

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Верхояно-Колымская

Лист Р-57 – Эвенск

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2022

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского»
(ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Верхояно-Колымская

Лист Р-57 – Эвенск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ • 2022

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(571.65)

ББК 26

К89

Авторы

*В. М. Кузнецов, В. В. Акинин, А. С. Бяков, И. Л. Жуланова, О. В. Желебогло,
С. А. Бондаренко, Е. А. Гусев, О. А. Вотиловская, В. В. Иванова, Е. И. Разуваева,
О. И. Супруненко, А. Н. Усов, Д. И. Алексеев, О. А. Беликова, Е. В. Штикерман*

Научный редактор

канд. геол.-минерал. наук *Т. Б. Русакова*

Рецензенты

кандидаты геол.-минерал. наук *Е. А. Кораго, О. А. Никольская, С. Н. Суриков,
Б. А. Трифонов; Е. А. Лебедева*

Кузнецов В. М., Акинин В. В., Бяков А. С. и др.

К89 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-57 – Эвенск. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. – 519 с. + 11 вкл. – ISBN 978-5-00193-291-8 (объясн. зап.), ISBN 978-5-00193-292-5

В объяснительной записке приводится описание картографируемых стратиграфических, интрузивных и метаморфических подразделений и метасоматических образований территории листа. Рассмотрены вопросы тектонического строения и истории развития Омолонского массива юго-восточного фланга Яно-Колымской складчатой системы и примыкающей к ней части Тайгоносско-Западно-Корякской системы, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, акватории залива Шелихова Охотского моря. Отражены сведения по геоморфологии, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения, выполнена прогнозная оценка.

Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления. В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов. Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 4, илл. 30, список лит. 349 назв., прил. 5.

Список комплекта карт: геологическая карта дочетвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта четвертичных образований, карта закономерностей и прогноза полезных ископаемых, литологическая карта поверхности дна акватории.

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(571.65)

ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 29 января 2021 г.

ISBN 978-5-00193-291-8 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-292-5

© Роснедра, 2022
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021
© Коллектив авторов, 2021
© Издательство ВСЕГЕИ, 2022

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-57 – Эвенск, ограниченная координатами 60°00'–64°00' с. ш. и 156°00'–162°00' в. д., имеет площадь около 140,1 тыс. км² и почти полностью принадлежит к Омсукчанскому и Северо-Эвенскому районам Магаданской области, лишь небольшая часть п-ова Камчатка в юго-восточном углу территории листа относится к Камчатскому краю РФ. Большая часть территории представлена сушей, которая с юга омывается водами Охотского моря, на востоке в акваторию далеко вдается п-ов Тайгонос.

Континентальная часть площади листа является почти исключительно элементом Яно-Чукотской горной страны и включает в себя северо-восточный сегмент Охотско-Колымского водораздела. Большая часть поверхности суши – Верхнеомолонское нагорье с расчлененным и сглаженным среднегорным рельефом, в его пределах выделяются субширотные и северо-восточные гряды Захаренко, Инняга, Намаляны с выс. отм. 1500–1700 м. Северо-западнее выделяется довольно выровненное Сугойское низкогорье с резко возвышающимся субмеридиональным Коркодонским хребтом с вершинами, превышающими отметки в 1700 м. К северу от Охотского моря расположено Охотско-Колымское нагорье с северо-восточными грядами Ненкат и Наяханская, выс. отм. достигают 1400–1600 м; п-ову Тайгонос соответствует горный массив с Тайнонытским хребтом и Теланской грядой северо-восточного простираения с высотами вершин до 1400 м. Охотско-Колымское нагорье и Тайгоносский горный массив разделяет низменная равнина обширной Гижигинской неотектонической впадины, поверхность которой располагается в интервале высот 200–300 м, впадина от-крыта в сторону залива Шелихова. Равнина прорезана широкими речными долинами, изобилует озерами. Крайний юго-восток территории относится к Корякско-Камчатской горной стране с низкогорным рельефом западного края п-ова Камчатка, здесь обособляется Кинкильская гряда северо-восточного простираения (рис. 1).

Около трети площади листа относится к акватории залива Шелихова Охотского моря, подводная часть представлена шельфом с глубиной моря в основном до 100 м, где выделяются отмельная и абразионно-аккумулятивная равнины, прорезаемые узкими подводными долинами. В южной части акватории листа глубинами до 200 м выделяется северное окончание трогового прогиба ТИНРО. Береговая линия моря изрезана, осложнена вдающимися в сушу Наяханской, Гижигинской, Внутренней и Пенжинской губами, мелкими заливами и мысами. Берег моря большей частью выражен высоким клифом и выполаживается только на участках неотектонических впадин.

В прилив, высота которого достигает 9–10 м, эстуарии рек заполняются морской водой, в отлив обнажается широкая прибрежная полоса, достигающая в Гижигинской губе ширины в несколько километров.

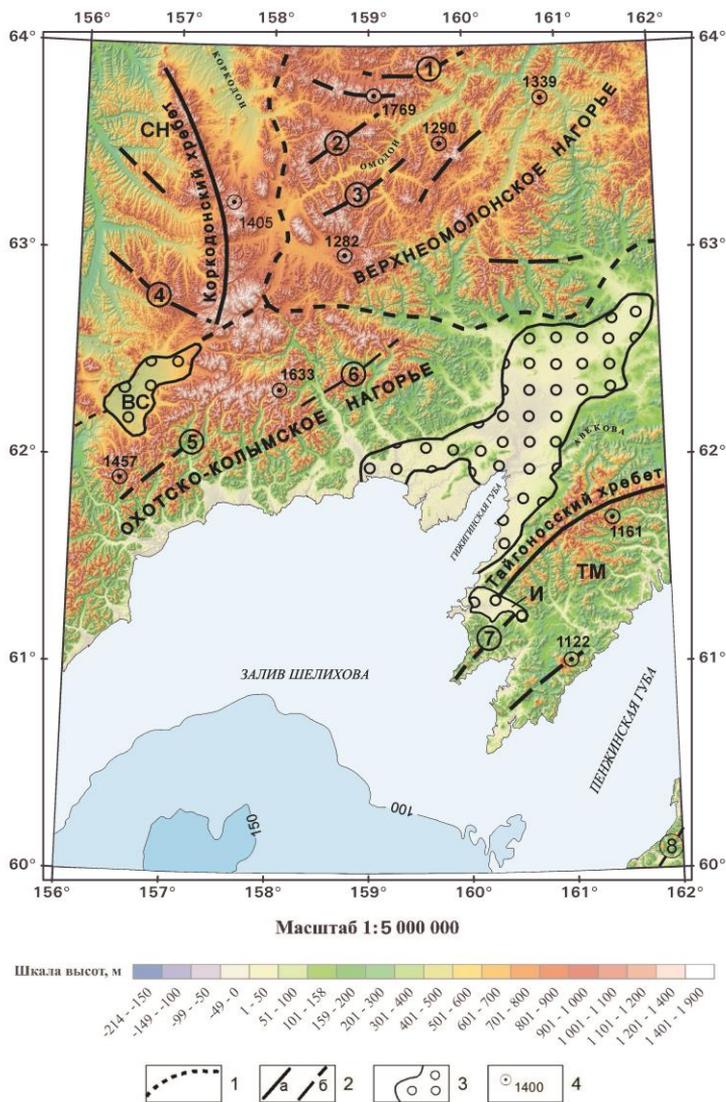


Рис. 1. Орографическая схема.

1 – границы орографических районов. Яно-Чукотская горная страна: СН – Сугойское низкогорье, ТМ – Тайгоносский массив; 2 – горные хребты (а) и гряды (б). Верхнеомолонское нагорье: ① – гряда Захаренко, ② – гряда Инняга, ③ – гряда Намаляны; Сугойское низкогорье (СН); ④ – гряда Отайкачинская; Охотско-Колымское нагорье: ⑤ – гряда Ненкат, ⑥ – гряда Наяханская; Тайгоносский массив (ТМ): ⑦ – гряда Теланская; Корякско-Камчатская горная страна: ⑧ – гряда Кинкильская; 3 – межгорные впадины: ВС – Верхнесугойская, Г – Гижигинская, И – Имповеемская; 4 – господствующие вершины.

Дрейфовые течения в заливе Шелихова образуют обособленную систему (халистазу) с прибрежным движением вод против часовой стрелки [11].

Речная сеть на суше довольно разветвленная. Бассейны водотоков территории по направлению течения разделяются Охотско-Колымским водоразделом, он асимметричен: реки охотского склона (Вилига, Таватум, Наяхан, Гарманда, Гижига) текут на юг, они более короткие, врезанные и быстрые; реки бассейна Колыма (Сугой, Коркодон, Омолон), продолжающиеся далеко к северу от территории, протяженные и имеют разработанные террасированные долины. Крупнейшая водная артерия – р. Омолон, протекающая в северо-восточном и меридиональном направлениях, может быть использована для передвижения на моторных лодках. По другим рекам – Сугой, Коркодон и Гижига – возможен сплав. Водотоки более 6 месяцев покрыты льдом, мелкие реки и ручьи зимой полностью промерзают. Весенние половодья бурные и высокие, летом бывают дождевые паводки. Питание рек осуществляется за счет атмосферных осадков, подземных вод и оттайки мерзлоты. На некоторых реках за счет поступления подземных вод образуются наледи, на этих участках русла рек разбиваются на ряд мелких протоков.

Климат суровый, в северной части территории близок к континентальному субарктическому с очень морозной зимой при средней температуре в январе $-37,3$ °С и жарким коротким летом, максимальная среднемесячная температура в июне $+20,8$ °С. Абсолютный минимум температуры достигает -60 °С, максимум иногда превышает $+30$ °С. Среднегодовая температура $14,1$ °С (данные метеостанции «Кедон», находящейся в 35 км севернее границы листа). Южнее климат умеренно континентальный, мягче, в полосе шириной 50–100 км вдоль берега моря заметно теплее: повышается влажность, вследствие этого наблюдается увеличение количества дождливых дней. В континентальных районах лето обычно жаркое (до $+35$ °С) и сухое, на охотском побережье часты туманы и дожди. Для районов к северу от Охотско-Колымского водораздела характерны длительные периоды безветренной морозной или жаркой погоды, вблизи побережья часты ветры, дующие с моря и достигающие штормовой и ураганной силы. Среднегодовое количество осадков в виде дождя и снега – около 350 мм/год. Устойчивый снежный покров ложится в начале октября. Ледостав происходит в конце октября, вскрываются реки во второй половине мая. Ледообразование в акватории залива Шелихова начинается в начале ноября, береговой припай первоначально возникает в бухтах. В зимний период льдом покрывается 64–96 % акватории. В конце мая акватория открытого моря освобождается ото льда, полное очищение заливов ото льда завершается в середине июня. Среднегодовая температура воздуха на акватории Охотского моря колеблется от -2 до -7 °С, самыми холодными месяцами являются январь и февраль, самыми теплыми – июль и август.

Особенностью континентальной части территории, влияющей на многие природные процессы, является почти повсеместное присутствие многолетней мерзлоты. Под долинами рек она прерывается сквозными таликами, а в полосе вдоль побережья имеет островной характер. Мощность мерзлого слоя достигает 400 м, глубина сезонного протаивания в зависимости от экспозиции склонов колеблется от первых десятков сантиметров до 4–5 м (на южных склонах). Территория располагается в зоне тундры и лесотундры, где преоб-

ладают лиственничное редколесье и кедровые и ольховые стланики, лишь для долин рек Омолон, Сугой и Гижига характерны долинные хвойно-лиственные леса. В лесах обитают олени и лоси, на побережье много медведей, южная часть п-ова Тайгонос объявлена заказником, где сохраняется популяция горных баранов. Вблизи побережья Охотского моря часто встречаются нерпы. Реки охотского побережья изобилуют рыбой лососевых пород, где находятся нерестилища; в реках бассейна Колымы (Омолон, Сугой, Коркодон) водятся хариус, ленок, щука, каталка.

Территория освоена неравномерно, большое значение в экономике имеет горнодобывающая промышленность. В более ранний период в районе пос. Чайбуха для местных нужд добывался бурый уголь, в бассейне р. Омолон и на п-ове Тайгонос разрабатывались россыпные месторождения золота, позднее началась и продолжается в настоящее время добыча золота и серебра из коренных месторождений, сосредоточенных в Южно-Омолонском и Эвенском горнорудных районах, ведется разработка некоторых россыпей. В Эвенском районе развивается оленеводство, являющееся одним из главных занятий местного населения, состоящего в основном из эвенов и чукчей. В прибрежной зоне процветает рыболовство, в лесах в зимний период ведется пушной промысел. Районный центр – пос. Эвенск расположен на побережье Охотского моря, есть более мелкие поселки Гижига, Чайбуха, Парень. Транспортная сеть развита слабо, есть лишь автозимники, по которым ведется завоз грузов в поселки в зимний период. В последнее время в связи с разработкой золоторудных месторождений проложена дорога от пос. Эвенск до горнообогатительной фабрики Кубака. Часть грузов в Эвенск завозится морем. В поселках Эвенск и Чайбуха имеются аэропорты, куда совершаются рейсовые полеты малых самолетов из г. Магадан.

Территория листа представляется фрагментом северо-западного отрезка Тихоокеанского подвижного пояса, где обнажаются геологические структуры южной части Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области, перекрытые на юге покровами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. С юго-востока подступают структуры Корьякско-Камчатской мезозойско-кайнозойской складчатой области. Складчатые структуры и покровы вулканогенного пояса в широкой полосе северо-восточного простираения перекрыты кайнозойскими осадками акватории залива Шелихова и Гижигинской неотектонической впадины.

История геологического изучения территории листа открывается работами К. И. Богдановича (1895–1898 гг.) по Охотскому побережью, в частности на территории листа им выполнено (1897 г.) маршрутное пересечение п-ова Тайгонос; было установлено наличие метаморфических образований и границ, обнаружены признаки золотоносности долины р. Авекова, присутствие бурых углей. В 1910–1912 гг. С. Л. Бачевич провел поисковые работы на россыпное золото в бассейне р. Авекова, значимые результаты не получены.

Более или менее планомерные исследования (первого этапа освоения) начались после того, как в 1928 г. западнее территории листа провела свои работы Первая колымская экспедиция под руководством Ю. А. Билибина, которой была выявлена промышленная золотоносность долин рек. Полученные результаты привлекли внимание к этой неизученной территории, был организован

(1931 г.) трест «Дальстрой», начались разнообразные, преимущественно поисковые работы, они сопровождались раскрытием и уточнением геологического строения. К начальному периоду геологического изучения территории относятся также первые рекогносцировочные маршруты, совершенные С. В. Обручевым в бассейнах рек Омолон и Коркодон (1930 г.), был впервые установлен возраст (поздний палеозой, триас, юра) обнажающихся здесь толщ, изучены палеозойские гранитоидные и сиенитовые интрузивы. В 1932 г. в бассейнах рек Гижига, Туромча и Авекова мелкомасштабное картирование проводил Е. С. Бобин, им были выделены докембрийские метаморфические образования, в бассейне р. Авекова выявлена россыпная золотоносность аллювия водотоков, установлена промышленная угленосность кайнозойских отложений, изучено Авековское месторождение бурого угля [270].

В период с 1936 по 1938 год геолого-рекогносцировочные работы проводились Омолонской экспедицией, возглавляемой С. В. Новиковым и Ф. К. Рабинович (в работах участвовали А. А. Аврамов, С. Е. Захаренко, Р. Р. Зиверт, В. В. Лебедев, Б. А. и Л. А. Снятковы) и Южного горнопромышленного управления Дальстроя (К. Т. Злобин, И. Н. Зубрев, г. г. Колтовской, С. И. Федотов). Позднее геологическую съемку здесь проводят партии Северо-Восточного геологического управления: М. Х. Агишев (1943–1944 гг.), А. Н. Исаков (1948 г.), В. Н. Охотников (1948–1950 гг.), П. С. Петров (1946 г.), С. А. Причина (1948–1949 гг.), В. С. Смолич (1947–1951 гг.), А. П. Шпетный (1948–1950 гг.). По результатам всех проведенных работ в 1963 г. Б. А. Снятковым была составлена Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-57 (первого поколения) [198]. В 1967 г. была опубликована первая полная геологическая карта масштаба 1 : 2 500 000 Северо-Востока под редакцией Н. П. Аникеева.

Во второй этап, охватывающий 1960–1980-е годы, продолжались поисковые работы и началось систематическое среднемасштабное картирование, геологическое доизучение и на их основе составление листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 первого издания, значительная восточная часть территории была закрыта в результате групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000. Листы ГК-200/1 подготовлены А. Ф. Бойшенко, И. П. Васецким, И. Л. Жулановой, М. Б. Лапиным, К. Л. Львовым, В. К. Политовым, В. А. Сурчиловым, М. И. Тереховым; по нескольку листов ГК-200/1 составлено В. Г. Корольковым, Г. Е. Некрасовым и А. Д. Силинским. По результатам среднемасштабного картирования В. М. Мерзляковым, М. И. Тереховым, П. П. Лычагиным и Е. Ф. Дылевским составлена геологическая карта масштаба 1 : 500 000 Омолонского массива с обрамлением, в сопровождающей объяснительной записке отражены все имевшиеся на тот период данные по тектонике, магматизму и металлогении [144]. В это же время начались и активно велась геологосъемочно-поисковые работы масштаба 1 : 50 000 в основном групповым методом. Значительные площади были закартированы А. Г. Егоровым, Т. Б. Русаковой, В. А. Сурчиловым, А. В. Чайцыным, В. Н. Шапиным и другими геологами; на площадь Гижигинской неотектонической впадины выполнено аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000. Общая площадь геологического картирования масштаба 1 : 50 000 составляет около 50 % территории континентальной части листа. Как итог этого этапа работ рассматривается составление листа Р-56,57 Госгеолкарты-1000 (новая

серия), завершенное В. Г. Корольковым (1992 г.) с изданием комплекта карт и объяснительных записок [63].

В процессе геологосъемочных работ решались основные вопросы геологического строения территории, результативность работ во многом обеспечивалась одновременно проводившимися тематическими исследованиями. Наибольший вклад в решение вопросов стратиграфии внесли Ю. М. Бычков, А. С. Бяков, М. Х. Гагиев, В. Г. Ганелин, И. Л. Жуланова, В. М. Заводовский, Н. И. Караваева, Д. С. Кашик, М. М. Орадовская, И. В. Полуботко, В. Т. Работнов, Ю. С. Репин, А. Р. Садыков, К. В. Симаков, С. И. Филатов. Проблемы магматизма и метаморфизма исследовали М. Л. Гельман, И. Л. Жуланова, Б. С. Левин, В. Н. Липатов, П. П. Лычагин, В. М. Шевченко, А. П. Шпетный, А. П. Фадеев. Особенности металлогении изучали Е. М. Белов, И. Н. Котляр, В. М. Кузнецов, В. П. Показаньев, Н. Е. Савва, В. А. Степанов, В. А. Шишкин.

На третий этап приходится обобщающие работы по региональному геологическому изучению территории. Сводные работы по большей части территории листа металлогенического плана были выполнены И. Н. Котляром (1994 г.) и В. А. Шишкиным (1992 г.). Составлены комплекты карт масштаба 1 : 500 000 (геологическая, полезных ископаемых и металлогеническая) Колымо-Омолонского региона (В. М. Кузнецов). Проводились работы по подготовке серийных легенд и по геологическому доизучению и составлению листов Госгеолкарты-200 (второе издание); работы выполнялись коллективами геологов в СВНИЦМИС и, частично, в СВКНИИ. На основную площадь листа были подготовлены Гижигинская (И. Л. Жуланова), Омолонская (В. М. Шевченко) и Сугойская (В. М. Кузнецов) серийные легенды Госгеолкарты-200/2. На группу листов Р-57-III,IV,V составлена Госгеолкарта масштаба 1 : 200 000 второго издания (автор В. Н. Егоров, редактор В. М. Кузнецов). Коллективом геологов (под руководством В. А. Ян-жин-шина) в 2002 г. была подготовлена и апробирована Легенда Верхояно-Колымской серии листов Госгеолкарты-1000/3. Часть (блок) Легенды на группу листов территории Магаданской области подготовлена сотрудниками ФГУП «Магадангеология» В. И. Шпикерманом, Б. Ф. Пальмским, В. В. Петуховым, В. М. Кузнецовым, Н. Л. Алевской.

В пределах территории листа проведены различной степени полноты площадные геохимические работы. На всей площади выполнены поиски по потокам рассеяния в масштабе 1 : 200 000, более детальными (масштаба 1 : 50 000) площадными геохимическими поисками по потокам и вторичным ореолам рассеяния освещена центральная часть площади и небольшие разобщенные участки на западе и востоке территории при проведении крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работ. Общая площадь, покрытая геохимическими работами масштаба 1 : 50 000, составляет примерно треть часть территории. Данные потоков рассеяния среднего масштаба, проведенные на территории, преимущественно использованы при подготовке геохимической основы листа.

Основными видами геофизических исследований на территории листа являются площадные гравиметрические и магнитометрические съемки, на часть площади выполнены аэрогаммаспектрометрическая съемка и сейсмические исследования. Гравиметрическими съемками масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 покрыта вся континентальная часть территории листа, два

небольших разрозненных участка изучены в масштабе 1 : 50 000; на акваториальной части проведена профильная гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000. Магнитометрическими съемками среднего и крупного масштабов охвачена вся континентальная часть территории листа, небольшие разрозненные участки изучены в масштабе 1 : 25 000. Акваториальная часть листа покрыта профильной аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 1 500 000 и профильной гидромагнитной съемкой; на прибрежную часть акватории (около 50 % площади) выполнена профильная аэромагнитная съемка масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Примерно на трети континентальной части площади листа выполнена комплексная аэрогеофизическая (АГСМ + АМ) съемка масштаба 1 : 50 000, на нескольких участках – масштаба 1 : 25 000, а на одном небольшом участке – масштаба 1 : 10 000; на бассейн р. Омолон составлены сводные аэрогеофизические карты масштаба 1 : 50 000. Через западную часть территории листа в северо-восточном направлении на протяжении 250 км пройден сейсмический профиль 2-ДВ, сопровождающийся комплексом геофизических и геохимических исследований. По западной части площади листа в юго-восточном направлении пройдена короткая расщелка сейсмического профиля 3-ДВ.

Площадные сейсмические работы методом МОВ ОГТ по сети профилей проведены в акватории залива Шелихова в период 1981–2005 гг. в целях изучения геологического строения и оценки нефтегазового потенциала. В 1981–1982 гг. сейсморазведочные работы в комплексе с другими геофизическими методами проведены ВНПО «Союзморгео» в Пенжинской губе Охотского моря. Сейсморазведка проводилась по методике 24-кратного непрерывного профилирования по единой сети профилей 40 × 50 км. В 1989–1991 гг. сейсмоработы методом 48-кратного профилирования МОВ ОГТ проведены ОАО «Дальморнефтегеофизика» на Восточно-Шелиховском и Западно-Шелиховском участках Охотского моря. В течение 2004–2005 гг. сейсморазведочные работы 2D 96-кратного профилирования МОВ ОГТ по более обширной территории, включающей территорию листа Р-57, выполнены коллективом ОАО «Дальморнефтегеофизика» [312].

