыс. т								101,0	<b>101,0</b>		<b>101,0</b>
49	Левотатыканский потенциальный золото-молибденоворудный узел 10.0.1	770,0	молибден	тыс. т						300	85,0	<b>385,0</b>		<b>385,0</b>	0,50
			золото коренное	т							7,70	<b>7,70</b>		<b>7,70</b>	0,01
<b>Хурэн-Арманская МЗ</b>															
50	Хурэнский оловорудный узел 11.0.1	109,1	олово	тыс. т		0,10	<b>0,10</b>							<b>0,10</b>	0,0
51	Урчанский оловорудный узел 11.0.5	306,4	олово	тыс. т	1,23	0,28	<b>1,51</b>							<b>1,51</b>	0,01
52	Омчан-Сентябрьский потенциальный вольфрам-серебро-золоторудный узел 11.0.7	695,8	золото коренное	т					33,0	12,0	100,0	<b>145,0</b>		<b>145,0</b>	0,21
53	Верхне-Сеймканский кобальт-оловорудный узел 11.0.9	38,7	кобальт	т		9,60	<b>9,60</b>							<b>9,60</b>	0,25

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь S км <sup>2</sup>	Полезн. ископаемое	Единицы измерения	Запасы, в том числе не учтенные ГБ				Утвержденные (апробированные) прогнозные ресурсы				Минерогенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)
					ABC <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	Сумма A+B+C	Забалансовые	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub>			
<b>Прихотская МЗ (узлы вне рудных районов)</b>															
54	Право-Янский серебро-золоторудный узел 12.0.3	207,6	золото коренное	т		1,40	<b>1,40</b>							<b>1,40</b>	0,01
			серебро	т		425,10	<b>425,10</b>							<b>425,10</b>	2,05
			сурьма	тыс. т		30,50	<b>30,50</b>								<b>30,50</b>
55	Бургагылканский серебро-золоторудный узел 12.0.5	118,1	золото коренное	т		3,70	<b>3,70</b>							<b>3,70</b>	0,03
			серебро	т		168,0	<b>168,0</b>							<b>168,0</b>	1,42
56	Ойринский серебро-золоторудный узел 12.0.13	116,0	золото коренное	т				0,72						<b>0,72</b>	0,01
			серебро	т				2,0						<b>2,0</b>	0,02
<b>Рудные узлы вне зон и районов</b>															
57	Куранах-Салинский оловорудный узел 0.0.1	184,0	олово	тыс. т	0,26		<b>0,26</b>				32,0	<b>32,0</b>		<b>32,26</b>	0,18
58	Арга-Юряхский серебро-оловорудный узел 0.0.2	248,1	золото коренное	т					4,0			<b>4,0</b>		<b>4,0</b>	0,02
<b>Зоны, районы, узлы с россыпными объектами</b>															
59	Куйдусуно-Бутугычагская минерогеническая зона 9		золото россыпное	т	0,40	0,44	<b>0,84</b>	0,14	5,30	5,04	2,0	<b>12,34</b>		<b>13,32</b>	
60	Среднекано-Штурмовской рудно-россыпной район 4.1		золото россыпное	т	9,98	0,09	<b>10,07</b>	0,20	19,20	3,32	5,10	<b>27,62</b>		<b>37,89</b>	
61	Дебинский рудно-россыпной район 4.2.		золото россыпное	т	25,40	0,29	<b>25,69</b>	0,06	36,92	8,85	8,05	<b>53,82</b>		<b>79,57</b>	
62	Берелехский рудно-россыпной район 4.3		золото россыпное	т	63,99	7,68	<b>71,67</b>	5,24	39,56	4,78	2,43	<b>46,77</b>		<b>123,68</b>	
63	Олбот-Бастахский рудно-россыпной район 5.1.		золото россыпное	т	5,38		<b>5,38</b>		8,28	1,21	0,13	<b>9,62</b>		<b>15,0</b>	
64	Иерогыл-Ухомытский рудно-россыпной район 5.2		золото россыпное	т	1,6		<b>1,6</b>		4,08	2,39	3,60	<b>10,07</b>		<b>11,67</b>	
65	Тенькинский рудно-россыпной район 5.3		золото россыпное	т	3,09	0,37	<b>3,46</b>		11,15	2,90	1,80	<b>15,85</b>		<b>19,31</b>	
66	Детринский рудно-россыпной район 5.4		золото россыпное	т	0,40	0,44	<b>0,84</b>	0,14	5,30	5,94	2,0	<b>13,24</b>		<b>14,22</b>	
67	Эльгенья-Бахапчинский рудно-россыпной район 0.1		золото россыпное	т	9,43		<b>9,43</b>	0,02	12,58	4,72	7,90	<b>25,20</b>		<b>34,65</b>	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь S км <sup>2</sup>	Полезн. ископаемое	Единицы измерения	Запасы, в том числе не учтенные ГБ				Утвержденные (апробированные) прогнозные ресурсы				Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)
					ABC <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	Сумма A+B+C	Забалансовые	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub>			
68	Кысылский золоторудно-россыпной узел 4.0.1	167,0	золото россыпное	т	0,40		<b>0,40</b>		0,39		0,78	<b>1,17</b>		<b>1,57</b>	0,01
69	Лево-Бургагский золоторудно-россыпной узел 5.0.1	334,1	золото россыпное	т	0,63		<b>0,63</b>		0,10	0,04	0,29	<b>0,43</b>		<b>1,06</b>	0,0
70	Хакчанский золоторудно-россыпной узел 5.0.2	362,9	золото россыпное	т	1,82		<b>1,82</b>		0,72	0,10	0,32	<b>1,14</b>		<b>2,96</b>	0,01
71	Петениканский потенциальный золоторудно-россыпной узел 5.0.3	582,9	золото россыпное	т	0,07		<b>0,07</b>							<b>0,07</b>	0,0
72	Арга-Юряхский серебро-оловорудный узел 0.0.2	248,1	золото россыпное	т	0,02		<b>0,02</b>		0,88	0,10		<b>0,98</b>		<b>1,0</b>	0,0