Подготовка комплекта карт масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения как геолого-картографической информационной основы федерального уровня, обеспечивающей формирование единого информационного пространства в сфере недропользования, проводилась по данным обобщения и анализа имеющейся информации, а также полевых геологических исследований. К началу составления ГК-1000/3 подготовлены опережающие геофизическая, геохимическая и дистанционная основы. Полевые исследования на опорных участках проводились для решения геологических задач и для уточнения закономерностей размещения, критериев прогноза полезных ископаемых и факторов рудоконтроля. В полевых работах участвовали Д. И. Алексеев, О. А. Беликова, В. Ф. Проскурнин, В. А. Салтанов, С. В. Серегин (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), В. В. Акинин, И. В. Брынько, А. С. Бяков, И. Л. Ведерников, А. М. Гагиева, Г. О. Ползуненков (ФГБУ «СКВНИИ»).

В процессе работ выполнена прогнозная оценка ресурсного потенциала территории с локализацией площадей, перспективных на обнаружение месторождений стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов

минерального сырья в пределах минерагенических подразделений территории, подготовлены паспорта перспективных объектов.

Основой комплекта карт явились материалы Государственной геологической съемки и доизучения масштаба 1 : 200 000, среднемасштабные карты первого и на часть территории второго издания, материалы проведенных геологопоисковых работ масштаба 1 : 50 000, а также сводные карты масштаба 1 : 500 000. На всех этапах подготовки картографических материалов использовались материалы опережающих основ, при решении геологических задач территории учитывались данные сводных и тематических исследований, материалы стратиграфических и петрографических совещаний, решения МСК. Выделение картографируемых подразделений выполнено в соответствии с Легендой Верхояно-Колымской серийной легенды с небольшими дополнениями. Данные о минерагении территории показаны на карте полезных ископаемых, в основу которой положены материалы карты полезных ископаемых масштаба 1 : 500 000 Колымо-Омолонского региона, адаптированные к масштабу и уточненные по результатам более поздних исследований и Государственного баланса запасов полезных ископаемых Магаданской области по состоянию на 1.01.2019 г., а также материалов Госгеолкарты-200/2, данных ГСР-50 и полевых исследований, проведенных в процессе составления карты. Работы по созданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа Р-57 (Эвенск) проводились ФГБУ «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург) при участии (на условиях подряда) специалистов ФГБУ «СКВНИИ» и «ВНИИОкеангеология». Ответственный исполнитель комплекта в целом В. М. Кузнецов, по акваториальной части, выполненной в ФГБУ «ВНИИОкеангеология», А. Н. Усов.

Полный комплект карт включает геологическую карту дочетвертичных образований, карту четвертичных образований, карту полезных ископаемых, карту закономерностей размещения полезных ископаемых и литологическую карту поверхности дна акватории.

В зарамочных частях карт приведены различные мелкомасштабные и обзорные схемы, иллюстрирующие те или иные особенности территории. На схемах показано глубинное строение территории, структура территории, минерагеническое районирование, особенности геоморфологии и гидрогеологии, для акваториальной части листа составлена схема прогноза на нефть и газ. Выполнены схемы структурно-формационного районирования для главных (девяти) этапов и подэтапов эволюции региона, на основе которых построена легенда геологической карты, составленная в целом в соответствии с Легендой Верхояно-Колымской серии листов.

Объяснительную записку к комплекту Госгеолкарты-1000/3 листа Р-57 (Эвенск) подготовил коллектив специалистов ФГБУ «ВСЕГЕИ», «СКВНИИ» и «ВНИИОкеангеология». Авторы разделов записки перечислены в оглавлении.

Комплект карт включает цифровую модель в формате ArcGis 10.0, которая сопровождается базой данных в формате ACCESS. Цифровая модель карт создана О. В. Желебoglio. В базе данных, собранной Д. И. Алексеевым, О. А. Беликовой, Е. В. Шпикерманом, приводятся данные о проведенных полевых исследованиях, сведения о полезных ископаемых, о стратотипах и петротипах выделенных геологических подразделений, результаты изотопного

датирования пород, химические составы гранитоидных массивов, археологические памятники. В базу данных также помещены созданные для листа Р-57 геофизическая, геохимическая и дистанционная основы.

Авторы листа и объяснительной записки признательны сотрудникам ФГБУ «ВСЕГЕИ», так или иначе способствовавшим выполнению работы, особенно экспертам за внимательное и строгое рассмотрение материалов, во многом помогавшее улучшению их качества. Мы благодарны сотрудникам других организаций, делившихся свежей и нужной информацией по территории листа: В. Н. Егорову (АО «Полиметалл»), В. Г. Ермоленко (СВПГО), В. В. Петухову и Л. А. Лушникову (Хабаровский филиал ТКЗ).

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа, охватывающая разновозрастные структурные элементы различного режима развития, включает обнажающиеся в той или иной мере стратифицированные метаморфические, осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования от архея до современной эпохи. Наиболее распространены преобладающие на площади девонские, триасовые, юрские и меловые осадочные и вулканогенные образования, они характеризуются большим разнообразием и расчленены на подразделения согласно принятому структурно-формационному делению на местные подразделения (серии, свиты, реже подсвиты), для вулканогенных образований выделяются вулканические комплексы. Применяются вспомогательные подразделения (толщи, подтолщи), в акватории залива Шелихова – сейсмокомплексы; четвертичные отложения разделены на звенья, ступени и генетические типы. Картографируемые подразделения в целом соответствуют Легенде Верхояно-Колымской серии листов Госгеолкарты-1000/3, учитывались также решения МСК по Третьему стратиграфическому совещанию по Северо-Востоку, (2009 г.). В соответствии с составом и палеогеографическими условиями накопления структурно-вещественных комплексов на территории листа различаются основные Омолонская, Яно-Колымская, Вилигинская, Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоноская) и Охотоморская структурно-формационные области (СФО), подразделяющиеся на зоны (СФЗ) и стратиграфические районы (СР). По структуре, мощности комплексов и их соотношению между собой возможно выделение нескольких крупных этапов развития территории: рифейско-раннепалеозойского, среднепалеозойского, позднепалеозойско-мезозойского и позднемезозойского; в пределах названных этапов возможно и целесообразно выделение подэтапов, в основном отвечающих трансгрессивно-регрессивным циклам осадконакопления.

Обнажающиеся в разрозненных выступах архейские метаморфические образования относятся к единой Омолонско-Тайгоносской СФО, которая подразделяется на зоны и стратиграфические районы. Согласно проведенным реконструкциям, выступы дорифейского основания обычно характеризуются индивидуальными чертами строения и расчленения метаморфических образований.

Выходящие на поверхность образования рифейско-раннепалеозойского и среднепалеозойского этапов характеризуют в основном Омолонскую область, в составе которой выделяются Коркодонская (Юкагирская) и Ауланджинская структурно-формационные зоны со стратиграфическими районами.

Преобладающие по распространению отложения позднепалеозойско-мезозойского этапа известны во всех областях, в составе Яно-Колымской СФО выделяются Хетагчанская и Гижигинская зоны, подразделяющиеся на стратиграфические районы. В краевых частях выделяются Вилигинская и Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоноская) области, разделяющиеся на зоны и районы.

Преимущественно континентальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования позднемезозойского этапа слагают в основном Охотско-Чукотский вулканический пояс (область), в составе которого на территории листа выделяются Охотская, Пенжинская и Перивулканическая СФЗ с двучленным делением на районы. Палеоген-неогеновые и четвертичные отложения в той или иной мере встречаются повсеместно, наиболее сконцентрированы они в пределах Гижигинской неотектонической впадины и в акватории залива Шелихова. В рамках листа выделяются части Верхояно-Чукотской, Охотоморской и Корякско-Камчатской областей с собственными структурно-фациальными (формационными) зонами и районами. Интерпретированные в акватории (Охотоморская область) сейсмокомплексы распределены по Южно-Гижигинской, Шелиховской и Пенжинской структурно-фациальным зонам (СФЗ).

АРХЕЙСКАЯ АКРОТЕМА

Архейские метаморфические образования вскрываются в бассейне р. Омолон и на полуостровах Тайгонос и Вархалам в составе Омолон-Тайгоносской СФО. Для архейских образований устанавливается глубокий метаморфизм (гранулитовая и амфиболитовая фации) и в различной, иногда высокой степени проявленная гранитизация. Стратификация и расчленение архейских образований имеет в целом двойственную природу и отражает, с одной стороны, первичную слоистость дометаморфического субстрата, с другой стороны – химически избирательный и латерально неравномерный характер гранитизации с тенденцией нивелирования вещественной неоднородности субстрата [177].

Докембрийские метаморфические образования территории листа изучались многими исследователями, начиная с Е. С. Бобина (1931 г.), И. Р. Якушева (1947 г.) и В. Н. Липатова (1957 г.), вопросы расчленения и вещественного состава образований в последнее время решались в основном Б. С. Левиным, И. Л. Жулановой, В. М. Шевченко. Выявились два подхода к расчленению докембрийских метаморфитов: подход с выделением метаморфических комплексов, не подчиняющихся строгой синхронности, и подход, использующий все возможные признаки стратиграфической корреляции и максимально дробного деления на стратоны. Первый подход, реализованный в частности на геологической карте Колымо-Омолонского региона [113], развивался В. М. Шевченко, второй подход применялся Б. С. Левиным и И. Л. Жулановой, последний подход отражен в Решениях 3-го стратиграфического совещания [177] и принят в Легенде Верхояно-Колымской серии листов [348].

Прямые признаки первичного состава метаморфических образований редки, но отмечаемое всегда общее слоистое строение серий, вероятно, отражает не только проявление метаморфической дифференциации, но и грубую первичную неоднородность. Представления о первично осадочном происхождении метаморфических образований и возможности их корреляции находят подтверждение, в первую очередь, на примере присутствующих в разрезах кальцифиров, мраморов, кварцитов.

НИЖНИЙ АРХЕЙ

Все архейские метаморфические образования в соответствии с результатами изотопных исследований и признаками коррелятивных сопоставлений относятся к нижнему архею. Разобщенные их выходы представляют единую область, подразделяющуюся на Ауланджино-Крестикскую, Рассошинско-Авековскую и Коркодон-Вархаламскую СФЗ с делением иногда на районы.

Крупные выходы архея сосредоточены в бассейне р. Омолон, где выделяются Ольдянинский и Коаргычанский выступы, а южнее еще небольшой Хивачский выступ; восточнее располагаются Закороннинский и Ауланджинский выступы, представляющие собой фундамент Омолонского массива. В бассейне р. Парень выходы архея слагают Хопкинейский выступ, на п-ове Тайгонос – Авековский блок.

Омолоно-Тайгоносская СФО (13)

Ауланджинско-Крестикская СФЗ (13.1)

Нижнеархейские образования зоны вскрыты в Ауланджинском выступе фундамента Омолонского массива, разделены на золотогорскую и приискательскую серии [177]. В ядре куполовидного блока вскрываются породы золотогорской серии, с запада обрамленные толщами приискательской серии; восточное крыло купола срезано разломом. Устанавливается структурное несогласие между сериями [81, 83]. Образования золотогорской серии характеризуются изоклиальной складчатостью и тектоническим разлинзованием, чарнокитизацией и отличаются в целом пологим залеганием, составляя кровлю купола. Метаморфиты приискательской серии образуют круто наклонное периклиналиное обрамление купола с запада и северо-запада.

Золотогорская серия (AR_1Z_1) выделена Б. С. Левиным [124], названа по географическому пункту Поварня Золотогорская в верховьях р. Бол. Ауланджа. Выходы пород серии распространены на правом берегу р. Бол. Ауланджа, в бассейнах рек Анманджа, Крестик; основание серии не вскрыто. Золотогорская серия образована в основном кристаллосланцами, гнейсами и амфиболитами. Для нижней трети разреза серии характерны амфибол-двуспироксеновые (иногда с гранатом) кристаллосланцы, составляющие разноразмерные реликтовые тела среди чарнокитоидов анманджинского комплекса. Присутствуют лейкократовые гнейсы с включениями граната, биотита, гиперстена, кордиерита. В средней, глубоко гранитизированной части имеются небольшие тела амфиболовых эклогитов и других бесполе-

вошпатовых пород: предположительно, древние протрузии [83]. В верхах субстрат представлен биотит-гранатовыми гнейсами, иногда с силлиманитом и (или) кордиеритом, реже двупироксеновыми кристаллосланцами и амфиболитами. Отмечаются линзовидные тела жедрит-гранатовых пород, иногда с сапфирином, бронзитом, флогопитом и плагиоклазом. Мощность серии – около 4000 м. В принятом объеме серия отвечает омолоному надгоризонту (омолонии).

Первичная природа, предположительно, слоистого субстрата точно не установлена. Исторически Е. С. Бобиным высказывалось суждение о формировании всей гаммы пород Ауланджинского блока за счет изменения древнейших ультрабазитов [277], в дальнейшем М. Л. Гельман, развивая этот взгляд, решил, что двупироксеновые кристаллосланцы образовались в результате гранитизации амфиболовых эклогитов [48]. В то же время по анализу геолого-петрографических особенностей пород и на основании петрохимических реконструкций можно считать, что основные кристаллосланцы и лейкократовые гнейсы низов золотогорской серии отвечают метаморфизованным в условиях гранулитовой фации базальтоидам и плагиориолитам соответственно [149]. Амфиболовые же эклогиты могут интерпретироваться как тектонические отторженцы нижнекоровых (квазиинтрузивных, инфракрустальных) образований [81].

Принятый возраст подтверждается датой 3,4 млрд лет, полученной U-Pb методом по циркону [20] из гранитогнейсов пустогорского комплекса завершающего этапа метаморфизма в районе. Для кристаллосланцев и гнейсов Pb-Pb изохронным методом по валовым пробам пород определен возраст в 3,25 млрд лет [199]. Детальный анализ цирконов из тела гранатовых жедритов среди эклогитоподобных пород выявил наиболее раннее время становления полиметаморфического комплекса, отвечающее раннему архею (3,22–3,25 млрд лет, возможно, до 3,4 млрд лет) [8].

Приискательская серия (AR_{pr}) выделена Б. С. Левиным [123], название дано по одному из притоков р. Бол. Ауланджа, в среднем и нижнем течении которой находятся выходы пород серии. Со структурным несогласием залегает на породах золотогорской серии, контакт осложнен древним нарушением, залеченным разновозрастными гранитогнейсами [81, 123], перекрывается несогласно лежащими породами рифея. Граница с подстилающей золотогорской серией рассматривается в качестве хроностратиграфического рубежа омолония и ауланджиния. Серия представлена главным образом амфиболитами, гнейсами, плагиогнейсами, отличается значительной пестротой состава при ясно выраженной стратификации разреза. В основании серии отмечаются гранатиты и эклогитоподобные кристаллосланцы. В нижней части наблюдаются диопсидсодержащие амфиболиты, лейкократовые биотитовые, биотит-гранат-силлиманитовые, биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы. К мощным телам амфиболитов нередко тяготеют линзы мусковитовых кварцитов метасоматической природы. В верхней части преобладают биотит-гиперстеновые, амфибол-биотит-двупироксеновые кристаллосланцы, гранат-биотит-гиперстеновые, гранат-биотитовые, кордиерит- и гиперстенсодержащие гнейсы и биотитовые плагиогнейсы [75]. Мощность серии – до 10000 м.

Раннеархейский возраст принимается по соотношению с гранитогнейсами пустогорского комплекса (3,4 млрд лет).

Рассошинско-Авековская СФЗ (13.2)

Верхнеомолонский СР (13.2.1)

Грозненская серия (AR_1gr) выделена в качестве комплекса А. В. Чайцыным [335], позже переведена в ранг серии [288]. Распространена на Ольдянинском, Коаргычанском и Хивачском выступах Омолонского массива. Наиболее значительные фрагменты разреза серии расположены в бассейне р. Нючали и в истоках р. Нодди (левый приток р. Омолон). Подстилающие образования не вскрыты. Серия с несогласием перекрывается рифейскими толщами. Сложена в основном плагиогнейсами, амфиболитами, кристаллосланцами; характеризуется преобладанием лейкократовых плагио- и двуполевошпатовых гранатосодержащих гнейсов с прослоями полиминеральных (биотит-диопсид-амфиболовых и биотит-двупироксеновых) кристаллосланцев и биотитсодержащих амфиболитов. Изредка встречаются плагиогнейсы с биотитом, гиперстеном, гранатом, диопсидом (в разных сочетаниях), кальцифиры. Мощность серии – не менее 1000 м.

В бассейне р. Ольдяни в составе серии распространены разнообразные гранатосодержащие гнейсы, клинопироксеновые, клинопироксен-амфиболовые и гиперстеновые кристаллосланцы, по химическому составу отвечающие базальту и андезибазальту [235]. В верховьях р. Нодди отмечается значительная роль основных пород (гранат-куммингтонитовые, гранат-антофиллит-куммингтонитовые и другие кристаллосланцы), присутствуют ультраосновные породы (пироксенолиты, голомеланократовые амфиболиты).

Из метаморфитов Коаргычанского выступа выполнен химический анализ: амфиболовый гнейс (обр. 104) по составу отвечает кварцевому диориту, а биотит-мусковитовые двуполевошпатовые гнейсы (обр. 108-1, 110) соответствуют граносиениту и умереннощелочному лейкограниту); породы отличаются высокими содержаниями бария и свинца (прил. 3).

Из куммингтонит-тремолитового кристаллосланца, химический состав которого отвечает андезибазальту, был выделен циркон для определения изотопного U-Pb возраста. По дискордии, построенной по анализу трех фракций циркона и апатита, интерпретирован раннеархейский ($3,247 \pm 0,153$ млрд лет) возраст [75].

Очакчано-Закороннинский СР (13.2.2)

Закороннинская серия (AR_1zk) выделена И. Л. Жулановой [288]. Серия слагает Закороннинский выступ, отдельные части разреза серии расположены в бортах долины р. Омолон. Основание серии не вскрыто, она с несогласием перекрывается рифейскими отложениями. Серия образована преимущественно гнейсами, плагиогнейсами и кристаллосланцами; в ее составе преобладают биотитовые, гранат-биотитовые и двупироксеновые графитсодержащие гнейсы, постоянно присутствуют гранатовые и амфиболовые

плагиогнейсы, амфибол-двупироксеновые, гранат-биотитовые и гранат-биотит-ортоклазовые кристаллосланцы, амфиболиты, кальцифиры. Мощность – не менее 2000 м.

В соответствии с данными Rb-Sr изохронного датирования гнейсов: $3,76 \pm 0,11$ млрд лет, возраст серии раннеархейский [319].

Авековский СР (13.2.3)

Пургоноская серия (AR₁pg) выделена В. Н. Липатовым (1958 г.) как нижняя серия в двучленном авековском метаморфическом комплексе. Распространена в бассейнах рек Бол. Чайбуха, Авекова, Парень, отдельные части разреза серии изучены в среднем течении р. Авекова, в районе устья р. Пылгин, по левому притоку которой и присвоено название серии. В составе Авековского блока докембрий слагает ядра куполовидных антиклиналей. Подошва серии не вскрыта, согласно перекрывается косовской серией.

Пургоноская серия сложена гнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами. В нижней и верхней частях разреза серии преобладают среднезернистые, реже мелкозернистые гранат-биотитовые графитсодержащие, силлиманит-гранат-биотитовые и биотит-двупироксеновые гнейсы. В средней части разреза они дополняются гранат-биотит-гиперстеновыми и двупироксеновыми кристаллосланцами, а также амфиболитами, эклогитоподобными и бесполовошпатовыми кристаллосланцами. Верхи разреза маркируются графитсодержащими (до 2 %) разностями гранат-биотитовых гнейсов. Мощность – 3000–3500 м. Принятый возраст серии подтверждается ее расположением под нижнеархейской косовской серией.

Косовская серия (AR₁ks) выделена В. Н. Липатовым (1958 г.), распространена там же, где и пургоноская серия. Отдельные части разреза обнажены и описаны в среднем течении р. Авекова, в бассейне ее левого притока – руч. Косовый, от которого серия и получила свое название. Залегает без видимого несогласия на породах пургоносской серии.

Образована в целом амфиболитами, плагиогнейсами, кристаллосланцами. В нижней половине разреза преобладают среднезернистые диопсидсодержащие амфиболиты, присутствуют гранат-биотитовые плагиогнейсы и биотит-двупироксеновые кристаллосланцы, в верхней – грубополосчатые гололейкократовые плагиогнейсы и кварцитогнейсы, включающие линзы амфиболитов, доломитовых мраморов, кальцифиров и пачки тонкого переслаивания их с высокоглиноземистыми гнейсами, диопсидовыми плагиогнейсами, основными парапородами. В бассейне р. Парень в основании серии залегает толща (не менее 2000 м) гранитизированных среднезернистых амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов; выше залегают лейкократовые амфиболовые гнейсы, содержащие графит (до 10 %), в верхней части разреза встречаются линзы высокожелезистых (альмандин-эулитовых) сланцев. Мощность – до 3500 м.

Химический состав биотитового двуполовошпатового гнейса из бассейна р. Пылгин (обр. 513-3) отвечает умереннощелочному лейкограниту, характеризуется повышенными содержаниями редкоземельных элементов (прил. 3).

Датирование цирконов из этого образца U-Pb методом выявило, вероятно, «омоложенный» раннепротерозойский (1774–2047млн лет) возраст.

Раннеархейский возраст подтверждается датой 3,1 млрд лет, полученной Pb-Pb изохронным методом по валовым пробам амфиболитов и амфиболовых гнейсов из пород серии бассейна р. Авекова [199]. Для мигматизированного амфиболита из того же района K-Ar методом определена дата в 2,88 млрд лет [81].

Коркодон-Вархаламская СФЗ (13.3)

Вархаламо-Вавачунский СР (13.3.1)

Екатерининская серия (AR₁~~ok~~) выделена И. Л. Жулановой (1982 г.), название дано по мысу Екатерина (западное побережье Гижигинской губы), к северу от которого в береговых обрывах обнажен стратотипический разрез серии [81, 328]. Распространена в восточной части п-ова Вархалам. Подстилающие образования не вскрыты. Серия в большинстве своем представлена плагиогнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами. В нижней и средней частях разреза преобладают амфибол-биотитовые (гранат- или эпидотсодержащие) и гранат-биотитовые плагиогнейсы, переходящие в амфибол-биотитовые и амфибол-биотит-эпидотовые кристаллосланцы, амфиболиты; в верхней части – диопсидовые кварциты, кальцифиры, мраморы, амфибол-диопсидовые и биотит-амфибол-диопсидовые гнейсы. Мощность – до 8000 м. В схеме региональных сопоставлений серия отвечает екатерининскому надгоризонту (екатеринию). Принадлежность к нижнему архею устанавливается на основании корреляции по комплексу геолого-петрологических и литолого-фациальных признаков со становием сибирской шкалы [81].

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Верхнепротерозойские отложения, представленные в основном рифейскими и, фрагментарно, вендскими подразделениями, принадлежат к Коркодонской и Ауланджинской СФЗ Омолонской области, вскрываются преимущественно на левобережье р. Ольдяни, в верховьях р. Кедон и левобережье р. Бол. Авландя. Незначительные по площади выходы рифейских образований закартированы также на правобережье р. Парень.

РИФЕЙ

Омолонская СФО (6)

Коркодонская, Ауланджинская СФЗ (6.1, 6.2)

Рифейские отложения изучались Р. С. Фурдурем [223], К. В. Симаковым [192] и (позднее) В. Т. Работновым [172]. Последний предложил схему их расчленения, изучив стратотипические разрезы нючалинской, заросшинской и ольдянской свит по руч. Маяк (Кедон-Мунугуджакское междуречье).

В Легенде рифейские отложения для всей площади распространения объединены в маякскую серию [348]. От подстилающих пород фундамента рифейские образования отделены резко выраженным угловым и азимутальным несогласием.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Нючалинская свита (RF₂nc) залегает с угловым несогласием на архейских метаморфических породах, местами по метаморфитам развивается древняя кора выветривания [217, 223]. Распространена преимущественно на левобережье р. Ольдяни и в верховьях р. Кедон, фрагментарные выходы ее зафиксированы на левобережье р. Бол. Авландя и на правобережье р. Парень.

Свита образована пестроцветными кварцитопесчаниками с прослоями и линзами гравелитов, пачками филлитизированных глинистых и известково-глинистых сланцев; отмечается пачка (110 м) строматолитовых известняков с остатками *Baicalia aimica* Nuzhn. среднерифейского возраста. Местами в основании залегают буровато-серые, вишнево-красные гравелиты (0,7 м) с мелкой галькой кварца и линзовидными скоплениями глауконита (руч. Маяк [332]); песчаники с галькой железистых кварцитов (руч. Магнетитовый); пласт гематитовых кварцитопесчаников (до 7–8 % гематита) мощностью около 3 м и протяженностью в 20 км (бассейн р. Ольдяни [335]).

На правобережье р. Парень свита представлена темно-серыми глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями среднезернистых кварцитовидных песчаников и линзами пелитоморфных известняков общей мощностью до 150 м, сопоставляются с верхней частью стратотипа. Возраст свиты – средний рифей.

Мощность свиты по площади изменчива, увеличивается в восточном направлении от 50–60 до 550 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Заросшинская свита (RF₂₋₃Zr) залегает согласно на нючалинской, нижняя граница проводится по подошве пестроцветных известняков. Свита отличается преимущественно карбонатным составом, сложена пестроцветными, вишнево-красными и светло-серыми тонко- и мелкокристаллическими известняками, в верхней части разреза присутствует пачка (80–90 м) светло-серых мелкозернистых кварцитопесчаников. На правобережье р. Парень в составе свиты появляются прослойки алевролитов и глинистых сланцев. Мощность свиты в стратотипе – 260–300 м, иногда (бассейн р. Нючали) увеличивается до 450 м. В нижней части разреза содержатся среднерифейские *Malginella malgica* Kom. et Semich., а в средней и верхней – позднерифейские строматолиты: *Parmites aimicus* (Nuzhn.), *Inzeria tjomussi* Kryl., *Baicalia maica* Nuzhn., *Gymnosolen ramsayi* Steinm. Принят средне-позднерифейский возраст.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Ольдянская свита (RF_3ol) на заросшинской свите залегает согласно, связана с ней постепенным переходом. Нижнюю половину ее разреза составляют серые, светло-серые, местами буроватые кварцитопесчаники, которые сменяются выше алевролитами с подчиненными прослоями песчаников и светло-серыми тонкослоистыми известняками. Мощность свиты увеличивается в восточном направлении с 280–300 до 450 м.

На левобережье верхнего течения р. Омолон, в бассейне р. Ольдяни к верхнерифейским образованиям принадлежат кварцитопесчаники и хлорит-серицитовые сланцы с базальными гравелитами и конгломератами в основании, содержащими магнетитовую гальку; пачка пестроцветных известняков, мергелей и глинистых сланцев.

Условно к ольдянской свите отнесены метасоматические образования (фениты) экзоконтактной части Анмандыканского массива и массива Молькаты на левобережье р. Омолон. При почти полной перекристаллизации и калишпатизации в этих образованиях отмечаются реликты слоистости, по ряду косвенных признаков предполагается первичный карбонатно-терригенный состав отложений, принимается позднерифейский возраст. По образцам известняков, песчаников и гравелитов из нижней части разреза Rb-Sr изохронным методом установлен возраст 824 ± 58 млн лет, что соответствует позднему рифею, вероятно, времени завершения метазенеза отложений.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Тройная свита (Vtr). Выделение свиты обосновано О. Н. Ивановым [89], стратотипической местностью являются бассейны ручьев Тройной и Вилка, притоков рек Русская (Омолонская). На подстилающей ольдянской свите залегает несогласно с размывом, с горизонтом (5 м) конгломератов и брекчий в основании. Свита сложена темно-серыми известняками с прослоями известковистых алевролитов. Мощность – 38–45 м. В известняках обнаружены остатки вендских *Linella* Kryl., что и определяет возраст свиты.

ПАЛЕЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские отложения распространены на севере и северо-востоке территории, в пределах Омолонской СФО, менее значительные выходы тех или иных частей разреза этого возрастного интервала установлены в Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской (Кони-Тайгоносской) областях.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ПАЛЕЗОЙ. ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения закартированы в относительно небольших выходах в бассейне р. Омолон и на п-ове Тайгонос. Схема структурно-фациального районирования ордовикских отложений для Северо-Востока Азии разработана М. М. Орадовской [155, 156].

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнеордовикские отложения обнажаются в верховьях рек Русская Коркодонская, Бродная, небольшие выходы отмечаются на левобережье р. Омолон. Изучены М. М. Орадовской [155], которая в стратотипическом разрезе на руч. Стрелок (приток р. Русская Коркодонская) выделила лукскую свиту; в Ауланджинской зоне закартирована тереховская толща.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Лукская свита (O₁k) вскрывается в основании разреза ордовикских отложений, подошва свиты и подстилающие образования не наблюдались.

Свита имеет отчетливое трехчленное строение. В нижней части залегает мощная (до 100–150 м) пачка светлых сахаровидных доломитов, сменяющихся выше серыми и зеленовато-серыми доломитистыми и доломитизированными известняками, перекрытыми в свою очередь пачкой чередования буровато- и зеленовато-серых глинистых мелкозернистых и песчанистых, строма-толитовых, оолитовых, иногда детритовых известняков и слюдистых известково-глинистых сланцев. Мощность свиты достигает 650 м.

Возраст свиты определен по комплексу ранне-позднетремадокских брахиопод *Apheorthis ocha* (Wal.), *Aph. cf. melita* (H. et Wh.), *Tetralobula korkodonensis* Or., *Syntrophopsis minor* Ul. et Coop. и др., в низах свиты найдены колпачковидные гастроподы и многочисленные конодонты (зона *Cordylo-dus proavus*), характеризующие верхи кембрия [246]. Нижнюю часть разреза отложений после детального изучения, вероятно, следует выделить в новое верхнекембрийское подразделение; подобные образования на территории и в ближайшем окружении не картировались.

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Здесь нижнеордовикские отложения, выделенные в тереховскую толщу, развиты фрагментарно на левобережье р. Омолон.

Тереховская толща (O₁tr) выделена М. Х. Гагиевым в процессе составления геологической карты Колымо-Омолонского региона [113], соответствующие ей отложения впервые описаны М. И. Тереховым и В. Н. Дорогим [212]. Толща залегает с несогласием на архейских метаморфических образованиях, базальные слои представлены маломощными конгломератами.

Толщу слагают пачки чередования известняков светло- и темно-серых, иногда розоватых или зеленоватых массивных или комковатых чистых, а также глинистых, песчанистых или с примесью вулканического пепла, чередующихся с пластами зеленоцветных известковистых сланцев и туффитов. Мощность изменяется от 200–250 до 300–400 м. Органические остатки представлены брахиоподами плохой сохранности *Finkelburgia* sp. indet., остракодами и довольно многочисленными конодонтами *Polycostatus falsionetoensis* (Zi et Barnes), *Paltodus(?) bassleri* (Furnish), *Scolopodus subrex* (Zi et Barnes),

Drepanoistodus angelensis Harr., *Dr. concavus* (Br. et M.), определяющими раннеордовикский (тремадокский) возраст толщи [75].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

К нижнему–среднему ордовику на Омолонском массиве отнесена урскульская свита. Предположительно, ниже-среднеордовикские отложения выделены на п-ове Тайгонос на основании сопоставления с разрезом ордовика Ганычаланского поднятия.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Урскульская свита ($O_{1-2}ur$) залегает на лукской согласно, связана постепенным переходом. Свита сложена пестроцветными разнокристаллическими чистыми, комковатыми, глинистыми, алевритистыми, песчанистыми, а также детритовыми известняками, в верхней части обычно чередующимися с мергелями и сланцеватыми аргиллитами; в низах свиты изредка встречаются пласты доломитов. Суммарная мощность увеличивается в восточном направлении (от 250 до 375–435 м), соответственно, возрастает и роль известняков в строении стратона.

Возраст свиты основывается на находках ранне-среднеордовикских брахиопод *Angarella plana* Kol., *Omolonia korolkovi* Or., *Polytoechia planodorsata kolymica* Or., гастропод *Archinacella subrotunda* Ul. et Sc. и др. Конодонты, обнаруженные в породах свиты, характеризуют зону *Cordylodus angulatus* средней части нижнего тремадока [246], с учетом этого свиту следует коррелировать с интервалом от средней части тремадока до флоского и, возможно, дапинского ярусов ордовикской системы.

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

К ниже-среднеордовикским отложениям отнесены обнажающиеся в тектонических блоках на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования, объединенные в уттывеемскую толщу.

Уттывеемская толща ($O_{1-2}ut$) выделена И. Л. Жулановой [287], соотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями не наблюдались. Толщу составляют существенно вулканогенные (апобазитовые) породы, преобразованные процессами интенсивного рассланцевания и перекристаллизации в зоне смятия в амфиболовые и хлоритовые кристаллосланцы и амфиболиты [226]. Относительно слабо метаморфизованные фрагменты разреза толщи обнажаются на правобережье нижнего течения р. Кенгеем. Среди исходных пород реконструируются базальты, их туфы, туфопесчаники, углисто-глинисто-кремнистые и известково-кремнистые сланцы, доломиты.

И. Л. Жуланова присутствие линз крупнокристаллических доломитов считает характерным признаком толщи. Мощность толщи – не менее 1000 м.

Условно ранне-среднеордовикский возраст принимается на основании структурного соотношения с более молодой усть-кенгевеевской толщей.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Среднеордовикские отложения распространены там же, где и нижнеордовикские, составляя верхнюю часть общего разреза ордовикских отложений. Разделены на муруланскую и хитанинскую свиты.

Муруланская свита (O_2m) согласно залегает на урскульской; ее стратотип находится севернее, за территорией на р. Мурулан (бассейн р. Моланджа) [155]. Свита сложена разнообразными пестроцветными известняками, чередующимися с розовато-серыми известковистыми алевролитами и иногда с глинистыми сланцами. Мощность свиты увеличивается в восточном направлении от 40 до 125 м. В породах обнаружены комплексы брахиопод *Notorthis delicatula* Ul. et Coop., гастропод *Palaeacmala* cf. *humilis* Ul. et Sc., *Tropidodiscus* cf. *pusillus* Per. и др., отвечающие среднеордовикской эпохе. С учетом положения в разрезе принимается соответствие возраста свиты дарривильскому веку (эльгенчакский горизонт).

Хитанинская свита (O_2hn) выделена К. В. Симаковым [192] в ранге толщи и переведена в ранг свиты М. М. Орадовской [155], согласно залегает на муруланской; ее лектостратотип – на р. Мурулан.

Свита образована пестроцветными кварцевыми песчаниками и алевролитами с пластами зеленовато-розоватых доломитизированных известняков с неопределимыми микрофитолитами. Мощность увеличивается в восточном направлении с 200 до 500–550 м. На основании стратиграфической позиции, возраст свиты принят, как среднеордовикский (лачугский горизонт).

Тайгоносско-Западно-Корьякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Предположительно, к среднеордовикским отнесены метаморфизованные осадочные и вулканогенные образования южной части п-ова Тайгонос, где они выделены И. Л. Жулановой в усть-кенгевеевскую толщу [287, 288].

Усть-кенгевеевская толща ($O_2ик$) обнажается на восточном побережье п-ова Тайгонос в тектоническом блоке, являясь фрагментом кровли гранитоидного массива. Соотношение с более древними образованиями не наблюдалось. Породы подвержены значительному динамотермальному и контактовому метаморфизму, превращены в филлиты и «узловатые» кордирит-биотитовые роговики [225]. Среди относительно слабо метаморфизованных пород реконструируются углисто-кремнистые и глинистые сланцы, известняки, в подчиненном количестве присутствуют туфопесчаники, туффиты, туфы и лавы базальтов. Мощность толщи – до 1000 м.

Среднеордовикский возраст основывается на обнаруженных в прослоях известняков в средней части разреза остатках конодонтов *Scolopodus* sp., *Protopanderodus* sp., *Periodon?* sp., характерных, по мнению М. Х. Гагиева, для среднеордовикских отложений. Галька метаморфических сланцев, сходных с породами усть-кенгевеевской толщи, содержится в базальном горизонте нижнекаменноугольной базовской толщи.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения представлены всеми тремя отделами системы и на территории листа распространены в пределах Омолонской СФО в ее Коркодонской и Ауланджинской зонах, частично в Гижигинской зоне Яно-Колымской СФО. Формирование девонских образований совпадает с началом крупного цикла седиментогенеза, начавшегося после длительного перерыва в осадконакоплении. На территории листа устанавливается несогласное перекрытие девонскими толщами архейских метаморфических образований, рифейских и ордовикских отложений.

Наибольшим распространением пользуются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования широкого возрастного диапазона, традиционно объединяемые в сложно организованную кедонскую серию, которая является характерным элементом строения Омолонского массива. Первоначально эти образования в бассейне р. Омолон в качестве среднепалеозойской «пестроцветной» свиты были описаны Л. А. Снятковым и В. М. Сергиевским (1940 г.) по материалам работ 1936–1938 гг. Ф. К. Рабинович, В. В. Лебедева, Р. Р. Зиверта, С. В. Новикова, Б. А. и Л. А. Снятковых. По предложению А. А. Николаева на Стратиграфическом совещании (Магадан, 1957 г.), эти образования были выделены в кедонскую серию. На основании единичных находок отпечатков *Archaeopteris* sp., а также сходства с аналогичными толщами Казахстана и Кураминского хребта (Узбекистан) первоначально был принят среднепозднедевонский возраст серии.

Позднее эти отложения изучались К. В. Симаковым и В. М. Шевченко (1974 г.), которыми были намечены основные черты строения серии, выделены две (нижняя и верхняя) ее подсерии, несколько уточнен возраст отложений, в частности верхнекедонской подсерии присвоен позднедевонско-раннекаменноугольный возраст [195]. Пространственное распределение петрохимических особенностей и возраста вулканитов изучалось П. П. Лычагиным [98, 133]. Им были выделены зоны с преимущественным развитием калиевых умереннощелочных образований, пород известково-щелочной серии и трахиандезитовой формации. Изучение вулканитов кедонской серии, в т. ч. их изотопного возраста Rb-Sr методом было предпринято также В. С. Шульгиной и др. (1991 г.) в процессе проведения КФ ГК масштаба 1 : 500 000 [349].

Громадный материал по детальному расчленению вулканогенного комплекса получен в процессе крупномасштабного геологического картирования, проведенного в 1970–1980-е годы И. Ю. Габаком, А. Г. Егоровым, Т. Б. Русаковой, А. В. Чайцыным, В. Н. Шаминам и другими геологами. По результатам этих работ в пределах Коркодонской СФЗ выделяются подзоны с собственными

толщами, количество которых значительно возросло. Получены дополнительные данные для обоснования возраста образований, наметилась этапность проявлений вулканических процессов, дополнительно изучен химический состав вулканитов. Вместе с тем эти материалы, существенно пополнив банк петрохимических данных, в значительной мере сnivelировали выявленные раннее различия [349]. Обнаружилось, что повсеместно в составе кедонской серии преобладают лавы умереннощелочной (латитовой) серии, в меньшей мере присутствуют известково-щелочные вулканиты. Определилось трехчленное строение кедонской серии: нижняя часть представлена лавами и туфами преимущественно среднего–основного состава, средняя – лавами, туфами и игнимбритами кислого и умереннокислого состава; верхняя – вулканогенно-осадочная распространена на юге и юго-востоке Омолонского массива.

Возраст кедонской серии все еще является предметом дискуссий. При полевых работах по листу была предпринята попытка определения возраста вулканогенных пород в основном средней части разреза вулканитов и комагматических субвулканических тел изотопным (U-Pb SHRIMP) методом; в результате были получены даты в интервале 385–355 млн лет, что соответствует среднему–позднему девону, частично раннему карбону.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Нижне-среднедевонские образования, представленные вулканитами преимущественно среднего состава, распространены в Коркодонской СФЗ Омолонской СФО, где выделены в ачеканский вулканический комплекс. Покровные вулканиты в целом представляют нижнюю подсерию кедонской серии.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Ачеканский вулканический комплекс андезибазальт-риолитовый

Левokedонский и Кедон-Омолонский СР (6.1.3, 6.1.4)

Нижне-среднедевонские вулканогенные образования вскрываются на левобережье р. Омолон, где они отнесены к ачеканской толще, на правобережье р. Омолон распространена, предположительно, одновозрастная спокойнинская толща.

Ачеканская толща ($D_{1-2}a\check{c}$) выделена И. Ю. Габаком (1980 г.) севернее территории листа, название дано по р. Туманная (Ачекан), в верховьях которой изучены наиболее полные разрезы. На территории листа обнажена на правобережье р. Ольдяни, где с угловым несогласием залегает на архейских гнейсах и ордовикских известняках (рис. 2).

Толща представлена в нижней части андезитами, в верхней переслаиванием темно-зеленых массивных андезитов и зелено-вишневых литокристаллокластических и литокластических туфов андезитов [275]. В основании отмечается горизонт базальных туфогравелитов и туфоконгломератов. Породы

толщи по петрохимическим свойствам относятся к андезибазальтам с примерно равным содержанием или с преобладанием оксида натрия над оксидом калия. Максимальная мощность достигает 400 м. На площади листа в составе толщи, кроме андезитов, присутствуют эффузивные и пирокластические породы кварцево-латитового состава, отмечаются игнимбриты дацитов, туфоконгломераты и туфопесчаники, а мощность иногда уменьшается до 120 м [274, 283].

Из пласта туфопесчаника верхней части разреза к северу от территории (правобережье руч. Юный) собраны ранне-среднедевонские растительные остатки *Psilophyton princeps* Daw. (определения Г. Г. Филипповой). Определения остатков из этой же толщи, выполненные Н. М. Петросян, дают декорированные плауновые *Knorria* sp. (скорее всего от *Lepidodendropsis*), *Bergeria* sp., *Pteridorachis* sp. Возраст принимается ранне-среднедевонским.

С вулканитами толщи ассоциируют субвулканические штокообразные тела и дайки риолитов и андезибазальтов, распространенные в бассейне р. Ольдьяни.

Верхнеомолонский СР (6.1.5)

Спокойнинская толща (D₁₋₂sp) выделена В. Н. Шаминам [340]. Наиболее значительные выходы ее отмечены в бассейне рек Верх. и Ниж. Коаргычан и на левобережье р. Хивач. Небольшой по площади выход зафиксирован на правобережье р. Спокойная, где описан наиболее полный ее разрез. Залегает с угловым несогласием на архейских гнейсах, метаморфизованных породах рифея. С базальным горизонтом (до 30–40 м) туфоконгломератов с галькой гранитов залегает на силурийских гранитоидах Коаргычанского массива. В свою очередь перекрывается очакчанской толщей или пермскими отложениями.

Толща представлена преимущественно покровами лав и туфов трахиандезитов, реже трахиандезибазальтов, латитов, трахидациандезитов и трахидацитов. Незначительную долю в разрезе составляют прослои и линзы туфопесчаников, туфоконгломератов; в подошве толщи иногда отмечается маломощный (первые метры) покров игнимбритов кислого состава. Мощность – около 400 м.

По петрохимическим особенностям вулканиты толщи входят в группу пород основного–среднего состава, принадлежат к высокоглиноземистым породам щелочного и умереннощелочного ряда калиево-натриевой серии. С увеличением количества кремнезема в них уменьшается содержание глинозема, оксидов кальция, железа и магния, растет общая щелочность [319]. Сопоставляется с ранне-среднедевонской ачеканской толщей.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

К отложениям среднего девона отнесены вулканогенные образования, слагающие отдельные поля в пределах Коркодонской СФЗ Омолонской области.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

По характеру залегания и соотношения вулканитов с подстилающими и перекрывающими образованиями выделяются два стратиграфических района: Кедон-Омолонский и Верхнеомолонский с собственными толщами.

Кедон-Омолонский СР (6.1.4)

Произвольнинская толща (D₂pr) выделена И. Ю. Габаком (1980 г.) за северной границей листа в бассейнах ручьев Раздельный и Произвольный, притоков р. Захаренко. На территории толща распространена на правобережье р. Ольдьяни, где с несогласием залегает на архейских гнейсах или андезитах ачеканской толщи. Перекрывается среднепермскими терригенными отложениями.

Преобладающими породами в составе толщи являются светло-серые, светло-сиреневые кварцсодержащие порфиристо-кристаллокластические игнимбриты и туфоигнимбриты, в восточном направлении в разрезах появляются туфы кислого состава. Мощность – 400–500 м.

По химическому составу породы толщи отвечают трахириолитам и трахириодацитам и относятся к ряду пересыщенных глиноземом пород калиево-натриевой серии [335].

Среднедевонский возраст толщи принимается на основании соотношения ее с подстилающими и перекрывающими образованиями.

Верхнеомолонский СР (6.1.5)

Очакчанская толща (D₂oc) выделена В. Н. Шапиным (1987 г.), названа по руч. Очакчан, правому притоку р. Омолон, наиболее полный разрез толщи изучен на междуречье Спокойная–Очакчан. Распространена достаточно широко, слагая обширное вулканическое поле в бассейнах рек Верх. и Ниж. Коаргычан, где залегает на силурийских гранитоидах Коаргычанского массива. Отдельные выходы отмечаются в междуречье Кубака–Очакчан; со структурным несогласием залегает на архейских метаморфических образованиях, перекрывает трахиандезиты спокойнинской толщи. В свою очередь перекрывается вулканитами кубакинской толщи среднего–позднего девона либо пермскими отложениями.