Список буровых скважин (стратотипических разрезов),  
показанных на геологической карте и карте четвертичных образований

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
<b>Геологическая карта</b>		
1	Скважина, вскрывающая максимальную видимую мощность долгинской свиты	[Петухов и др., 1999], скв. 16
<b>Карта четвертичных образований</b>		
2	Скважина вскрывает в интервале 64,5 – 75 м озерные отложения кюрбеляхского горизонта <b>IIIkr</b> в интервале 54,7 – 60 м аллювиальные отложения кюрбеляхского горизонта <b>allkr</b> , в интервале 46,8–54,7 м – ледниково-озерные отложения левоберелехского горизонта <b>IgIIIb</b> , в интервале 33,8–46,8 м озерные отложения болотнинского горизонта <b>IIIbl</b> , интервале 26–33,8 м флювиогляциальные отложения малък-сиенского горизонта <b>fIIms</b>	[Государственная, 1999]; скв. 42
3	Скважина вскрывает в интервале 165 – 211 м аллювиальные отложения кюрбеляхского горизонта <b>aIIIkr</b> , в интервале 145–165 м ледниковые отложения левоберелехского горизонта <b>gIIIb</b> , в интервале 119–145 м озерно-аллювиальные отложения болотнинского горизонта <b>laIIIbl</b> , в интервале до 119 м от поверхности – ледниковые отложения малък-сиенского горизонта <b>gIIms</b>	[Государственная, 1999]; скв. 100

**Каталог геологических памятников природы, показанных  
на эколого-геологической схеме листа Р-55**

Номер на схеме	Вид памятника, название	Краткая характеристика
1	<i>Общегеологический,</i> Омулевский (Разрез руч. Мирный)	Коренные обнажения протяженностью более 6 км, вскрывающие непрерывный разрез от среднего ордовика до раннего девона включительно. Осадочные породы в обнажениях изобилуют разнообразными органическими остатками. Стратотипы нескольких биостратиграфических горизонтов и свит ордовика.
2	<i>Общегеологический,</i> Нелюдимая	Коренные выходы осадочных горных пород нижнего девона протяженностью около 1 км. Породы изобилуют фаунистическими остатками раннего девона. Стратотип нелюдимского биостратиграфического горизонта и одноименной свиты.
3	<i>Гидрогеологический,</i> Сытыган Сылба	Термальный источник слабоминерализованных кремнистых лечебных вод.



---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение.</b> <i>В. И. Шпикерман</i> .....	3
<b>Стратиграфия.</b> .....	13
Нижний архей. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	13
Верхний протерозой. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	14
Палеозойская эратема .....	16
Кембрийская система, верхний отдел – ордовикская система, нижний отдел, тремадокский ярус. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	16
Ордовикская система. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	18
Силурийская система. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	28
Девонская система. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	32
Каменноугольная система. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	38
Пермская система. <i>В. И. Шпикерман, А. Ф. Васькин, Г. Г. Казакова</i> .....	40
Мезозойская эратема .....	56
Триасовая система. <i>И. В. Полуботко, Г. Г. Казакова</i> .....	57
Юрская система. <i>И. В. Полуботко, В. И. Шпикерман</i> .....	78
Меловая система. <i>В. И. Шпикерман, А. Ф. Васькин</i> .....	107
Меловая система, верхний отдел, маастрихский ярус – палеоген. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	122
Кайнозойская эратема. <i>О. В. Желебогло</i> .....	122
Неогеновая система. ....	122
Квартер .....	124
<b>Магматизм.</b> <i>О. Ю. Лебедева, В. И. Шпикерман, А. Ф. Васькин</i> .....	144
Рифейские интрузивные образования .....	145
Раннекаменноугольные-пермские интрузивные образования .....	148
Раннеюрские интрузивные образования .....	150
Позднеюрские интрузивные образования. ....	152
Раннемеловые интрузивные образования .....	187
Позднемеловые интрузивные образования .....	200
Палеогеновые интрузивные образования .....	224
<b>Метаморфические и метасоматические образования.</b> <i>В. И. Шпикерман</i> ....	226
<b>Тектоника.</b> <i>В. И. Шпикерман</i> .....	238
<b>Геоморфология.</b> <i>О. В. Желебогло</i> .....	274
<b>История геологического развития.</b> <i>В. И. Шпикерман, И. В. Полуботко</i> .....	287

<b>Полезные ископаемые.</b> .....	314
Горючие ископаемые. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	315
Металлические ископаемые. ....	317
Черные металлы. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	317
Цветные металлы. <i>В. И. Шпикерман, В. И. Макар, Г. Г. Казакова</i> .....	317
Редкие металлы и редкоземельные элементы. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	345
Благородные металлы. <i>В. И. Шпикерман, В. В. Петухов, В. И. Макар, Г. Г. Казакова</i> .....	346
Радиоактивные элементы. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	390
Неметаллические ископаемые. <i>В. И. Шпикерман, В. И. Макар</i> .....	393
Подземные воды. <i>В. И. Шпикерман</i> .....	396
<b>Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив территории.</b> <i>В. И. Шпикерман, В. В. Петухов</i> .....	400
<b>Гидрогеология.</b> <i>Т. К. Иванова</i> .....	471
<b>Эколого-геологическая обстановка.</b> <i>Т. К. Иванова, В. И. Шпикерман</i> .....	480
<b>Заключение.</b> <i>В. И. Шпикерман</i> .....	487
<b>Список литературы</b> .....	495