В разрезе толщи преобладают пирокластические породы, представленные туфами и игнимбритами кислого состава. В основании присутствуют линзы туфоконгломератов с галькой игнимбритов риолитов и туфов дацитов. В бассейне р. Кубака (Кубакинское рудное поле) преобладают гиало- и порфиристо-кластические игнимбриты. Покровы игнимбритов практически однородны, лишь иногда отмечается увеличение количества кристаллокластики от подошвы к кровле покровов, характерна также высокая степень сваренности. В восточном направлении увеличивается количество туфов, мощность их па-

чек достигает 50 м, появляются прослои туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность – 200–400 м.

По химическому составу породы относятся к кислым и умереннокислым разновидностям, отличаются натриево-калиевым или калиевым характером щелочности, низкими содержаниями оксидов железа, повышенной глиноземистостью [338].

Среднедевонский возраст толщи принят по положению в общем разрезе вулканитов кедонской серии.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Средне-верхнедевонские образования обнажены преимущественно в Омолонской СФО, где представлены вулканитами средней подсерии кедонской серии. Незначительное распространение подобные отложения получили в Яно-Колымской СФО.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

В разных частях структурно-формационной зоны образования среднекедонской подсерии несколько отличаются по составу и характеру разреза, что обусловило выделение двух стратиграфических районов: Левокедонского и Анмандыканского с индивидуализированным расчленением вулканитов.

Кедонский вулканический комплекс базальт-андезит-риолитовый

Левокедонский СР (6.1.3)

Зеркальнинская толща (D_{2-3Zf}) выделена И. Ю. Габаком (1980 г.), названа по руч. Зеркальный, в бассейне которого изучены наиболее полные разрезы. Распространена очень ограниченно на севере территории (левобережье р. Мунугуджак и верховья руч. Ниж. Биркачан). Подошва толщи в районе не наблюдалась, перекрывается верхнедевонскими вулканитами ягоднинской толщи.

Толща сложена чередующимися, преимущественно кристаллокластическими туфами кварцево-латитового и риолитового состава и ритмично построенными покровами кристалло-порфирокластических, кристалло- и туфоигнимбритов. Мощность на территории листа достигает 300 м, увеличиваясь до 750 м в стратотипической местности [274].

Образования толщи относятся к породам риолитового ряда с преобладанием оксида калия над оксидом натрия. Для пород характерна тенденция к уменьшению содержания оксида калия с увеличением количества кремнезема [275].

Средне-позднедевонский возраст толщи определяется ее положением в разрезе вулканитов Кедонского района.

Анмандыканский СР (6.1.6)

Кубакинская толща (D₂₋₃kb) выделена В. Н. Шаминым (1978 г.), названа по руч. Кубака, где слагает рудное поле месторождения Кубака. Выходы толщи трассируются с правобережья р. Ниж. Коаргычан в бассейн нижнего течения р. Ниж. Биркан в виде узкой полосы северо-восточного субмеридионального простирания. Залегает с несогласием на архейских гнейсах и вулканитах спокойнинской и очакчанской толщ.

Толща образована в нижней части среднеобломочными туфами и кластолавами трахиандезитов с пачками и прослоями туфоалевролитов, туфопесчаников и туфогравелитов, туфов дацитов. Верхняя часть представлена преимущественно туффитами и туфами, лавами среднего и кислого состава. Наблюдается закономерное изменение состава толщи с юго-запада на северо-восток с трахиандезитового на более контрастный с увеличивающейся ролью умереннокислых разностей, туфов и туфогенно-осадочных пород. Мощность толщи колеблется от 300 до 750 м.

Химический состав лав варьирует от кислых разностей до основных с преобладанием средних с умеренной щелочностью калиево-натриевого типа.

Возраст толщи обоснован находками в туфоалевролитах на месторождении Кубака флоры *Pseudosporochnus* sp. и *Angarophyton* sp., *Feneurophyton* sp., датируемых Н. М. Петросян средним девоном (живетом), не исключая и низы позднего девона [338]. Из этих же пород М. Х. Гагиевым выделены обломки конодонтов, подобных *Polygnathus* ex gr. *semicostatus* Br. et M., характерных для верхов нижнего или низов верхнего фамена [75]. Изотопный возраст (U-Pb SHRIMP метод) по циркону из туфа андезита района месторождения Кубака, по данным полевых работ по листу 368 ± 2 млн лет (фамен). Определение возраста андезита кубакинской толщи с левобережья р. Омолон К-Аг методом выявило дату в 378 ± 5 млн лет. Радиологический возраст, определенный Rb-Sr методом по породам среднего состава кубакинской толщи [30], – 332,1 млн лет. Принимается средне-позднедевонский возраст толщи.

Яно-Колымская СФО (7)

В пределах СФО образования этого возраста вскрыты в Гижигинской СФЗ, где представлены вулканогенно-осадочной толщей, условно сопоставляемой с кедонской серией.

Гижигинская СФЗ (7.2)

Вархаламский СР (7.2.3)

Бабушкинская толща (D₂₋₃bb), выделенная Е. Г. Песковым (1970 г.) как, предположительно, девонская в бассейне р. Гижига (район горы Бабушка), обнажается в северной части п-ова Вархалам, присутствует, вероятно, в погребенном состоянии и в других частях Гижигинской зоны. Представлена преимущественно трахириолитами, трахитами, базальтами с прослоями

туфоалевролитов, глинистых и кремнистых сланцев. Видимая мощность толщи – 700 м.

Толща, по данным В. А. Сурчилова [327], залегает в кровле гранитоидного массива, по тектоническим нарушениям граничит с архейскими образованиями екатерининской серии и совместно с ними динамометаморфизована; перекрыта (предположительно) нижнекаменноугольными отложениями. Радиологический возраст вулканитов определен в 230 млн лет (K-Ar метод) и 304 млн лет (Rb-Sr изохрона) и является «омоложенным». Коррелятивы толщи весьма условны и базируются на параллелизации литологического состава с кедонской серией и на стратиграфической позиции.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнедевонские вулканогенные образования развиты в меньшей степени по сравнению с более ранними образованиями девона. Принадлежат к Коркодонской СФЗ Омолонской области. Площадь их распространения ограничена преимущественно бассейнами рек Ольдяни – Русская (Омолонская). По литологическим признакам образования разделены на две толщи: ледникскую и ягоднинскую.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Кедон-Омолонский СР (6.1.4)

Ледникская толща (D₃ld) выделена И. Ю. Габаком (1980 г.), название получила от руч. Ледник, здесь же изучены ее разрезы. Распространена в бассейнах рек Ольдяни, Инняга, Русская (Омолонская), где залегает на архейских метаморфитах, известняках ордовика, вулканитах произвольнинской толщи. Нередко наблюдается перекрытие силурийских интрузий. В свою очередь перекрывается пермскими терригенными отложениями.

Толща в целом представлена чередованием различно сваренных кристаллокластических и гиалоигнимбритов (60 % объема), псаммитовых туфов преимущественно кислого состава; реже лав риолитов и туфов трахитов, туфопесчаников. Характерно ярко выраженное слоистое строение, обусловленное частым чередованием пород. Мощность – 700–760 м.

Вулканиты толщи по петрохимическим свойствам относятся к кислым и умереннокислым разностям; с увеличением содержания кремнезема постепенно уменьшается количество оксида натрия [275].

Позднедевонский возраст обоснован присутствием в горизонте туфопесчаников флоры: *Archaeopteris hibernica* (Forb.), *Sphaenopteridium keilhani* Nath., *Rhacophyton* sp., *Aneurophyton* sp., *Bergeria* sp., *Pteridorachis* sp., *Cyclostigma* cf. *kiltornense* Naught. (определения Н. М. Петросян). Возраст риолитов толщи из бассейна р. Ольдяни, определенный Rb-Sr методом, составляет 365 ± 21 и 377 ± 42 млн лет [76], что также соответствует позднему девону.

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)				Ауланджинская СФЗ (6.2)					
				Левокедонский СР (6.1.3)	Кедон-Омолонский СР (6.1.4)	Верхнеомолонский СР (6.1.7)	Анмандыканский СР (6.1.8)						
Каменноугольная	Нижний	Турнейский	Каменковский	Фрамская толща (D ₃ -C ₁ fr) Туфы кислого состава, туфопесчаники, игнимбриты и лавы риолитов 300-600м			Гурникская толща (D ₃ -C ₁ gr) Туфы, лавы, игнимбриты кислого состава, туфопесчаники, кремнеалевролиты 300-450м	Крестикская свита (D ₃ -C ₁ kr) Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты 600-1000м					
				Бургаликаменский	Ягоднинская толща (D ₃ g) Игнимбриты кварцевых латитов и трахидацитов 650м				Кубакинская толща (D ₂₋₃ kb) Туфы и кластолавы трахиандезитов, туффиты, туфы и лавы основного и кислого состава 300-750м				
					Уочатский								
				Франский	Котохбалыктахский	Зеркальнинская толща (D ₂₋₃ zr) Туфы и игнимбриты кварц-латитового и риолитового состава 300-750м	Ледникская толща (D ₃ ld) Игнимбриты и туфы кислого состава, реже лавы риолитов 700-760м						
						Сарыньский	Тальвегский		Произвольненская толща (D ₂ pr) Игнимбриты и туфоигнимбриты, туфы кислого состава 400-500м	Очакчанская толща (D ₂ oc) Туфы и игнимбриты кислого состава, прослой туфопесчаников, туфоалевролитов 200-400м			
				Эйфельский	Хачискинский				Ачеканская толща (D ₁₋₂ ac) Лавы и туфы андезитов, кварцевых латитов, туфоконгломераты и туфопесчаники 120-400м	Спокойнинская толща (D ₁₋₂ sp) Лавы и туфы трахиандезитов, трахибазальтов, латитов, прослой туфопесчаников 400м			
						Эмсекий	Сахинский						
				Известково-карьерский									
				Девонская	Верхний	Фаменский	Бургаликаменский						
									Уочатский				
Франский	Котохбалыктахский												
		Сарыньский	Тальвегский										
Эйфельский	Хачискинский												
		Эмсекий	Сахинский										
Известково-карьерский													

Рис. 2. Схема корреляции девонских и верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений Омолонской СФО.

Левокедонский СР (6.1.3)

Ягоднинская толща (D_{3jg}) выделена И. Ю. Габаком (1980 г.) севернее территории, в бассейне руч. Ягодный, правого притока р. Кедон. Распространена ограниченно в верховьях р. Кедон и руч. Верх. Биркачан, где с несогласием перекрывает зеркальнинскую толщу.

Толща образована порфирокластическими игнимбритами кварцевых латитов и гиало- и порфирокластическими игнимбритами трахидацитов, присутствуют игнимбриды трахитов. Мощность толщи – около 650 м.

Породы толщи по содержанию кремнезема относятся к умереннокислым и средним разностям, по типу щелочности – это умереннощелочные и щелочные породы калиево-натриевого профиля [283].

Позднедевонский возраст толщи принимается по стратиграфическому положению в разрезе вулканитов кедонской серии.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ – НИЖНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Верхнедевонские–нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные образования принадлежат к Коркодонской (Юкагирской) СФЗ Омолонской области, составляя верхнекедонскую подсерию, терригенные отложения восточной части СФО относятся к Ауланджинской СФЗ (рис. 2).

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Левокедонский СР (6.1.3)

Фрамская толща (D₃-C_{1fr}) выделена И. Ю. Габаком (1980 г.) непосредственно севернее территории листа, названа по руч. Фрам (правому притоку руч. Брусничный). Развита на севере территории, где обнажается на междуречье Бродная–Кедон. Толща с размывом, с туфоконгломератами в основании залегает на вулканитах зеркальнинской и ягоднинской толщ. Галька туфоконгломератов состоит в основном из нижележащих игнимбридов, реже дацитов. В составе толщи преобладают (60 %) псаммитовые туфы кислого состава, менее распространены туфопесчаники и туфоалевролиты, игнимбриды и лавы риолитов. Мощность изменяется от 300 до 600 м. Вулканиты по химическому составу принадлежат к кислым и умереннокислым разностям, с увеличением кремнекислотности постепенно падает содержание щелочей.

Возраст толщи основывается на сборах в пласте туфопесчаника севернее территории, в бассейне руч. Юный растительных остатков, определенных Н. М. Петросян как позднедевонские (фамен) *Knorria* sp. (*Lepidodendropsis*), *Boequendorfia* sp., *Sphaenophyllum* cf. *subtenerrimum* Neth., *Aneurophyton* sp., *Sphaeropteris* sp. [274]. В верхней части толщи в бассейне руч. Тик найдена ископаемая флора, определенная как *Lepidodendropsis omolonensis* Petr., которая указывает на возраст толщи как поздний девон – ранний карбон [283]. По характеру отпечатков и типу захоронения вероятный возраст отложений,

по Н. М. Петросян, ранний турне. Таким образом, с учетом стратиграфического положения возраст толщи принимается как позднефаменский–раннетурнейский.

Анмандыканский район (6.1.8)

Гурникская толща (D₃-C_{1gr}) выделена В. Н. Шаминам (1987 г.), названа по тригопункту «Гурник», находящемуся на водоразделе р. Мунугуджак и руч. Мизинец. Обнажается преимущественно в бассейне р. Кубака, где в пределах одноименного месторождения является рудовмещающей и известна также под наименованием цокольной толщи [338]. Залегает с несогласием на вулканитах очакчанской, и кубакинской толщ, перекрывается породами нижнекаменноугольной бургалийской и ниже-среднекаменноугольной корбинской свит. Сложена толща туфами, лавами, игнимбритами кислого и умереннокислого состава и туфогенно-осадочными породами: туфопесчаниками, туфогравелитами, кремнеалевролитами. В направлении к юго-востоку резко возрастает роль туфогенно-осадочных пород, заметно увеличивается количество зеленоцветных кремнистых пород. Мощность – 300–450 м.

По химическому составу породы относятся к кислым и умереннокислым разностям с нормальной или повышенной щелочностью от натриевого до калиевого типа, возможно, в связи с вторичными изменениями. Породы часто изменены, превращены в кварц-серицитовые и кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты, вмещают кварцевые, карбонатные и адуляр-кварцевые жилы и прожилки, нередко с золото-серебряной минерализацией.

Возраст толщи основывается на остатках флоры из колл. В. М. Заводовского, определенной А. Н. Криштофовичем как позднедевонские *Heleniella theodori* Nal.; из колл. Т. Б. Русаковой (1991 г.), определенной Г. Н. Васильевой, как позднедевонские *Archaeopteris* sp. и лепидофит, морфологически близкий к *Eskdalia kindst*. Кроме того, известны определения Н. М. Петросян: *Cyclostigma kiltronense* Naugh., *Tetraxylopteris* sp. (поздний девон – начало раннего карбона). Изотопный возраст комагматических эффузивным породам субвулканических тел, определенный Rb-Sr методом, 332 ± 8 – 344 ± 4 млн лет [297]. С учетом стратиграфического положения возраст толщи может быть ограничен поздним девонем (фамен) и началом раннего карбона (турне).

С покровными вулканитами средне- и верхнекедонской подсерий связаны комагматические субвулканические тела и дайки риолитов, дацитов, реже андезитов.

Омолонская СФО (6)

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Верхнедевонские–нижнекаменноугольные терригенные отложения в зоне представлены крестикской свитой.

Крестикская свита (D₃-C_{1kr}) выделенная А. П. Шпетным (1964 г.), детально изучена позднее К. В. Симаковым [194], В. С. Шульгиной [349], М. Х. Гагиевым [40]. Распространена в нижнем течении рек Бол. Авландя,

Анмандя, где трансгрессивно залегает на докембрийских образованиях, рифейских и ордовикских отложениях, согласно перекрывается нижнекаменноугольной буюндинской свитой. Возраст и стратиграфический объем свиты неоднократно пересматривались [40]. Свита иногда подразделяется на три подсвиты; ее стратотип – разрез Крестик (правый приток р. Омолон).

Свита сложена преимущественно чередующимися полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, постепенно сменяющимися в верхней части стратона разнозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами, кремнеалевролитами, с единичными линзами и плитами песчаных и алевролитовых известняков, известковистых песчаников. Характерна фациальная изменчивость отложений как по простиранию, так и по разрезу, выражающаяся в различном соотношении песчаников и грубообломочных пород. Мощность варьирует от 600 до 1000 м.

В породах свиты найдены остатки растений *Cyclostigma* sp., *Archaeopteris* sp., *Pseudolepidodendron igrischense* An., *Lepidodendropsis himeri* Jutz., *L. corrugata* Dawson, *Aneimites acadica* Davson, брахиопод *Gastrodotoechia utaheensis muolensis* Rz., цефалопод *Cymaclymenia striata* (Mün.) и др; а также конодонтов *Spathognathodus* ex gr. *strigosus* (Br. et M.), *Jukagiria* cf. *kononovae* Gagiev, *Bispathodus aculeatus* (Br. et M.), *Polygnatus* ex gr. *semicostatus* Br. et M., *Siphonodella crenulata* (Br. et M.), *S. carinthiaca* (Schönl.), *S. lobata* (Branson et Mehl) и др. (определения М. Х. Гагиева). По заключению М. Х. Гагиева, стратиграфический объем свиты соответствует интервалу конодонтовых зон *Middle expansa – punctatus* и отвечает позднему фанену и большей части турне [41].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения развиты преимущественно в северной и восточной частях территории, где входят в состав Омолонской и Яно-Колымской СФО. В гораздо меньшей степени присутствуют в Тайгоносско-Западно-Корякской СФО. Отложения представлены всеми тремя отделами карбона.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Анмандыканский СР (6.1.8)

Бургалийская свита (C_1br) выделена К. В. Симаковым [194] в бассейне р. Бургали севернее данной территории, стратотип в устье руч. Ватажный. Распространена преимущественно в верховьях р. Кубака, небольшие выходы зафиксированы в междуречье Мунугуджак – Верх. Биркачан. Залегает с вероятным размывом на вулканогенно-терригенных отложениях гурникской толщи, перекрывается терригенными отложениями корбинской свиты.

Свита представлена в основном продуктами разрушения вулканических построек, образована чередованием вулканомиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, туфоконгломератами, тефроидами, покровами

трахиандезитов и трахиандезибазальтов с прослоями туфопесчаников. По латерали свита испытывает заметные фациальные изменения. В бассейне р. Кубака в основании свиты отмечается пачка несортированных валунно-галечных конглобрекций, сложенных валунами и обломками вулканогенных пород, которые к северу постепенно сменяются вулканомиктовыми песчаниками с плавающей галькой, а еще севернее появляются покровы и линзы трахиандезибазальтов и их туфов. Мощность – не менее 500–600 м.

В породах свиты найдены отпечатки растений турнейского яруса, исключая наиболее нижние и верхние слои, *Sublepidodendron igrishense* An., *Aneimites acadica* Daw., а также турнейско-визейские фораминиферы *Planoendothyra tchickmanica* (Mal.), *Endothyra* ex gr. *Similis* (Raus. et Reitl), *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl), *Globoendothyra* ex gr. *globolus* (Wech), *Mediocris broviscula* (Gan), *Archaediscus* sp. и др. (определения Н. И. Каравасовой). На раннекаменноугольный возраст указывают находки полигональных конодонтов *Siphonodella* sp. в линзах известняков, сохранившихся среди трахиандезибазальтов, которые, по определению М. Х. Гагиева, датируют среднетурнейский возраст отложений. С учетом стратиграфического положения, возраст свиты – турнейско-визейский.

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Буюндинская свита (С₁bd), выделенная К. В. Симаковым [194] в бассейне р. Крестик, распространена преимущественно в бассейнах рек Бол. Авландя – Крестик. Отложения трансгрессивно залегают на крестикской свите, перекрываются известняками ючугейской свиты.

Свита образована флишoidным чередованием малахитово-зеленых и зеленовато-серых кремнистых туфоалевролитов, туфоаргиллитов, пластов и пачек кремнистых песчаников и алевролитов; в основании свиты, а также в ее средней части нередко присутствуют пласти конгломератов и гравелитов, изредка и преимущественно в средней трети стратона встречаются пласти и линзы песчаных известняков. В подчиненном значении встречаются туфоконгломераты и туфы среднего состава. На востоке, в бассейне р. Анмандя в составе свиты преобладают алевролиты, песчаники и известковистые песчаники с прослоями пепловых туфов и псаммитовых туффитов кислого состава. Мощность свиты варьирует от 400 до 800 м.

Породы свиты содержат остатки конодонтов *Siphonodella crenulata* Cooper, *Gnathodus pseudosemiglaber* Th. et F., *Mestognathus beckmanni* Bisch., брахиопод *Torynifer pseudolineatus* (Hall), *Spirifer latior* (Sw.) и др. В схеме корреляции [177] свита отнесена к верхнему турне, но при изучении стратотипического разреза «Крестик» М. Х. Гагиев выделил в верхней части свиты богатые комплексы конодонтов, которые характеризуют среднюю и верхнюю части верхнего турне (зоны *punctatus*, и *Lower typicus*) и самые низы нижне-визейской зоны *Lower texanus* [41]. В соответствии с этим возраст свиты – турнейско-ранневизейский.

Ючугейская свита (С₁ju^с) распространена совместно с нижележащей буюндинской свитой. Выделена в качестве самостоятельного стратона из состава крестикской свиты М. И. Тереховым [330] и позднее детально изучена

К. В. Симаковым [194]. Стратотип находится в бассейне р. Мал. Ауланджа. Свита трансгрессивно залегает на буюндинских и крестикских породах, со стратиграфическим несогласием перекрывается отложениями корбинской свиты.

Разрез свиты обычно начинается с горизонта грубообломочных пород (гравелитов, разногалечных конгломератов), сменяющихся выше чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремнеаргиллитов и алевролитистых известняков; верхнюю часть свиты слагают углеродистые органогенные известняки, чередующиеся иногда с прослоями кремнеаргиллитов и туфоалевролитов. Пачка грубообломочных пород, залегающая в основании свиты, прослеживается не повсеместно. Мощность достигает 900 м, местами сокращается до 15–20 м, а иногда свита выпадает из разреза.

По всему разрезу содержатся обильные органические остатки: фораминиферы *Dainella chomatica* (Dain), *Eoendothyranopsis ermakiensis* (Leb.), конодонты *Polygnathus communis* Br. et M., *P. carina* Voges и др., ругозы *Lithostrotion rossicum* (St.), брахиоподы *Torynifer pseudolineatus* (Hall), *Lithostrotionella* ex gr. *tschucotica* Опорг., *Marginotia burlingtonensis* (Hall) и др.; Свита коррелируется преимущественно с визейским ярусом, однако в некоторых южных и восточных районах Ауланджинской зоны она может соответствовать только верхнему визе [41].

Яно-Колымская СФО (7)

Гижигинская СФЗ (7.2)

Аханджинская толща (С_{7ah}), выделенная М. И. Тереховым (1964 г.) в бассейне р. Ирбычан, распространена там же [212]. Отдельные выходы зафиксированы на п-ове Вархалам, где она с перерывом перекрывает породы средне-верхнедевонской(?) бабушкинской толщи. Подошва в стратотипической местности не наблюдалась, перекрывается хаямской свитой раннего-среднего карбона.

Толща образована темно-серыми известковистыми алевролитами, кремнистыми аргиллитами, полимиктовыми известковистыми песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов и известняками. По данным В. А. Сурчилова, существенную роль в строении толщи играют туффиты и пепловые туфы кислого состава [328]. Мощность – 250–450 м. Породы содержат комплексы ископаемых остатков: брахиопод *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Torynifer pseudolineatus* (Hall), фораминифер *Endothyra similis* Raus. et Reitl., кораллов, мшанок и др. Толща коррелируется с визейским ярусом (возможно, без нижних и верхних горизонтов).

Тайгоносско-Западно-Корякская СФО (9)

Базовская свита (С_{7bz}) выделена Т. Б. Русаковой и Н. Ф. Козак (1992 г.) по материалам Г. Е. Некрасова (1976 г.). Стратотип описан в береговых обрывах нижнего течения р. Кенгевеем (юго-восточное побережье п-ова Тайгонос), лектостратотип изучен Н. И. Караваевой по руч. Манатгай, левому притоку р. Кенгевеем [95]. Толща образует разобщенные по площади фраг-

менты кровли Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива, породы часто превращены в биотит-кордиеритовые роговики. Небольшой выход отложений свиты отмечен на правобережье среднего течения р. Авекова, они перекрываются среднекаменноугольной куювиханьявской толщей. Подошва свиты не наблюдается, предполагается несогласное залегание на ордовикских отложениях.

Толща образована темно-серыми и черными, заметно метаморфизованными известковистыми песчаниками и алевролитами, с прослоями песчаных известняков, в верхней части преобладают известковистые и кремнистые алевролиты, туфоалевролиты и кремнистые сланцы с редкими прослоями известняков. В низах толщи иногда наблюдается маломощный (0,5 м) горизонт конгломератов и гравелитов. Мощность отложений – более 1000 м.

В породах толщи найдены остатки раннекаменноугольных (визейских) *Rhynchotetra(?) thombidae* Mir., *Rotaia* ex gr. *subtrigonia* (M. et W.), *Torynifer* ex gr. *pseudolineatus* (Hall), *Spirifer* sp., криноидей, мшанок, ругоз и др. Раннекаменноугольный возраст толщи на основании собранных окаменелостей принят в легендах карт [288, 348] в отличие от схемы региональной корреляции [177], где толща отвечает магарскому надгоризонту. Нами принят визейский возраст свиты.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Нижне-среднекаменноугольные отложения выделяются в Омолонской и Яно-Колымской областях, где представлены корбинской и хаямской свитами соответственно.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) (6.1) и Ауланджинская (6.2) СФЗ

Корбинская свита ($C_{1-2}kb$) выделена М. И. Тереховым [330] в ранге толщи, позже переведена в ранг свиты. Стратотип находится в бассейне р. Мал. Ауланджа. Распространена в бассейнах рек Мунугудяк, Хунгандя, Очакчан, Спокойная, Кубака (Коркодонская СФЗ), где с размывом залегает на различных толщах кедонской серии и со стратиграфическим несогласием перекрывается отложениями ранней перми. Восточнее (Ауланджинская зона) в междуречье Мал. и Бол. Авландя свита залегает на терригенной ючугейской свите, перекрывается намовской свитой позднего карбона – ранней перми.

В основании обычно находится базальный горизонт (до 10–20 м) мелко-среднегалечных конгломератов и гравелитов. В составе свиты преобладают черные углисто-глинистые и глинистые сланцы с тончайшими линзочками каменного угля, с редкими маломощными прослоями серых алевролитов и мергелей. Реже присутствуют конгломераты, гравелиты и песчаники. Мощность варьирует в пределах 150–400 м.

Возраст свиты определяют остатки растений: *Karavankina paraelegantus* Sar., *Sajakella* cf. *migai* Tschern., *Repidomella michelini* Eweil., *Calpodendron neuburgianum* Radcz. *Sublepidodendron distans* (Cachl.), *Angarophloios leclergianus* S. M., *Angaropteridium chacassicum* Rad., *Knorria* sp., *Tomiodendron* sp.

и др., позволяющие коррелировать свиту с магарским надгоризонтом. Более поздние находки флоры из колл. Т. Б. Русаковой [319] позволяют уверенно датировать (определения Г. Н. Васильевой) корбинскую свиту ранним–средним карбоном [288].

Яно-Колымская СФО (7) Гижигинская СФЗ (7.2)

Хаямская свита ($C_{1-2}hm$), выделенная М. И. Тереховым (1967 г.) [212], характерна для Пареньского СР Гижигинской зоны, но распространяется и в Ауланджинскую СФЗ Омолонской области. Обнажается преимущественно в северо-восточной части листа, в бассейнах рек Анмандя, Крестик, в верховьях р. Парень. Фрагментарно вскрывается в интрузивно-купольных поднятиях в верховьях руч. Дручак и на правом берегу руч. Ахандя. С размывом залегает на аханджинской свите (руч. Ахандя), но чаще подошва свиты не наблюдается. В среднем течении р. Парень со стратиграфическим и угловым несогласием залегает на архейских метаморфитах. В основании свиты иногда находится горизонт конгломератов.

Свита сложена переслаивающимися углеродистыми (углистыми) алевролитами, аргиллитами, кремнеаргиллитами и, реже, вулканомиктовыми песчаниками; в верхней части разреза наблюдается чередование тех же кремнеаргиллитов, алевролитов с туфами и лавами основного состава, туфоалевролитами и, редко, туфопесчаниками. Мощность отложений достигает 1200–1600 м.

Породы содержат остатки растений *Abacodendron lutugini* Rad., *Chacasopteris coneinna* Rad., *Sublepidodendron ostrogianum* (Zal.), брахиопод *Waa-genconcha piassinanensis* Ein., *Praehorridonia dorsoplicata* Ustr., *Orulgania plenoides* (Sow.) и др., по которым свита коррелируется с магарским надгоризонтом раннего–среднего карбона. Согласно решениям 3-го стратиграфического совещания, возраст хаямской свиты – ранний–средний карбон [177].

ВЕРХНИЙ ПАЛЕЗОЙ СРЕДНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Среднекаменноугольные отложения вскрываются в тектонических блоках и в ядрах антиклиналей в Ауланджинской СФЗ Омолонской области, частично в Гижигинской СФЗ Яно-Колымской области (ольчинская свита), отдельные фрагменты их отмечаются в Тайгоносско-Западно-Корякской СФО (куюхвиханьявская толща).

Омолонская (6) и Яно-Колымская (7) СФО Ауланджинская (6.2) и Гижигинская (7.2) СФЗ

Ольчинская свита (C_2ol) названа по р. Ольчи (местное название р. Горная), правого притока р. Парень [276]. Распространена там же, где и хаямская свита. Залегает, предположительно, со стратиграфическим несогласием на хаямской свите, контакт между ними не наблюдался.

Ольчинская свита представлена в нижней части кремнисто-туфогенными алевролитами и аргиллитами с прослоями среднезернистых песчаников и округлыми кремнистыми конкрециями; в верхней части – вулканомиктовыми средне- и грубозернистыми песчаниками с многочисленными прослоями гравелитов и конгломератов. Общая мощность – 500 м, в северо-западном направлении свита сокращается в мощности и иногда выклинивается.

В нижней части собраны многочисленные остатки брахиопод, а в средней – гониатитов *Diaboloceras ruzyencewi* Andr., *Kautoceras triangulifre* Ruzh. et Gan., *Orulganites trianguliumdlicatus* (Popow), *Stenopronorites omolonius* Ruzh. et Can., определяющих, по В. Г. Ганелину, башкирский век среднего карбона. На основании органических остатков и положения свиты в разрезе предполагается среднекаменноугольный возраст свиты в объеме большей части башкирского и всего московского веков [44].

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Чайбухинская СФЗ (9.1)

Куювиханьявская толща (С₂кv) выделена В. М. Гундобиним [69], обнажается в небольшом тектоническом блоке на правобережье р. Авекова, название дано И. Л. Жулановой [288] по притоку р. Кечичма, где описан ее опорный разрез. Соотношение толщи с подстилающими образованиями в типовой местности не наблюдалось. Данные Н. И. Караваевой [95] по району нижнего течения р. Кенгевеем позволяют предполагать несогласное залегание ее на породах нижнекаменноугольной базовской свиты. Намечается дву-членное строение толщи. Нижняя часть сложена зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами, гравелитами и конгломератами (600–700 м). Верхняя часть представлена алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с песчаниками, прослоями гравелитов и конгломератов (350–400 м). Мощность толщи – 950–1100 м.

В породах собраны остатки *Waagenconcha* ex gr. *permocarbonica* (Ustr.), *Balakhonia* cf. *insinuata* (Girty), *Orulganites* sp., *Semicostella?* sp. indet., *Rhynchopora* sp. indet., определяющие принадлежность свиты к ольчинскому надгоризонту среднего карбона.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Выходы отложений этого возраста занимают небольшие площади, тем не менее развиты в трех СФО: Омолонской, Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской.

Омолонская СФО (6)

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Намовская свита (С₃-P₁nm) выделена Н. И. Караваевой, стратотип свиты находится в правом борту р. Мал. Ауланджа ниже устья руч. Нам

[294]. Распространена в бассейнах рек Закоронная, Мал. и Бол. Авландя. Залегает с разрывом и стратиграфическим несогласием на корбинской (местами ючугейской) свитах. В нижней части располагаются песчаники с прослоями гравелитов, реже алевролиты. Основная часть разреза свиты образована переслаиванием преимущественно средне- и крупнозернистых полимиктовых известковистых песчаников, алевролитов, песчаных известняков с линзами и прослоями гравелитов, известковистых алевролитов. Мощность свиты – 200–250 м.

В основании свиты присутствуют брахиоподы *Costatumulus missouriensis* (Sayre), *Lanipustula* cf. *mirabilis* (Zav.), *Jakutoproductus centriscipinus* Zav., характеризующие верхи пареньского надгоризонта верхнего карбона. Выше по разрезу встречены многочисленные фораминиферы и брахиоподы, среди фораминифер присутствуют виды-индексы всех зон, выделенных в мунугуджакском надгоризонте нижней перми [153]. Возраст свиты принимается в объеме пареньского надгоризонта верхнего карбона – мунугуджакского надгоризонта приуральской перми.

Яно-Колымская СФО (7)

Гижигинская СФЗ (7.2)

Магивеевская свита (C₃-P_{1mg}) выделена В. Г. Ганелиным [44], названа по р. Магивеев, левому притоку р. Парень, стратотип свиты расположен в верхнем течении р. Парень. Согласно перекрывает ольчинскую свиту, а в бассейне р. Крестик – несогласно хаямскую свиту. Литологически свита неоднородна, в стратотипическом разрезе сложена тонкозернистыми кристалло-витрокластическими туфами основного состава мощностью 250 м [44]. По простиранию состав свиты изменяется: в бассейне руч. Пропущенный преобладают вулканомиктовые песчаники, песчаные алевролиты и туффиты, присутствуют известковистые конкреции, а мощность сокращается до 120 м [294]. В восточном направлении в составе свиты начинают преобладать алевролиты и алевритистые аргиллиты с пачками (до 40 м) песчаников, а мощность возрастает до 500 м [344].

Возраст отложений определяется присутствием в разных частях разреза свиты многочисленной фауны, представленной брахиоподами: *Lingulodiscina sibirica* Zav., *Chonetes* sp., *Jakutoproductus cherskovi* Kasch., *J. crassus* Kasch., *Krotovia?* ex gr. *mirabilis* Zav., *Levipustula?* *bajkalensis* (Masl.), *Canocrinella missouriensis* (Sayre) и др., фораминиферами *Tolypammina confusa* (Gall. et Harlt.), *T. glomospiroides* Bog. et Juf., *Glomospira gordialis* Jones et Parker, *Ammovertella* aff. *undulata* Hall, *Protonodosaria proceriformis* Gerke, которая характеризует, по заключению В. Г. Ганелина и Н. И. Караваевой, пареньский надгоризонт верхнего карбона и мунугуджакский, частично джигдалинский надгоризонты приуральской перми (касимовский век позднего карбона – артинский век приуральской перми) [276, 294]. Кроме того, в нижней части свиты найдены аммоноидеи *Eoshumardites popowi* Kutygin [118, 119], характерные для касимовского яруса верхнего карбона, а в более высоких частях разреза свиты – остатки конодонтов *Hindeodus* sp., *Streptognathodus* sp., характеризующие пограничные слои карбона и перми [243].

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Чайбухинская СФЗ (9.1.)

Кечичминская толща (С₃-Р_кС) выделена и описана В. М. Гундобиным (1977 г.), название дано И. Л. Жулановой [287]. Обнажается в тектоническом блоке северо-восточного простираения на правобережье среднего течения р. Авекова, где, по-видимому, согласно залегает на куювиханьявской толще.

Толща представлена переслаивающимися серыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами с линзовидными прослоями туфобрекчий и туфов основного состава, алевролитами, аргиллитами и известковистыми песчаниками, в верхней части присутствуют единичные покровы андезитов и базальтов. Для толщи характерна фациальная изменчивость состава как по латерали, так и по вертикали, туфы и вулканические брекчии замещаются песчаниками и конгломератами. Мощность толщи – до 1500 м.

В верхней части разреза собраны остатки *Chonetes variolatus* (Orb.), *Jakutoproductus* sp. indet., *J. ex gr. taimyrensis* Ustr., *J. cf. mednikovi* Zav., *Linoproductus* sp. indet., *Anidantus kolymaensiformis* Zav. Позднекаменноугольный–приуральский возраст свиты принимается с учетом ее стратиграфического положения.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения распространены на территории листа повсеместно и представлены всеми тремя отделами. Наиболее полные и непрерывные разрезы характерны для Омолонской СФО, где выделены Коркодонская и Ауланджинская СФЗ, и Гижигинской СФЗ Яно-Колымской СФО. При этом, зоны отличаются небольшими мощностями пермских отложений, в целом не более 1500 м. В двух других СФО: Вилигинской и Тайгоносско-Западно-Корякской наблюдается выпадение из разреза отдельных временных интервалов, но при этом мощность отложений возрастает до 3000 м.

В целях картирования в последние годы Н. И. Караваевой [295] выполнено обобщение накопленных к тому времени материалов; многие типы разрезов центральной части территории охарактеризованы В. Г. Ганелиным, современное обобщение результатов исследований приведено в работах [30, 46, 247].

В последние годы А. С. Бяковым и В. Г. Ганелиным проведены полевые исследования разрезов пермских отложений центральной и юго-восточной частей Омолонского массива и Гижигинской зоны, получены новые важные данные по биостратиграфии, литологии и геохимии, а также прецизионному U-Pb SHRIMP-II датированию цирконов из пермских толщ. В соответствии с этими данными и межрегиональной корреляции разрезов пересмотрен и уточнен возраст ряда региональных стратонов [32]. В частности показано, что на Омолонском массиве отсутствуют самые верхние, чансинские (в терминах Международной стратиграфической шкалы перми) отложения.

Система	Отдел	Ярус	Надгоризонт	Горизонт	Омолонская СФО (6)			Яно-Колымская СФО (7)		
					Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)		Ауланджинская СФЗ (6.2)	Гижигинская СФЗ (7.2)		
					Западно-Коркодонский СР (6.1.5)	Мунугуджакский СР (6.1.6)		Пареньский СР (7.2.2)	Гармандинский СР (7.2.1)	
Пермская	Татарский	Вятский	Колымский	Хивачский	Водопадненская серия (P ₂ vd). Песчаники, аргиллиты, алевролиты, диамиктиты, прослой известняков 110 м		Хивачская свита (P ₃ hv). Туфоалевролиты, туфопесчаники, прослой известняков 100–200 м	Арманджинская свита (P ₂ ar). Песчаники, известняки 200 м	Валентиновская толща (P ₂ vl). Аргиллиты, алевролиты 400 м	
		Северодвинский		Гижигинский				Гижигинская свита (P ₃ gz). Алевролиты, аргиллиты, прослой известняков, диамиктитов 150–200 м	Ауланджинская свита (P ₃ al). Аргиллиты, алевролиты, прослой песчаников и диамиктитов	Тенкелийская толща (P ₃ tn). Алевролиты, аргиллиты, песчаники, линзы гравелитов 530–550 м
	Биармийский	Уржумский	Омолонский	Бочарский	Омолонская свита (P ₂ om). Известняки, известковистые песчаники, алевролиты 50–200 м		Фольская свита (P ₁₋₃ fl). Песчаники, известняки, туффиты 270–300 м	Авланджинская свита (P ₂ av). Туфопесчаники, алевролиты, туффиты, туфы среднего и кислого состава 450–460 м	Федоровская свита (P ₁₋₂ fd). Пепловые туфы, туффиты, туфоалевролиты, прослой известняков 150–470 м	Кендыченская толща (P ₁₋₂ kn). Алевролиты, аргиллиты, прослой и пачки песчаников и известняков 200–300 м
		Казанский		Олыньский						
				Русско-омолонский						
	Приуральский	Уфимский	Джигдалинский	Халалинский	Джигдалинская свита (P ₁ dz). Алевролиты, аргиллиты, известняки 70–150 м		Рулонская свита (P ₁ rl). Известняки, прослой ракушечников 40–65 м	Окайликская свита (P ₁ ok). Алевролиты, известковистые алевролиты, известняки 380 м		
		Кунгурский		Коаргычанский						
		Артинский								
		Сакмарский	Мунугуджакский	Огонерский	Мунугуджакская свита (P ₁ mn). Песчаники, алевролиты, прослой известняков 70–85 м		Огонерская свита (P ₁ og). Песчаники, алевролиты, прослой известняков 70–80 м	Намовская свита (C ₃ -P ₁ nm). Известковистые песчаники, известняки, прослой алевролитов, гравелитов 200 м		
		Ассельский		Орочский						
	Верхний	Гжельский	Пареньский	Учинейский						Магивеевская свита (C ₃ -P ₁ mg). Туфы основного состава, алевролиты, песчаники, туффиты 200–500 м
		Касимовский		Ичевеевский						
	Каменноугольная									

Рис. 3. Схема корреляции верхнекаменноугольных–пермских отложений Омолонской и Яно-Колымской СФО.

ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Отложения этого возраста, соответствующие мунугуджакскому и джигдалинскому надгоризонтам перми, выделяются в Коркодонской и Ауланджинской СФЗ Омолонской области, а также в Гижигинской СФЗ Яно-Колымской области (рис. 3).

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Отложения отдельных частей зоны характеризуются отличиями в составе и в расчленении разрезов, что обусловило выделение здесь двух стратиграфических районов: Западно-Коркодонского и Мунугуджакского.

Западно-Коркодонский СР (6.1.5)

Мунугуджакская свита (P_1mn) выделена В. М. Заводовским [86], позднее изучалась В. Г. Ганелиным [277]. Развита очень ограниченно, обнажаясь в верховьях рек Спокойная и Очакчан. Залегает с размывом и несогласием на девонских или ниже-среднекаменноугольных отложениях. Свита образована вулканомиктовыми песчаниками и известковистыми алевролитами с прослоями песчаных известняков, с горизонтом гравийно-галечных конгломератов в основании. Мощность – 70–85 м. Многочисленные остатки брахиопод *Canocrinella missuriensis* (Sayre), *C. ex gr. janischewskiana* Step, *Jakutoproductus protoverchoyanicus* Kasch., *Neospirifer kedonensis* Einor и др., а также фораминиферы определяют принадлежность ее к орочковскому и огонерскому региональным горизонтам приуральской перми.

Джигдалинская свита (P_1dz) выделена В. М. Заводовским [86], позднее изучалась В. Г. Ганелиным, Н. И. Караваевой [277], Д. С. Кашиком и др. [96]. Стратотип свиты расположен на руч. Водопадный в бассейне р. Хивач. Распространена на междуречье Ниж. Коаргычан – Мал. Авландя – Ирбычан, в гораздо меньшей степени – в верховьях р. Верх. Коаргычан. На породах мунугуджакской свиты залегает согласно, но большей частью с размывом перекрывает вулканиты кедонской серии. На левобережье р. Омолон свита с размывом залегает на силурийских щелочных сиенитах.

В стратотипической местности свита сложена темно-серыми алевролитами, известковистыми аргиллитами, песчанстыми и глинистыми известняками, реже зеленовато-серыми вулканомиктовыми песчаниками. Известняки в основании свиты заключают прослой известковистых гравелитов и содержат обильные обломки (до 3 см) вулканитов. В верхах свиты в разрезе по руч. Водопадный диагностированы прослой пепловых туфов (устное сообщение А. С. Бякова). Мощность – около 70 м [45]. По площади распространения состав и стратиграфический объем свиты претерпевают изменения, в основании свиты появляется горизонт базальных гравелитов, отмечаются туфопесчаники и кремнистые алевролиты. Мощность свиты также изменяется и возрастает до 150 м.

Многочисленные органические остатки представлены фораминиферами *Rectoglandulina parva* Karav., *Nodosaria krotovi* Tschern., *Frondiculeria prima* Gerke, брахиоподами *Lissochonetes omolonensis* (Lich.), *Neospirifer snjatkovi* Zav., двустворками *Aphanaia lima* Lutk. et Lob. и др. указывают на соответствие свиты одноименному надгоризонту приуральской перми. Отмечается скользящий характер границ свиты, в частности, по данным А. С. Бякова, в стратотипическом разрезе верхи свиты могут включать самую нижнюю часть русско-омолонского регионального горизонта.

Мунугуджакский СР (6.1.6)

На право- и левобережье р. Омолон пермские отложения приуральского отдела подразделяются на огонерскую и рулонскую свиты [277].

Огонерская свита (*P_{1og}*) выделена первоначально в качестве толщи В. Г. Ганелиным и др. [277] на левобережье р. Мунугуджак. Распространена преимущественно в бассейне р. Кубака. Она с азимутальным несогласием перекрывает различные толщи кедонской серии и корбинской свиты.

Свита сложена серыми среднезернистыми вулканомиктовыми песчаниками, зеленовато-серыми неяснослоистыми алевролитами с прослоями (0,5 м) известняков, иногда переходящих в брахиоподовые ракушечники. Мощность – 70–80 м.

В породах свиты содержатся многочисленные брахиоподы *Verchoyania expositus* (Gan.), *Jakutoproductus insignis* Arb. et Grig., *J. rugosus* Gan., *J. terechovi* Gan. и др., гониатиты *Kolymoglaphyrites lasarevi* Kut. et Gan., *Uraloceras margaritae* Kut. et Gan., *U. omolonense* Bogosl. et Voiko, а также двустворчатые моллюски, указывающие на принадлежность свиты к мунугуджакскому надгоризонту приуральской перми. Нижняя граница имеет скользящий возраст.

Рулонская свита (*P_{1rl}*) выделена В. Г. Ганелиным [277] первоначально в ранге толщи, разрез ее описан на руч. Рулон (левобережье р. Мунугуджак). Залегает согласно на породах огонерской свиты, представлена серыми массивными и толстослоистыми кристаллическими известняками с прослоями ракушечников, содержащих фораминиферы *Ichtyolaria dilemma* (Gerke), брахиоподы *Komiella omolonensis* (Zav.), реже встречаются брахиоподы *Neospirifer* aff. *kedonensis* Einor и двустворки *Aphanaia lima* (Lutk. et Lob.), характеризующие в основном джигдалинский региональный надгоризонт приуральской перми, вероятно, без его верхней части. Мощность – 40–65 м.

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Окайликичская свита (*P_{1ok}*) выделена Н. И. Караваевой [294], стратотипический разрез ее расположен в правом борту р. Мал. Ауланджа, напротив устья руч. Окайликич. Распространена ограниченно в междуречье Мал. Авландя – Синяя – Бол. Авландя. На подстилающей намовской толще залегает согласно, связана постепенным переходом. Представлена свита песчанистыми алевролитами, иногда переходящими в мелкозернистые песчаники, тонкоплитчатыми известковистыми алевролитами, пачками и прослоями «колымиевых» известняков. Некоторая фациальная изменчивость

свиты выражается в уменьшении или увеличении по площади мощности прослоев известняков. Мощность – 380 м.

В породах свиты заключены остатки фораминифер *Rectoglandulina primitiva* Karav., брахиопод: *Megousia aagardi* (Toula), *M. kuliki* (Fred.), *Costatumulus janischewskiana* (Step.), *Neospirifer* cf. *kedonensis* Einor, *Tumarinia* sp. indet., характеризующие джигдалинский надгоризонт нижней перми [294].

ПРИУРАЛЬСКИЙ–БИАРМИЙСКИЙ ОТДЕЛЫ

Неразделенные отложения этого возраста выделяются в двух областях: Яно-Колымской (Гижигинская СФЗ) и Тайгоносско-Западно-Корякской (Чайбухинская СФЗ).

Яно-Колымская СФО (7)

Гижигинская СФЗ (7.2)

Пареньский СР (7.2.2)

Федоровская свита ($P_{1-2}fd$) названа по руч. Фёдоровский (бассейн р. Парень). Выходы свиты почти непрерывной полосой северо-восточного простирания прослеживаются от среднего течения р. Гижига в верховья р. Крестик. С нижележащей магивеевской свитой связана постепенным переходом и от нее трудно отличима. Нижняя граница проводится по появлению остатков призматического слоя раковин колымид. Свита представлена, по данным В. Г. Ганелина (1989 г.), преимущественно альбитизированными пепловыми туфами и туффитами мощностью 400 м [276]. По площади распространения туфы замещаются темно-серыми туфоалевролитами с прослоями туффитовых и органогенных известняков. Мощность по площади изменяется от 150 до 470 м [294].

В нижней части свиты содержатся фораминиферы: *Protonodosaria rauserae* Gerke, *Pr. proceriformis* Gerke, *Nodosaria* ex gr. *netschaewi* Tscherd. (определения Н. И. Караваевой), а также кораллы, брахиоподы и двустворчатые моллюски второй половины приуральской перми. Органические остатки (фораминиферы) в верхней части свиты соответствуют оломонскому надгоризонту биармийской перми: *Nodosaria* cf. *omolonica* А.М.-Мацл., *Frodictularia* cf. *tsaregradskyi* А.М.-Мацл., *Rectoglandulina pygmaeformis* А.М.-Мацл., *R. beringi* А.М.-Мацл. (определение Н. И. Караваевой) и брахиоподы: *Spiriferella gydanensis* Zav. (определение В. Г. Ганелина). С учетом вышеизложенного общий возрастной диапазон федоровской свиты отвечает верхней половине джигдалинского надгоризонта и оломонскому надгоризонту. По материалам полевых работ по листу в ЦИИ ВСЕГЕИ было выполнено SHRIMP-II датирование цирконов из прослоя туфа среднего состава ($275,0 \pm 2$ млн лет), в целом подтверждающее принадлежность пород к отложениям этого возраста.

Гармандинский СР (7.2.1)

Кендыченская толща ($P_{1-2}k\eta$) выделена Л. Д. Школьным и др. [344] для верховьев рек Бол. Гарманда и Наяхан, откуда ее выходы трассируются в северо-западном направлении в верховья р. Омолон. Нижняя граница толщи не наблюдалась.

Сложена толща темно-серыми массивными алевролитами, аргиллитами и алевролитистыми аргиллитами. В средней части разреза выделяется пачка зеленовато-серых тонкозернистых песчаников со сложной слоистостью, мощность пачки увеличивается на востоке до 40–50 м, а к западу выклинивается. В верхней части разреза – прослой и пачки переслаивающихся известняков и известковистых алевролитов. Мощность – 200–300 м.

В средней части толщи найдены остатки кораллов *Cladochonus* ex gr. *magnus* Gerth., двустворок *Aphanaia* aff. *adrianovi* (Murom et Kusn.), свидетельствующие о принадлежности к джигдалинскому надгоризонту нижней перми. Выше отмечаются двустворчатые *Aphanaia* sp., *Kolymia* cf. *nikolaevi* (Voronez), указывающие скорее всего на принадлежность к омолонскому надгоризонту биармийской перми (определения Н. И. Караваевой, А. С. Бякова, 1983–1984 гг.). Таким образом, возраст толщи отвечает верхней части приуральской и биармийской перми.

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Чайбухинская СФЗ (9.1)

Идикигиченская толща ($P_{1-2}id$). Название дано И. Л. Жулановой [288], описание приведено по материалам В. М. Гундобина (1977 г.). Выходит в тектонических блоках северо-восточного простирания, протягивающихся от верховьев р. Кечичма до среднего течения руч. Идикигичен, отмечена также в верховьях р. Авекова. Контакт с подстилающей кечичминской толщей несогласный (с размывом). Толща сложена тонкопереслаивающимися глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами и известковистыми песчаниками, в подошве и верхней части разреза присутствуют линзы мелко-среднегалечных конгломератов и гравелитов мощностью до 50 м. Мощность – не менее 1000 м. В песчаниках найдена фауна: *Productidae* gen. indet., *Pleurotomaria* sp., которая может указывать на приуральский–биармийский возраст толщи.

БИАРМИЙСКИЙ ОТДЕЛ

Отложения этого возраста в объеме русско-омолонского, олыньского и бочарского горизонтов омолонского регионального надгоризонта (казанский и уржумский ярусы) присутствуют во всех структурно-формационных областях, распространены ограниченно, вскрываясь в центральных частях антиклиналей, реже в синклиналиных структурах.

Омолонская СФО (6)
Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)
Западно-Коркодонский СР (6.1.5)

Омолонская свита (P_{2om}) выделена В. М. Завадовским в 1960 г. [86], позднее изучалась В. Г. Ганелиным, Н. И. Караваевой [45] и Д. С. Кашиком и др. [96]. Развита на севере территории в бассейнах рек Прав. Бургали, Кедон, в среднем течении р. Омолон, более значительные по площади выходы свиты отмечаются в центральной части листа в междуречье Джелты–Ирбычан–Хивач. Стратотип свиты находится на руч. Водопадный в бассейне р. Хивач. Согласно перекрывает джигдалинскую свиту, имея с ней резкую, ровную границу. В бассейне рек Прав. Бургали, Бродная, Инняга омолонская свита трансгрессивно перекрывает вулканы кедонской серии с базальным горизонтом (до 8 м) гравелитов и песчаников [77].

В стратотипической местности свита представлена серыми средне- и толстослоистыми органогенно-обломочными слегка окремненными известняками с прослоями ракушечников. В верхней части разреза присутствуют известковистые песчаники и алевролиты характерной зеленой окраски. Мощность – 120 м [45]. Фациальные изменения по площади заключаются в возрастании к северу в составе свиты роли песчаников, кремнистых алевролитов, в появлении углисто-глинистых сланцев, мощность ее также подвержена колебаниям и варьирует от 50 до 200 м. Свита содержит довольно многочисленные остатки фораминифер, брахиопод и двустворчатых моллюсков (преимущественно колымиид), в полном объеме отвечает одноименному надгоризонту биармийской перми и параллелизуется с казанским и уржумским ярусами ОСШ [96, 177].

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Авландинская свита (P_{2av}) выделена Н. И. Караваевой (1989 г.), ею же описан стратотип в правом борту руч. Окайликич [294]. Распространена в бассейнах рек Закоронная, Бол. и Мал. Авландя. С подстилающей окайликичской свитой связана постепенным переходом, нижняя граница фиксируется появлением в разрезе туфогенных и кремнистых пород голубовато-серого и темно-зеленого цветов.

Свита образована плитчатыми известковистыми туфопесчаниками, песчанистыми алевролитами, кремнистыми алевролитами, туффитами, туфами среднего и кислого составов; встречаются конкреции и маломощные прослои колымиевых известняков и ракушечников [153]. Нижние части свиты представлены больше туфопесчаниками, песчаниками и алевролитами, а верхние – ярко-зелеными и голубовато-серым кремнистыми алевролитами и туффитами. Мощность – 450–460 м.

В породах свиты заключены фораминиферы *Nodosaria omolonica* А.М.-Мацл., *N. kolymica* А.М.-Мацл., *N. lata* Sossip. и др. (определения Н. И. Караваевой), двустворки *Aphanaia* cf. *dilatata* Biak., *A.* cf. *stepanovi* (Муром.), *Streblopteria* cf. *engelhardti* (Eth. et Dun.), *Kolymia* aff. *inoceramiformis* Lich. (определения А. С. Бякова). Комплексы фораминифер, брахиопод и двустворок отвечают полному объему омолонского надгоризонта биармийской перми [294].

Тайгоносско-Западно-Корьякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Айчанская толща ($P_{2a\check{c}}$) выделена по результатам подготовительного этапа ГДП-200 в тектоническом блоке на левобережье р. Кычувеем [287]. Нижняя граница не установлена; толща сложена в нижней части разреза алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с вулканическими брекчиями и псефо-псаммитовыми туфами базальтов, в верхней части – базальтами, андезибазальтами, пикробазальтами и их туфами. Видимая мощность толщи – более 1000 м. В низах разреза отмечаются линзовидные прослой вулканомиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников с обломками призматического слоя колымиеподобных двустворок и отпечатками *Aphanaiia* sp., которые, по заключению Н. И. Караваевой, отвечают оломонскому надгоризонту биармийской перми.

ПРИУРАЛЬСКИЙ–ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛЫ

Омолонская СФО (6)

Коркодонская СФЗ (6.1)

Мунугуджакский СР (6.1.6)

Фолькская свита ($P_{1-3}f$) выделена В. Г. Ганелиным [277] первоначально в ранге толщи, лектостратотип свиты расположен на руч. Фольк (левобережье р. Мунугуджак). Выходы ее зафиксированы на небольших площадях в северной части листа на левобережье р. Мунугуджак и в бассейне р. Кубака. Залегает согласно на известняках рулонской свиты.

Свита сложена серыми массивными грубозернистыми полимиктовыми песчаниками (внизу), серыми мелкозернистыми известняками, буровато-серыми туффитами среднего состава. Мощность – 270–300 м.

В породах свиты присутствуют фораминиферы: *Nodosaria* aff. *omolonica* A.M.-Macl., *Fronicularia ganellini* Kar., брахиоподы: *Megousia kolymensis* (Lich.), *Kolymaella ogonerensis* (Zav.), *Mongolusia russiensis* (Zav.), *Terrakea korkodonensis* (Lich.) и др., характерные для джигдалинского, омолонского надгоризонтов, и частично, низов гижигинского горизонта перми. Возраст свиты принят в объеме уфимского, казанского, уржумского и части северодвинского ярусов.

БИАРМИЙСКИЙ–ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения этого возрастного интервала выделяются только в Вилигинской и Тайгоносско-Западно-Корьякской (Кони-Тайгоносской) СФО.

Вилигинская СФО (12)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (12.1)

Эуматская толща (P_{2-3em}) выделена А. П. Чуравцовым в 1991 г. [339] в междуречье Мандычена и Эумата, где ее типовой разрез описан Т. И. Иевлевой [291]. Основание толщи не вскрыто. Она сложена линзовидно-слоистыми углефицированными аргиллитами, глинистыми алевролитами с прослоями, караваобразными стяжениями, желваками и конкрециями известковистых песчаников и алевролитов. В нижней трети разреза толщи присутствуют пласты (мощностью 2–30 м) мелко-среднезернистых полимиктовых песчаников, реже туфопесчаников, ниже которых встречаются прослой и линзы туфов андезитов. В средней и верхней частях толщи собраны остатки *Kolymia inoceramiformis* Lich., *Intomodesma* sp. Видимая мощность – 1150–1350 м.

Толща согласно перекрывается нижнетриасовыми отложениями. С учетом находок фауны и положения в разрезе, возрастной диапазон толщи отвечает, возможно, верхам биармийского и большей части татарского отделов перми.

Тайгоносско-Западно-Корьякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Чайбухинская СФЗ (9.1)

Мулханская серия (P_{2-3mh}) выделена И. Л. Жулановой [288], объединяет куюльскую и эмканскую свиты, составляющие единый седиментационный цикл. Соотношение с подстилающими образованиями не наблюдалось.

Куюльская свита сложена внизу темно-серыми алевролитами и зелеными известковистыми песчаниками, изредка переходящими в гравелиты и конгломераты. Выше они сменяются флишеподобным чередованием алевролитов и песчаников, включают прослой светло-серых пепловых туфов и туффитов кислого состава, туфопесчаников. Мощность – 500–600 м. Найденные в верхней части органические остатки *Rhynchopora lobjaensis* (Lich.), *Magadania* sp., *Terrakea* cf. *korkodonensis* (Lich.), *Neospirifer* cf. *kedonensis* (Einor) позволяют параллелизовать ее с олонкомским надгоризонтом биармийской перми [95].

Эмканская свита залегает согласно на куюльской, в непрерывном разрезе нижняя граница свиты проводится по появлению пачек песчаников с линзами гравелитов. Составлена алевролитами и аргиллитами с рассеянным песчано-гравийно-галечным материалом; в нижней части разреза нередки прослой известковистых песчаников, линзы гравелитов и конгломератов, в верхней встречаются линзы известняков, отмечаются остатки призматического слоя раковин колымий. Мощность – 600 м. По редким фаунистическим остаткам и положению в разрезе пермских отложений свита сопоставляется с гижигинским горизонтом татарской перми [95]. Общая мощность серии – 1100–1200 м.

Общий возрастной диапазон серии отвечает уржумскому ярусу биармийской и северодвинскому ярусу татарской перми.

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Бурнинская толща (P_{2-3br}) выделена И. Л. Жулановой и др. [288] в пределах тектонических блоков на водоразделе р. Кычувэвеем и ее левого притока – руч. Бурный (Тикас). Соотношение пород свиты с подстилающей айчанской, предположительно, несогласное.

Толща сложена темно-зелеными базальтами, андезибазальтами, андезитами, их туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфоалевролитами, известковистыми песчаниками и конгломератами. Мощность толщи достигает 2000 м. Средне-позднепермский возраст толщи основывается на находках внизу разреза призматического слоя и раковин *Aphanais* ex gr. *stepanovi* (Mugom.), *Kolybia* ex gr. *simkini* Porow, характеризующих, по заключению И. Н. Караваевой, оломонский региональный надгоризонт биармийской перми, верхняя часть свиты, вероятно, отвечает татарскому отделу перми.

ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛ

Пермские отложения татарского отдела, занимая участки небольшой площади, присутствуют на территории листа повсеместно.

Оломонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Западно-Коркодонский СР (6.1.5)

Отложения татарского отдела перми в районе в связи с малой мощностью составляющих его свит объединены в водопадненскую серию.

Водопадненская серия (P_{3vd}) выделена Д. С. Кашиком при характеристике опорного разреза пермских отложений по руч. Водопадный [96]. Преимущественное развитие получила в верхьях р. Спокойная и на междуречье Джелты–Ирбычан. Залегает согласно на оломонской свите, иногда со следами небольшого размыва. Серию составляют гижигинская и хивачская свиты.

Гижигинская свита представлена зеленовато-серыми средне- и толстослоистыми кремнистыми породами, переходящими в алевритистые, песчанистые и известковистые разности, черными аргиллитами с рассеянным песчаным и гравийно-галечным материалом, присутствуют прослои и линзы крупнокристаллических известняков. В нижней части разреза по р. Русская (Оломонская) недавно А. С. Бяковым диагностированы прослои туфов среднего состава. Мощность – около 60 м [45]. При полевых работах по листу из прослоев туфов среднего состава верхней части свиты были выделены цирконы, по которым в ЦИИ ВСЕГЕИ выполнено SHRIMP-II датирование и получен средневзвешенный возраст $264,8 \pm 3,3-3,5$ млн лет, подтверждающий принадлежность свиты к нижней части татарского отдела перми.

Хивачская свита залегает согласно на гижигинской и связана с ней постепенным переходом. Образована преимущественно зеленовато-серыми грубослоистыми глауконитовыми песчаниками, иногда чередующимися

с алевролитами и кремнистыми породами, присутствуют линзы, прослои и пласты окремненных известняков. Мощность – до 55 м [45].

Суммарная мощность серии – около 110 м. Водопадненская серия достаточно хорошо охарактеризована ископаемыми остатками, среди которых преобладают брахиоподы (в нижней части преимущественно представители рода *Cancrinelloides*, а в верхней – *Stepanoviella*, реже встречаются двустворчатые моллюски). Многочисленны также фораминиферы, остракоды, гастроподы, найдены одиночные кораллы – ругозы. Водопадненская серия соответствует колымскому региональному надгоризонту и сопоставляется с татарским отделом ОСШ, исключая, возможно, самые верхи его. В связи с затрудненностью корреляций континентальных и морских отложений этот вопрос пока остается открытым.

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Выделяющиеся в зоне гижигинская и хивачская свиты отличаются составом и значительно большей мощностью по сравнению со стратотипами и на карте показаны раздельно.

Гижигинская свита (P_3gz) выделена В. М. Заводовским [86], позднее изучалась В. Г. Ганелиным, Н. И. Караваевой [45], Д. С. Кашиком и др. [96], А. С. Бяковым (2015 г.). В большинстве разрезов свита залегает согласно на подстилающей авландинской свите, с которой имеет ровную четкую границу. Стратотип свиты установлен на руч. Водопадный в бассейне р. Хивач. В стратотипической местности свита представлена зеленовато-серыми средними и толстослоистыми кремнистыми породами, переходящими в алевритистые, песчаные и известковистые разности, черными аргиллитами с рассеянным песчаным и гравийно-галечным материалом, присутствуют прослои (до 0,4 м) и линзы крупнозернистых известняков.

Распространена в бассейнах рек Закоронная, Мал. и Бол. Авландя, где представлена в основном алевролитами и кремнистыми алевролитами и аргиллитами с рассеянным песчано-галечным материалом, редкими пластами песчаников, известковистых песчаников и линзовидными прослоями «колымиевых» известняков. Мощность свиты возрастает в восточном направлении – до 150–200 м [75].

Отложения содержат обильные остатки фораминифер: *Protonodosaria* sp., *Nodosaria pseudolata* Karav., *N. catenuliformis* Karav., *N. bilocularia* Karav., *Fronicularia composita* Karav., *F. ex gr. dilemma* Gerke (определения Н. И. Караваевой), двустворок *Maitaia* cf. *belliformis* Biak., *Vnigripecten* sp. (определения А. С. Бякова), брахиопод: *Neospirifer* sp., *Cleiothyridina pectinifera* (Sow.), *Cancrinelloides curvatus* (Tolm.), *Conocardium robustum* Flet., *Spitzbergenia* cf. *alferovi* (Milor.) и др. (определения В. Г. Ганелина), характеризующие гижигинский горизонт (северодвинский ярус татарской перми).

Хивачская свита (P_3hv) выделена также В. М. Заводовским [86], после изучалась М. И. Тереховым [211], В. Г. Ганелиным, Н. И. Караваевой [45], А. С. Бяковым (2015 г.). На подстилающей гижигинской свите залегает согласно, связана постепенным переходом, граница проводится по исчезновению обломочного материала и появлению глауконитовых пород. Стратотип

свиты описан на руч. Водопадный в бассейне р. Хивач. Распространена в бассейнах рек Закоронная, Мал. и Бол. Авландя. Свита сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и известковистыми алевролитами с прослоями и линзами колымиевых известняков. Мощность свиты увеличивается в восточном направлении и достигает 100–200 м. Отложения содержат многочисленные остатки фораминифер, двустворок, брахиопод (определения А. С. Бякова, В. Г. Ганелина, Н. И. Караваевой), которые датируют возраст свиты в объеме хивачского горизонта татарской перми (вятский ярус).

Яно-Колымская СФО (7)

Хетагчанская СФЗ (7.1)

Балыгычанская свита (P_3b) выделена западнее территории [29], где согласно залегает на купкинской свите; на территории листа подошва свиты не вскрыта. Обнажается на ограниченной площади в северо-западном углу листа на правом берегу р. Аксу. Характеризуется преобладанием в своем составе серых и светло-серых мелко-среднезернистых лититово-полевошпатовых и лититовых песчаников с карбонатными стяжениями размером до 20 см. Подчиненное значение имеют темно-серые неяснослоистые алевролиты и аргиллиты, образующие редкие прослои или (в верхней части разреза) пачки переслаивания с песчаниками. Среди песчаников присутствуют линзы, прослои и отдельные пачки (до 30–40 м) диамиктитов с рассеянным обломочным материалом гравийно-галечной размерности [31]. Мощность – 450–760 м. Собранные остатки брахиопод и двустворок определяют принадлежность свиты к гижигинскому и нижней половине хивачского горизонта северодвинского и вятского ярусов (колымский надгоризонт региональной шкалы).

Нябольская свита (P_3nb) распространена несколько шире подстилаящей ее балыгычанской свиты, согласно перекрывает последнюю. Граница проводится по исчезновению из разреза мощных пачек светло-серых песчаников. Основной состав свиты – темно-серые массивные, иногда углеродистые аргиллиты (содержание углерода достигает 4,7 %, среднее 1 %), присутствуют алевролиты, редкие прослои известковистых песчаников. В средней части разреза свиты обнаруживаются пакеты и пачки (10–40 м) переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников с косой, нарушенной или градиционной слоистостью [121]. Песчаники и алевролиты нередко известковистые, наблюдаются пакеты и пачки черных тонкоотмученных аргиллитов. Мощность изменяется от 450 до 650 м, увеличиваясь в восточном направлении. Алевролиты местами содержат остатки двустворок и более редких брахиопод и иглокожих, указывающих на принадлежность свиты к хивачскому регионогоризонту татарской перми.

Гижигинская СФЗ (7.2)

Гармандинский СР (7.2.1)

Тенкелийская толща (P_3tn) выделена Л. Д. Школьным и др. (1985 г.) с опорным разрезом на р. Тенкели [344]. Развита в полосе северо-западного

простирается, протягивающейся из бассейна р. Вахалам в верховья р. Тенкели. На породах кендыченской толщи залегает согласно, нижняя граница четкая, проводится по кровле пачки известняков. Основной объем толщи слагают темно-серые массивные алевролиты и алевролитистые аргиллиты, зеленовато-серые вулканомиктовые алевролиты и песчаники; присутствуют линзы серых известняков, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность – 530–550 м.

В верхней части обнаружены остатки двустворок *Maitaia* sp., *Mourlonia* aff. *yabeshigeni* (Kob.). Возраст толщи на основании этих находок, стратиграфического положения и корреляций ограничивается гижигинским горизонтом и нижней частью хивачского горизонта татарской перми.

Валентиновская толща (P₃vl) выделена А. В. Чайцыным в 1986 г. [334]. Опорный разрез толщи описан по руч. Валентиновский. Залегает, вероятно, согласно на тенкелийской толще; образована темно-серыми рассланцованными аргиллитами и глинистыми алевролитами с редкими линзами колчумиевых известняков. Мощность – 400 м. В известняках найдены остатки двустворок *Intomodesma* aff. *costatum* Porow, определяющие, по А. С. Бякову, принадлежность толщи к хивачскому горизонту татарской перми.

Пареньский СР (7.2.2)

Ауланджинская свита (P₃al) выделена В. Г. Ганелиным [44], название дано по р. Бол. Ауланджа, правому притоку р. Омолон, стратотип находится в верхнем течении руч. Федоровский. Распространена в междуречье Дручак – Бол. Авландя – верховья р. Парень, небольшие по площади выходы свиты отмечаются на левобережье р. Ахандя, в нижнем течении руч. Дручак и северо-восточном углу листа (правобережье р. Крестик). С подстилающими отложениями (федоровская свита) связана постепенным переходом. Сложена темно-серыми и черными вулканомиктовыми аргиллитами, алевролитами, прослоями и пачками (до 40–50 м) зеленоцветных косослоистых песчаников. Мощность 400 м. Характерной чертой является присутствие горизонтов «галечковых» аргиллитов (диамиктитов), в алевропелитовом матриксе которых содержится обильный (до 40–50 %) обломочный материал галечниковой и валунной размерности. В верхней части свиты найдены остатки брахиопод: *Canocrinelloides penzhinaensis* (Zav.), *Penzhinaella tsaregradsky* Zav., двустворок *Maitaia* cf. *bella* Viakov, характеризующих гижигинский горизонт (северодвинский ярус) татарской перми.

Арманджинская свита (P₃ar) выделена В. Г. Ганелиным, название присвоено по р. Арманджа (правому притоку р. Парень), стратотип описан в верхнем течении руч. Федоровский [44]. С подстилающими отложениями гижигинской свиты связана постепенным переходом и близка к ним по литологии. Свита сложена зелеными тонко- и среднезернистыми вулканомиктовыми песчаниками и известняками, мощность – 200 м. Порода свиты содержат фораминиферы *Ichtyolaria maxima* Kar., *Rectoglandulina gigantea* А.М.-М., двустворчатые моллюски *Intomodesma* sp., редкие брахиоподы *Stepanoviella paracurvata* Zav., которые определяют принадлежность свиты к хивачскому горизонту татарской перми (вятский ярус).

Тайгоносско-Западно-Корьякская (Кони-Тайгоносская) СФО(9)

Чайбухинская СФЗ (9.1)

Тополовская свита (P_3tp) выделена Н. И. Караваевой [95], распространена очень ограниченно в полосе северо-восточного простираения на п-ове Тайгонос. Залегает согласно на мулханской серии, граница проводится по подошве серых массивных алевролитов. Свита сложена почти на всю мощность плотными массивными алевролитами. В нижней части присутствуют многочисленные прослои известковистых алевролитов и линзы серых среднезернистых известняков. Мощность свиты – 500–550 м. Породы содержат остатки *Intomodesma* ex gr. *evenica* Kuzn., *I.* ex gr. *costatum* Pop., отвечающие хивачскому горизонту татарской перми.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения знаменуют заметно обособленный подэтап развития территории, начавшийся с рубежа палеозойской и мезозойской эр: он отмечен крупными перестройками в палеогеографии и в органическом мире. Индский век является началом трансгрессии, сменившей широко распространявшуюся регрессию конца позднепермской эпохи [27].

Отложения триаса распространены на территории практически повсеместно, они известны в составе всех структурно-формационных областей. Почти везде характеризуются тонкотерригенным составом, но сильно отличаются мощностью. Наибольшие площади выходов они занимают на западе и юго-западе территории, где в составе Хетагчанского поднятия и Гижигинской зоны имеют большую мощность и расчленены на свиты, по объему сопоставимые с ярусами триасовой системы. Отложения северной и центральной частей территории в границах Омолонского массива отличаются малой мощностью и расчленены на свиты, объединяющие целые отделы триасовой системы. Схема расчленения отложений основана на результатах среднемасштабного картирования и тематических исследований разных лет Ю. М. Бычкова, И. В. Полуботко, Ю. С. Репина, особенно большое значение имеют обобщения Ю. М. Бычкова [26, 27, 28].

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнетриасовые отложения распространены на территории повсеместно, обычно выделяются как нерасчлененные (Яно-Колымская, Вилигинская и Тайгоносско-Западнокорьякская СФО) или присутствуют в составе подразделений широкого возрастного диапазона (Омолонская СФО) (рис. 4).

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Омолонская СФО (6)		Яно-Колымская СФО (7)		Вилигинская СФО (11)		
				Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)	Ауланджинская СФЗ (6.2)	Гижигинская СФЗ (7.2)	Хетагчанская СФЗ (7.1)	Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (11.1)		
Триасовая	Верхний	Рэтский	Финишский		Бургагчанская свита (T_3br). Песчаники, туффиты, алевролиты, аргиллиты, известняки 50–150 м	Связующинская свита (T_3-J_1sv). Туфоалевролиты, туффиты, туфы трахибазальтов 200–400 м	Нижнесвязующинская подсвита ($T_3-J_1sv_1$). Туфоалевролиты, алевролиты, туффиты, туфы основного состава 90–130 м	Сугойская свита (T_3sg) Алевролиты, аргиллиты, туфоалевролиты, туффиты, туфы андезитов 700–1100 м	Анманьканская свита (T_3an). Туффиты, туфоалевролиты, туфы андезитов 500–700 м	
		Норийский	Бургагчанский		Обыкновеннинская свита (T_3ob). Аргиллиты, алевролиты, прослой известняков 0–100 м	Ачаквеевская свита (T_3ac). Аргиллиты, алевритистые аргиллиты, алевролиты, конкреции 80–400 м		Хурканская толща (T_3hk). Алевролиты, аргиллиты, прослой песчаников 450–500 м	Мосичанская свита (T_3ms). Туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туффиты 550–700 м	
			Ненкальский							
			Килганинский							
			Визуальнинский							
		Карнийский	Кедонский		Джапкачанская толща (T_3dz). Аргиллиты, алевролиты, песчаники 500–700 м	Инначская свита (T_3in). Алевролиты, песчаники, аргиллиты 1000–1300 м				
			Жильнинский							
		Средний	Верхозырянский		Джугаджакская свита ($T_{1-3}dž$). Аргиллиты, известняки, алевритовые аргиллиты, конкреции 20–150 м	Июльская свита ($T_{1-3}il$). Аргиллиты, алевролиты, слой и линзы известняков, конкреции 150–250 м	Июльская свита. Верхнеиюльская подсвита ($T_{2-3}il_2$). Аргиллиты, алевролиты, прослой известняков и известковых алевролитов, конкреции 100–500 м	Плетукская толща ($T_{2-3}pl$). Аргиллиты, прослой алевролитов и песчаников, линзы известняков 400–550 м	Омутовская толща ($T_{2-3}om$). Алевролиты, прослой песчаников, линзы известняков 200–250 м	
										Ладинский
			Някучанский							
			Анизийский							Куларский
		Нижний	Оленёкский		Оленёкский	Июльская свита. Нижнеиюльская подсвита ($T_{1}il_1$). Аргиллиты, алевролиты, реже песчаники, линзы известняков 300–350 м	?	Аксуйская толща ($T_{1}ak$). Аргиллиты, прослой алевролитов и песчаников, конкреции 800–1000 м	Некучанская толща ($T_{1}nk$). Аргиллиты, прослой алевролитов, реже известковистых песчаников, конкреции 350–400 м	
Индский	Лекеерский		?							

Рис. 4. Схема корреляции триасовых отложений Омолонской, Яно-Колымской и Вилигинской СФО.

Яно-Колымская СФО (7)

Хетагчанская СФЗ (7.1)

Аксуйская толща (T_1ak) выделена А. П. Чуровцевым [339] по материалам М. Б. Лапина [121], обнажается на правом берегу р. Сугой в пределах Хетагчанского поднятия, где обрамляет в ядрах антиклиналей выходы пермских отложений, согласно залегает на породах нябольской свиты татарского отдела перми. Толща образована темно-серыми сланцеватыми аргиллитами с частыми тонкими (1–5 см) ритмично повторяющимися прослоями тонкослоистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность – 800–1000 м. Среди пород толщи распределены шаровидные и караваетообразные глинисто-карбонатные конкреции, заключающие в нижней части разреза «*Lytosphiceras*» ex gr. *evolutum* Spath., в средней части – остатки аммоноидей «*Flemingites*» sp., *Boreoceras* sp. indet. и ядра оленёкских *Claraia aranea* (Tozer) в верхней. Толща отвечает индскому и оленёкскому ярусам.

Гижигинская СФЗ (7.2)

Нижнетриасовые отложения зоны являются частью июльской свиты, выделенной в ранге толщи А. Г. Чернявским и В. А. Сурчиловым [337], позже переведенной в свиту [26]. Свита в объеме нижнего–среднего триаса и части карнийского яруса верхнего отдела выделена в легендах ГК-200/2 и ГК-1000/3, в принятой схеме корреляции ее возрастной диапазон почему-то сокращен [177]. В Гижигинской СФЗ свита делится на две подсвиты, к нижнему отделу триаса относится нижнеиюльская подсвита [28].

Июльская свита. Нижнеиюльская подсвита (T_1il_1) распространена в бассейнах рек Наяхан, Бол. Гарманда, на междуречье Гижига–Парень. Залегает на подстилающих отложениях перми, предположительно, со стратиграфическим перерывом. Сложена темно-серыми сланцеватыми аргиллитами с линзами и прослоями пелитоморфных известняков. На востоке и юге площади распространения подсвиты образована чередующимися темно-серыми сланцеватыми аргиллитами и алевролитами, иногда алевролитистыми аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками [336]. Мощность отложений возрастает в юго-восточном направлении, достигая 300–350 м в бассейнах рек Гижига и Парень.

В нижней части подсвиты собраны ядра позднеиндских моллюсков *Promyalina* sp., *Proptychites* sp. indet., выше – многочисленные остатки ранне- и позднеоленёкских двустворок и аммоноидей. Таким образом, подсвита по объему соответствует почти всему нижнему триасу за исключением низов инда.

Вилигинская СФО (12)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (12.1)

Некучанская толща (T_1nk) обнажается в бассейнах рек Эльге и Некучан, выделена А. П. Чуравцовым [339] по материалам А. Д. Силинского и Т. И. Иевлевой [281]. В бассейне р. Некучан перекрывает эуматскую тол-

щу татарского отдела перми, предполагается ее согласное залегание на подстилающих породах, хотя и не исключается возможный стратиграфический перерыв. Толща представлена темно-серыми сланцеватыми аргиллитами с прослоями алевролитов и (гораздо реже) известковистых песчаников. Местами в породах встречаются мелкие шаровидные и эллипсоидальные глинисто-кремнистые и карбонатные конкреции. Мощность – 350–400 м. Редкие окаменелости в толще представлены ядрами позднеолёнокских *Parasibirites* sp. indet., *Nordophiceras?* sp. indet. По положению в общем разрезе триасовых отложений предполагается соответствие толщи всему нижнему отделу триаса.

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Чайбухинская СФЗ (9.1)

Ледниковский СР (9.1.2)

Нижнетриасовые отложения этого района представлены нижнематугской подтолщей и входят в состав ниже-верхнетриасовой матугской толщи, выделенной А. М. Змихновским в 1989 г. [289] в бассейне одноименной реки и развитой в верховьях рек Бол. Чайбуха, Тополовка, Пылгин.

Матугская толща. Нижнематугская подтолща (T_{mt}) залегает, предположительно, согласно с постепенным переходом на пермских отложениях [287]. Сложена темно-серыми до черных тонкополосчатыми алевролитами, песчанистыми и алевролитистыми аргиллитами с прослоями (2–5 м) палево-серых массивных мелкозернистых песчаников и редкими известково-фосфатными конкрециями. Мощность – около 500 м.

В породах найдены остатки «*Atomodesma*» cf. *errabunda* Popow, *Nordophiceras* cf. *schmidtii* (Mojs.), *N.* cf. *karpinskii* (Mojs.), *N.* ex gr. *olenekense* Popow (определения Ю. М. Бычкова), указывающие на оленёкский и, возможно, индский возраст отложений.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднетриасовые отложения распространены практически по всей территории листа. В пределах Яно-Колымской, Вилигинской и Тайгоносско-Западно-Корякской (Кони-Тайгоносской) СФО обычно выделяются анизийские, а также ладинские отложения вместе с частью карнийского яруса.

Анизийский ярус

Отложения анизийского возраста закартированы в Яно-Колымской и Вилигинской областях.

Яно-Колымская СФО (7)

Хетагчанская СФЗ (7.1)

Элекчанская свита (T_2el) выделена А. П. Чуравцовым [339], названа по р. Элекчан. Лектостратотипом является разрез, изученный М. Б. Лапиным в коренных обнажениях на левом борту долины р. Венера [121]. Распространена достаточно широко в северо-западной части листа на междуречье Лунная–Венера–Аксу, а также в бассейне р. Тебана. Свита согласно перекрывает нижнетриасовую аксуйскую толщу, в основании располагается пачка (120–200 м) зеленовато-серых мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами. Выше залегают темно-серые аргиллиты и алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами пелитоморфных известняков. Мощность – 1200–1350 м.

По всему разрезу распространены шаровидные и овальные глинисто-карбонатные конкреции, которые заключают органические остатки. В нижней части встречены ранне-среднеанизийские *Arctohungarites triformis* (Mojs.), *Czekanowskites gastroplanus* (Popow), *Ussurites* ex gr. *yabei* Diener и др., выше – позднеанизийские двустворки и аммоноидеи: *Daonella dubia* (Gabb), *Parapopanoceras dzeginense* (Voin.), *Frechites* ex gr. *humboldtensis* (Hyatt et Smith.) и др. Возраст свиты – анизийский ярус среднего триаса.

Вилигинская СФО (12)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (12.1)

Маймачанская толща (T_2mm) выделена А. П. Чуравцовым [339]. Распространена очень ограниченно, фрагменты толщи обнажаются в верховьях р. Нэкучан и на левобережье р. Эльга. На породах нижнетриасовой некучанской толщи залегает согласно. В основании разреза располагается пачка (около 150 м) монотонных сланцеватых аргиллитов. Основной объем толщи представлен алевролитами, аргиллитами и (в меньшем количестве) мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, более характерными для нижней половины разреза. Видимая мощность толщи – 800–1000 м. В направлении с запада на восток роль песчаников в разрезе толщи снижается. В глинисто-кремнистых и известково-глинистых конкрециях встречены остатки *Daonella* cf. *dubia* Gabb., *Parapopanoceras dzeginense* Voin., *Arctogymnites sonini* Popow, *Czekanowskites decipiens* (Mojs.) и др., определяющие ее анизийский возраст.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ, АНИЗИЙСКИЙ ЯРУС – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ, КАРНИЙСКИЙ ЯРУС

Среднетриасовое время и начало карнийского века на Северо-Востоке России отмечены заметной регрессией, расширением площадей суши, которая в раннем карнии сменилась трансгрессией моря [27]. Средне-верхнетриасовые отложения распространены в составе Яно-Колымской, Вилигинской и Тайгоносско-Западно-Коряжской (Кони-Тайгоносской) СФО. Среди стратиграфических подразделений этого этапа различаются стратоны, охватывающие ладинский ярус и нижнюю часть карнийского яруса, и стратоны более широкого

возрастного диапазона – от анизия до низов карния включительно. Анизийско-карнийские отложения закартированы в Тайгоносско-Западно-Корякской (Кони-Тайгоносской) и, частично, в Яно-Колымской СФО. Ладинско-карнийские отложения выделяются на площади Хетагчанской зоны Яно-Колымской СФО и в Тахтоямо-Вилигинской зоне Вилигинской СФО.

Яно-Колымская СФО (7)

Гижигинская СФЗ (7.2)

Июльская свита. Верхнеиюльская подсвита ($T_{2-3}l_2$) распространена от бассейна р. Наяхан до бассейна р. Парень на северо-востоке листа, согласно перекрывает нижнюю подсвиту. Представлена серыми алевритовыми аргиллитами, переслаивающимися внизу с темно-серыми аргиллитами, а вверху – с серыми кварцево-полевошпатовыми алевролитами. Далее к юго-востоку и югу в бассейн р. Парень аргиллиты замещаются более монотонной толщей чередования темно-серых (до черных) сланцеватых, иногда углистых аргиллитов и алевритистых аргиллитов с прослоями известняков и известковистых алевролитов [336]. В породах многочисленны мелкие шаровидные и эллипсоидальные фосфатные и известково-глинистые конкреции. Мощность закономерно увеличивается в юго-восточном направлении от 80–100 м до 350–500 м.

В нижней части подсвиты собраны многочисленные остатки среднеанизийских аммоноидей, в вышележащих пачках содержатся ядра позднеанизийских и позднеладинских аммоноидей. Возраст верхнеиюльской подсвиты принят в объеме анизия (за исключением самых его низов) – ладина и низов карния [28].

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоноская) СФО (9)

Чайбухинская СФЗ (9.1)

Пылгинский СР (9.1.1)

В бассейне р. Пылгин средне-верхнетриасовые вулканогенные образования выделяются в верхнепылгинский вулканический комплекс [287].

Верхнепылгинский вулканический комплекс трахибазальт-трахидацитовый

Верхнепылгинская толща ($T_{2-3}vp$) обнажается в верховьях р. Пылгин, где И. Л. Жулановой описан ее типовой разрез [78]. Развита в полосе северо-восточного простиранья, протягивающейся от верховьев р. Бол. Чайбуха на левобережье р. Инчик. Толща с размывом и, возможно, структурным несогласием залегает на пермских отложениях, в базальном горизонте содержит гальку и валуны пермских и, вероятно, ниже-среднетриасовых пород [78]. Толща представлена трахидацитами, трахириодацитами, трахибазальтами и их туфами, тефроидами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами и туфосилицитами. Мощность – не менее 1500 м. Средне-

позднетриасовый возраст образований основывается на геологических соотношениях с подстилающими и перекрывающими отложениями (галька пород толщи установлена в конгломератах угрюмовской толщи нижнего мела) и дате $232 \pm 9,7$ млн лет, полученной в лаборатории СВКНИИ (г. Магадан) Rb-Sr изохронным методом по валовым пробам метавулканических и метаосадочных пород [288].

С эффузивами комплекса ассоциируют мелкие, не выражающиеся в масштабе карты субвулканические силлы и дайки трахидацитов и трахибазальтов.

Ледниковский СР (9.1.2)

Матугская толща. Верхнематугская подтолща ($T_{2-3}mt_2$) связана непрерывным переходом с нижней подтолщей, сложена переслаивающимися серыми, иногда полосчатыми алевролитами, темно-серыми тонкосланцеватыми аргиллитами и углистыми аргиллитами, а также мелкозернистыми песчаниками. Мощность – около 400 м.

В породах собраны остатки средне- и позднеанизийских цератитов *Czekanowskites cf. gastroplanus* (Popow), *Parapopanoceras cf. inconstans* Dagys et Erm., *Amphipopanoceras cf. dzeginense* Voin. Возраст ее принят в объеме анизия, ладина и низов карния [28].

НИЖНИЙ ОТДЕЛ, ИНДСКИЙ ЯРУС – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ, КАРНИЙСКИЙ ЯРУС

Отложения триаса этого возрастного диапазона выделяются только в Омолонской СФО. В Коркодонской зоне области выделяется джугаджакская свита, в Ауланжинской зоне распространена июльская свита.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Джугаджакская свита ($T_{1-3}dz^k$) выделена Б. М. Гусаровым [281] по материалам К. В. Симакова [59], И. В. Полуботко и Ю. С. Репина [313]. Гипостратотип свиты расположен за северной границей листа на левобережье р. Джугаджак. Распространена в северо-западной части листа в бассейнах рек Прав. Бургали, Бродная, Мунугудяк и центральной части территории на междуречье Домбычан–Ирбычан.

На северо-западе территории в бассейне р. Прав. Бургали свита с размывом и стратиграфическим несогласием перекрывает биармийскую омолонскую свиту, в подошве присутствует горизонт (20 см) гравелитов, переходящих в крупнозернистые песчаники [77]. Юго-западнее в верховьях р. Омолон джугаджакская свита, по-видимому, со стратиграфическим несогласием, отвечающим самым верхам перми и нижней части инда, залегает на татарских отложениях перми; местами присутствуют коры выветривания по пермским породам.

В ходе полевых работ по листу в бассейне руч. Водопадный изучено соотношение верхнепермских и триасовых отложений [32]. Наблюдалось как на алевролитах с линзами известняков водопадненской серии перми залегает кора выветривания мощностью 0,4–0,5 м, представленная глинистой массой

серого, с поверхности рыжеватого цвета. В нижней части глина содержит мелкие (миллиметровой размерности) угловатые и чешуйчатые включения кварца, полевых шпатов и аргиллита, в верхней части – прослой (3–15 см), обогащенные обломками аргиллита, и линзы (20 × 80 см), по-видимому, нижнетриасового мелкокристаллического известняка. В составе глинистой массы преобладают иллит (3–9 %), каолинит (до 7 %), сепиолит (6 %), существенная примесь бейделлита (до 19 %), ярозита (12–14 %), гётита. Кора выветривания глинистая (сиаллитная) характеризует, предположительно, бейделлитовую зону начального разложения, образованную в условиях гумидного климата.

В низах свиты располагается горизонт (2–3 м) известняков или листоватых аргиллитов с остатками *Estheriina cf. aequalis* (Lutk.), условно сопоставляемый с индским ярусом [28]. Выше располагаются среднезернистые битуминозные известняки, иногда переслаивающиеся и перекрывающиеся черными листоватыми аргиллитами (25–35 м) с остатками оленёкских двустворчатых моллюсков и аммоноидей, среди которых наиболее обычны *Peribositria mimer* Oeberg, *Bakevellia reticularis* (Popow), *Claraia aranea* (Tozer), *Lepiskites* sp. Верхнюю часть свиты слагают черные листоватые битуминозные аргиллиты (36–44 м) с шаровидными карбонатно-фосфоритовыми конкрециями, которые приурочены к отдельным слоям мощностью по 0,3–0,4 м. В конкрециях в основном заключен богатый комплекс средне-триасовых головоногих и двустворчатых моллюсков. Кровлю свиты составляет пачка (16–18 м) серых аргиллитов и алевритовых аргиллитов с остатками *Pennospiriferina* sp., *P. cf. pacifica* Dagys, *Costispiriferina cf. shalshalensis* (Bittn.), характеризующие низы карнийского яруса. Мощность свиты в разрезе – 75–100 м, а общие вариации ее устанавливаются в пределах 20–150 м. Возрастной диапазон свиты включает ранний и средний триас и часть карнийского века позднего триаса.

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Июльская свита (T_{1-3}/l) выделена А. Г. Чернявским и В. А. Сурчиловым (1987 г.) в ранге толщи, позже переведена в свиту [26]. На контакте с подстилающими верхнепермскими отложениями предполагается стратиграфический перерыв, приходящийся, вероятно, на ранний инд или большую часть инда. Свита образована темно-серыми сланцеватыми аргиллитами, иногда переслаивающимися с тонкими (1–5 см) слоями серых алевролитов, в нижней части со слоями и линзами известняков, в верхней – с многочисленными фосфатными и карбонатными конкрециями. Количество прослоев алевролитов возрастает в средней и верхней частях свиты, где появляются также слои и линзы мелкозернистых песчаников. Выделяются пачки (1–4 м), заметно обогащенные шаровидными и эллипсоидальными конкрециями. Мощность свиты – 150–250 м.

В нижней части свиты в бассейне р. Мал. Ауланджа найдены остатки оленёкских *Peribositria* ex gr. *mimer* Oeberg, *Claraia* cf. *aranea* (Tozer), *Nordphiceras* sp., *Prospingites* ex gr. *czekanowskii* Mojs. Выше в конкрециях, реже в аргиллитах содержатся многочисленные остатки анизийских двустворок и аммоноидей. В верхней части свиты обнаружены ядра позднеладинских

Daonella sp. indet., *Meleagrinnella omolonensis* Bytschk., *Nathorstites mcconnelli* (Whiteaves), *N. cf. lindstroemi* Boehm., *Ussurites cf. sokolovi* Popow. Предполагается, что свита кроме раннего и среднего триаса охватывает часть раннего карния [28]. Характерна насыщенность этих отложений межпластовыми телами щелочных габброидов.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ, ЛАДИНСКИЙ ЯРУС – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ, КАРНИЙСКИЙ ЯРУС

Яно-Колымская СФО (7)

Хетагчанская СФЗ (7.1)

Плетукская толща (T_{2-3pl}) выделена А. П. Чуровцовым [339] по материалам М. Б. Лапина [121]. Распространена в северо-западной части листа, где согласно перекрывает породы элекчанской свиты. Толща в целом сложена однообразными темно-серыми сланцеватыми аргиллитами с редкими прослоями тонкослоистых слюдистых алевролитов и мелкозернистых песчаников и линзами пелитоморфных известняков. По всему разрезу встречаются мелкие сульфидно-глинистые и глинисто-фосфатные конкреции. Мощность 400–550 м. В породах толщи – остатки ладинских отложений *Daonella cf. lindstroemi* Mojs., *Arctoptychites* ex gr. *kolymensis* (Kipar.). Верхняя часть толщи по стратиграфическому положению скорее всего относится к низам карния [28].

Вилигинская СФО (12)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (12.1)

Омутовская толща (T_{2-3om}) выделена А. П. Чуровцовым [339], развита в верховьях р. Нэкучан и на левобережье р. Эльга, где согласно сменяет в разрезе подстилающую маймачанскую толщу. От последней отличается хорошо выраженной тонкой слоистостью пород. Сложена глинистыми алевролитами с прослоями песчаных алевролитов и мелкозернистых песчаников, по всему разрезу толщи содержатся овальные алевроито-карбонатные конкреции. Мощность – 200–250 м. Собранные фаунистические остатки *Daonella cf. lomelli* Mojs., *Meleagrinnella cf. omolonensis* Bytschk., *Pennospiriferina* ex gr. *popovi* Dagys определяют ладинский и, отчасти, раннекарнийский возраст толщи.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнетриасовые отложения на большей части территории листа подразделяются на карнийско-норийские и норийско-рэтские, реже присутствуют подразделения, отвечающие целому или части одного из ярусов верхнего отдела.

Карнийскому и ранне-средненорийскому времени соответствовала трансгрессия моря, сопровождавшаяся углублением морских акваторий. Фациальный состав осадков несколько изменился, они стали более тонкотерригенными, глинистыми, из биоценозов исчезли брахиоподы и бентосные двустворки, начался расцвет галобиид и сиренетид [27].

Карнийский ярус

Яно-Колымская СФО (7)

Хетагчанская СФЗ (7.1)

Джапкачанская толща (T_3dz) выделена М. Б. Лапиным [121], выходы ее занимают значительные площади в междуречье Сугой–Коркодон, где толща согласно залегает на подстилающей плетукской свите. Толща образована сланцеватыми аргиллитами и алевритистыми аргиллитами, кварц-полевошпатовыми алевролитами, мелко- и реже среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися в различных соотношениях между собой. Они включают линзы известняков, известковистых песчаников, гравелитов, глинистые и сульфидно-глинистые конкреции (2–5 см) шаровидной и эллипсоидальной форм. В бассейне р. Хуркан в верхней части толщи встречаются фрагменты окаменелых стволов деревьев. Для песчаников толщи характерна примесь пирокластического материала. Мощность толщи – 500–700 м.

Отложения содержат остатки моллюсков: *Halobia* ex gr. *supsedaka* Tok., *H.* ex gr. *atsuensis* Tok., *H. indigirensis* Popow, *Stritosirenites krimhildae* Mojs., обосновывающих карнийский возраст (исключая самую раннюю и позднюю части века).

Норийский ярус

Отложения норийского яруса выделяются в Вилигинской и Тайгоносско-Западно-Корякской (Кони-Тайгоносской) областях.

Вилигинская СФО (11)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (11.1)

Мосичанская свита (T_3ms) выделена А. П. Чуравцовым [339], согласно перекрывает карнийско-норийскую инначскую свиту. Площадь обнажающейся свиты ограничена междуречьем Маймачан–Сугой. Основной объем ее составляют темно-серые и зеленовато-серые туфоалевролиты, туфоаргиллиты и глинистые туффиты с прослоями туфов андезитов и глинистых известняков. В основании располагается пачка (40–50 м) известняков-ракушечников, переслаивающихся со сланцеватыми аргиллитами, отмечаются прослой и линзы (до 0,2 м) мелкозернистых туфопесчаников и алевролитов. Мощность – 550–700 м. Многочисленные остатки двустворок определяют средне-поздненорийский возраст свиты в объеме зон *Eomonotis scutiformis* и *Monotis ochotica*.

Тайгоносско-Западно-Корьякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Чайбухинская СФЗ (9.1)

Ледниковский СР (9.1.2)

Ледниковская толща (T_3ld) выделена А. М. Змихновским в бассейне руч. Ледниковый, там же им описан стратотип. Контакт с подстилающими толщами тектонический, возможно несогласное налегание на более древние отложения. В низах толщи обособляется вулканогенная пачка (до 100 м), образованная базальтами, туфами основного состава, туфоконгломератами, туфопесчаниками. Толща сложена преобладающими в ее составе туфоалевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, мелкозернистыми вулканомиктовыми песчаниками. Мощность – около 900 м.

Поздненорийский возраст основывается на сборах из нижней части толщи остатков *Monotis ochotica ochotica* (Keys.), *M. ochotica densistriata* (Tell.), *M. cf. ochotica aequicostrata* Kipar., *M. pachypleura* (Tell.). В самых верхах толщи найден *Tosapecten cf. hiemalis* (Tell.), который, возможно, указывает на принадлежность этих слоев к рэту [28].

Карнийский–норийский ярусы

Отложения этого возрастного диапазона распространены наиболее широко, они закартированы в Омолонской, Яно-Колымской и Вилигинской областях.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

В пределах зоны, охватывающей большую часть Омолонской области, на территории листа в составе верхнетриасовых отложений установлены обыкновеннинская и бургагчанская свиты.

Обыкновеннинская свита (T_3ob) выделена Б. М. Гусаровым (1991 г.), названа по руч. Обыкновенный, находящемся за северной рамкой листа. За лектостратотип принят разрез, описанный И. В. Полуботко и Ю. С. Репиным в нижнем течении р. Омкучан [313]. Обнажается фрагментарно совместно с подстилающими верхнетриасовыми отложениями в бассейне р. Прав. Бургаги, в верховьях р. Омолон. Более значительные по площади выходы свиты закартированы в междуречье Буралкич–Омолон и Хивач–Ирбычан. На породах подстилающей джугаджакской свиты залегает согласно.

В составе свиты преобладают темно-серые аргиллиты, алевритовые аргиллиты и серые алевролиты, отмечаются прослой глинистых известняков и мергелей, конкреции карбонатно-глинистого и фосфатного состава. Максимальная мощность отложений – 100 м, в восточном направлении в бассейне р. Русская (Омолонская) уменьшается и местами выклинивается полностью.

В породах выявлены многочисленные остатки брахиопод, двустворок и аммонитов, которые обосновывают карнийский возраст свиты. В наиболее

полных разрезах свиты (за пределами территории) отмечаются ранне- и средненорийские окаменелости (вплоть до зоны *Otapiria ussuriensis*). Таким образом, полный стратиграфический объем свиты ограничивается карнием-средним норием, без самой нижней части карния.

Омолонская и Яно-Колымская СФО (6,7)

Ауланджинская и Гижигинская СФЗ (6.2 и 7.2)

Ачаквеевская свита (Т_{3а6}) выделена Ю. С. Репиным, И. В. Полуботко (1979 г.) со стратотипом по руч. Прав. Ачаквеев, в настоящее время стратиграфический объем свиты несколько расширен [26]. Распространена достаточно широко, обнажаясь в полосе, простирающейся в северо-восточном направлении от среднего течения р. Гижига в верховья р. Крестик. Повсеместно залегает согласно на породах подстилающей июльской свиты.

В стратотипической местности (Ауланджинская зона) свита сложена темно-серыми сланцеватыми аргиллитами с редкими слоями алевролитов, песчаников, линзами пелитоморфных и глинистых известняков и мелкими фосфатными конкрециями. Мощность свиты – 80–100 м. В Гижигинской зоне (бассейн р. Мал. Туромча) сложена однородной толщей алевроито-глинистых сланцев с линзами светло-серых известняков и известково-глинистыми конкрециями. Мощность свиты здесь достигает 300–400 м.

Охарактеризована обильной фауной карнийского века (исключая самые его низы), ниже- и средненорийского подъярусов (включая зону *Otapiria ussuriensis*): *Dentospiriferina pepeliaevi* Dagys, *Halobia korkodonica* Polub., *H. ornatissima* Smith, *H. ex gr. austriaca* Mojs., *H. cf. fallax* Mojs., *H. aotii* Kob. et Ich., *Sirenites cf. hayesi* Smith, *S. yakutensis* Kipar., *Yakutosirenites pseudopentastichus* (Bytschkov), *Y. pentastichus* (Vozin), *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *O. czekanowskii* (Tell.) и др. [26].

Яно-Колымская СФО (7)

Хетагчанская СФЗ (7.1)

Хурканская толща (Т_{3hk}) согласно надстраивает разрез карнийской джапкчанской толщи, нижняя граница отвечает подошве первой снизу пачки слюдистых алевролитов. Типовой разрез толщи описан М. Б. Лапиным [121] в береговых обрывах р. Хуркан. Обнажается на обширной территории в междуречье Сугуй–Коркодон. Толща сложена серыми тонкогоризонтально- и косослоистыми слюдистыми алевролитами и сланцеватыми аргиллитами, иногда фосфатоносными, образующими пачки мощностью 5–8 м. Довольно часто встречаются пласты (до 1–2 м) мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников, нередко известковистых, или песчанистых известняков. Мощность толщи в разрезе – 450–500 м. В направлении с запада на восток в составе толщи увеличивается количество прослоев песчаников и уменьшается мощность. Породы толщи включают остатки двустворок, реже брахиопод и амmonoидей: *Meleagrinnella cf. formosa* Vozin,

Otapiria ussuriensis (Vor.). *Halobia* cf. *fallax* Mojs., *Striatosirenites kinasovi* Bytschk. и др., характеризующих позднюю часть позднего карния, ранний норий и часть среднего.

Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (11)

Сугойская СФЗ (11.1)

Чарканская толща ($T_3\check{c}n$) выделена Ю. М. Бычковым по материалам В. А. Шишкина, изучившего разрез толщи в береговых обрывах р. Колыма ниже устья руч. Чаркан [28]. Вскрывается на крайнем северо-западе территории в бассейне р. Лунная, нижняя часть разреза толщи не наблюдалась. Толща сложена преобладающими в ее составе темно-серыми сланцеватыми аргиллитами, ритмично переслаивающимися с косослоистыми алевролитами и серыми мелкозернистыми песчаниками, известняками. Полная мощность толщи оценивается в пределах 1350–1500 м. На основании стратиграфического положения и редких находок галобий возраст толщи принимается карнийско-ранне-средненорийским (за исключением начала карния) [28].

Вилигинская СФО (12)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (12.1)

Инначская свита (T_3/n) выделена А. П. Чуравцовым [339], за стратотип свиты принят разрез, изучавшийся в разные годы И. И. Тучковым, Ю. М. Бычковым, И. В. Полуботко, А. Э. Ливачем в бассейне р. Анманькан к западу от территории листа. Развита на юго-западе территории в верховьях рек Мандычан, Некучан, Сугой.

Залегает согласно на подстилающей средне-верхнетриасовой омутовской толще, ее нижняя граница фиксируется по подошве пачки (200–250 м) существенно песчаникового состава. Свита сложена серыми слюдистыми алевролитами и песчаниками, преобладающими в нижней части разреза, аргиллитами и алевролитистыми аргиллитами с конкрециями, доминирующими в верхней части разреза. Мощность – 1000–1300 м. В породах свиты содержатся многочисленные остатки двустворчатых и головоногих моллюсков, которые характеризуют карнийский ярус (кроме низов), нижний норий и зону *Otapiria ussuriensis* среднего нория.

Тайгоносско-Западно-Корьякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Чайбухинская СФЗ (9.1)

Ледниковский СР (9.1.2)

Малочайбухинская толща ($T_3m\check{c}$) выделена И. Л. Жулановой и С. Г. Бялобжеским в верховьях р. Мал. Чайбуха [287], распространена ограниченно: только в бассейне руч. Ледниковый. На матугской толще залегает с небольшим размывом [28], в основании толщи располагаются вулка-

номиктовые гравелиты и крупнозернистые песчаники с плавающей галькой эффузивных пород. Основная часть разреза толщи представлена волнисто-слоистыми алевролитами, мелко- и среднезернистыми, нередко известковистыми песчаниками, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Мощность толщи – около 1100 м.

В породах нижней части толщи собраны многочисленные раннекарнийские *Planirhynchia* sp. indet., *P.* cf. *yakutica* (Dagys), *Spiriferinidae* (*Costispiriferina?*), *Bivalvia* gen. indet. (*Pectinidae* vel *Halobidae*) и позднекарнийские *Halobia* ex gr. *ornatissima* Smith., *H.* aff. *brooksi* Smith, *H.* sp. indet. (определение Ю. М. Бычкова). В верхней части разреза присутствуют остатки *Halobia* sp. indet., *H.* ex gr. *austriaca* Mojs., *H.* cf. *kolymensis* Kipar., *Oxytoma* cf. *mojsisovicsi* Teller, *O.* ex gr. *zitteli* Ntiller, *Chlamys* cf. *mojsisovicsi* Kob. et Ich. С учетом фауны и стратиграфического положения принимается карнийско-средненорийский возраст толщи.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ, КАРНИЙСКИЙ–РЭТСКИЙ ЯРУСЫ

Корякская СФО (10)

Пенжино-Анадырская СФЗ (10.1)

Лагернинская толща (T_3lg) выделена из состава ранее картировавшейся в районе мыса Поворотный (п-ов Тайгонос) кингвеевской свиты, отвечает ее нижней части [287]. Залегает в тектонических пластинах. Сложена базальтами и трахибазальтами, бонинитами, их псефитовыми туфами с линзами буровато-красных и зеленых яшм, переслаивающихся с пачками полимиктовых песчаников, кремнистых, кремнисто-глинистых и кремнисто-карбонатных сланцев, алевролитов, диамиктитов, присутствуют линзы известняков. Мощность – не менее 1000 м.

Яшмы содержат радиолярии поздне триасового возраста (определения Р. Х. Липман, В. Т. Крымсаловой, В. С. Вишневецкой). Принятый по геологическим соотношениям возраст – карнийский–рэтский ярус [288, 348] требует уточнения.

Рэтский ярус

Рэтские отложения выделены только в пределах Тахтоямо-Вилигинской СФЗ Вилигинской области и локально в Чайбухинской СФЗ Тайгоносско-Западно-Корякской области.

Вилигинская СФО (12)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (12.1)

Анманныканская свита (T_3an) выделена А. П. Чуравцовым [339]. Развита очень ограниченно в верховьях рек Эльга и Сугой, где согласно надстраивает разрез мосичанской свиты, граница между ними проводится по появлению слоев грубообломочных туфов андезибазальтов и смене фаунистических комплексов. Свита образована глинистыми туффитами,

туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфами и тефроидами андезитов, андезибазальтов, реже риолитов от пелитовых до грубообломочных с линзами туфогравелитов и глинистых известняков. Мощность – 500–700 м. Свита соответствует финишскому горизонту триаса. Собранные в ее составе многочисленные остатки моллюсков, а также брахиопод, гастропод и мшанок датируют рэтскую зону *Tosapecten efimovae*. Возраст свиты – рэтский.

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Чайбухинская СФЗ (9.1)

Ледниковский СР (9.1.2)

Плоскогорский вулканический комплекс базальт-андезибазальтовый

Плоскогорская толща (Т_{3pg}) выделена И. Л. Жулановой и С. Г. Бялужеским [287] взамен тикасской толщи, закартированной В. А. Ивановым на левобережье р. Кычувэеем. Стратотипической местностью толщии считается гора Плоская (водораздел р. Кенгевеем и руч. Ледниковый). Залегаает согласно на ледниковской толще, кровля отсутствует. Толща сложена лавобрекчиями базальтов, андезибазальтов, редко андезитов, переслаивающимися с туфами андезибазальтов, присутствуют прослои туфопесчаников. Мощность – 800–1500 м. По химическому составу базальты железистые, отличаются повышенными содержаниями ванадия, хрома, никеля и бария (прил. 3).

Возраст толщии принят в объеме рэтского яруса на основании расположения ее в разрезе между слоями с поздненорийской и геттанг-синемюрской фауной.

Субвулканические образования представлены редкими дайками и силлами габбродолеритов, локализующимися в полях выходов пород толщии (тела в масштабе карты не отражены).

Норийский–рэтский ярусы

На поздний норий на большей части территории приходится начало трансгрессии моря и усиление тектонических движений блоков земной коры, приведшее к активизации андезитового вулканизма [27]. В терригенных (песчано-алевритовых) осадках обычно присутствует вулканический материал, в разрезах отложений туффиты преобладают над туфами и тефроидами. Покровы андезитов и андезибазальтов обнаруживаются только вблизи центров извержений. Верхненорийские отложения часто со стратиграфическим перерывом перекрывают подстилающие толщии. В рэтское время трансгрессия моря продолжалась, в связи с чем рэтские отложения обычно связаны с верхненорийским непрерывным разрезом.

Норийско-рэтские отложения в виде выходов небольшой площади присутствуют в Омолонской, Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской структурно-формационных областях.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Бургагчанская свита (T_3br) выделена Б. М. Гусаровым [281] по материалам И. В. Полуботко, Ю. С. Репина (1966 г.), гипостратотип свиты описан по правобережью верховьев р. Бургагчан (за северной рамкой листа). В виде полосы субмеридионального простирания прослеживается из верховьев р. Омолон в среднее течение р. Коркодон, кроме того, обнажается на севере территории в разрозненных выходах в бассейнах рек Прав. Бургали, Бродная, Мунугуджак. На подстилающих более древних триасовых отложениях свита залегает с размывом и стратиграфическим несогласием. Диапазон несогласия разный и охватывает либо различные горизонты нория или карния, либо весь карний, и тогда бургагчанская свита залегает непосредственно на породах джугаджагской свиты. В основании располагается слой (0,1–0,4 м) базальных конгломератов, на 50–60 % состоящих из перемытых фосфоритовых конкреций подстилающих пород, нередко содержащих ядра среднетриасовых, преимущественно ладинских аммоноидей. Цемент конгломератов карбонатно-песчанистый с остатками поздненорийских *Monotis ochotica* (Keys.), *M. cf. jakutica* (Tell.), *Proclydonautilus* sp., *Worthenia* aff. *humiliformis* Popov.

Свита сложена мелкозернистыми полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, псаммо-алевритовыми туффитами, алевролитами, в т. ч. туфогенными и кремнистыми, присутствуют аргиллиты и известняки. Мощность свиты варьирует в основном в пределах 50–150 м, в бассейне р. Русская (Омолонская) снижается до 15 м. Здесь в ее основании залегает слой мелкозернистых глауконитовых песчаников с рэтскими окаменелостями.

Сборы многочисленных остатков двустворчатых и головоногих моллюсков свидетельствуют о поздненорийско-рэтском возрасте свиты в большинстве участков ее развития, однако объем ее различен. В полном объеме свита соответствует бургагчанскому и финишскому горизонтам триаса, в бассейне р. Русская (Омолонская) она представлена лишь рэтской частью (финишский горизонт) [27].

Яно-Колымская СФО (7)

Хетагчанская СФЗ (7.1)

Сугойская свита (T_3sg) названа по р. Сугой, разрез описан М. Б. Лапиным [121] в береговых обнажениях р. Хуркан. Обнажается на значительной площади в междуречье Сугой–Тебана–Жданка. Согласно залегает на хурканской толще, нижняя граница проводится по подошве пачки, включающей слои монотисовых ракушечников. Свита образована серыми и зеленовато-серыми алевролитами, туфопесчаниками, темно-серыми сланцеватыми аргиллитами, кремнистыми туфоаргиллитами, туфоалевролитами, псаммитовыми туффитами с пластами грубослоистых туфов андезитов, туфогравелитов и глинистых известняков. Мощность свиты в разрезе – 850–950 м, размах колебаний по площади – 700–1100 м. В нижней и средней частях разреза свиты содержатся остатки *Halobia* aff. *brooksi* Smith, *Eomonotis* ex gr. *scuti-*

formis (Teller), *Monotis* cf. *ochotica* (Keys.) среднего–позднего нория, выше – лишь мелкие фрагменты раковин *Monotis* ex gr. *ochotica* (Keys.) и отпечатки *Seirocrinus* ex gr. *subangularis* (Miller). В самой верхней части разреза окаменелости не встречены, предполагается что верхи толщи соответствуют рэтскому ярусу.

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Центрально-Тайгоносская СФЗ (9.2)

Гореловская толща (Т_{3gr}) выделена Л. И. Жулановой и С. Г. Бялобжеским в междуречье Кычувэвеем–Тальнавеем взамен кедровской толщи [28]. Соотношения с подстилающими отложениями не наблюдались. Толща в целом образована вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, кремнистыми алевролитами, в низах разреза присутствуют базальты, их туфы, известковистые туфопесчаники. Мощность толщи – не менее 1500 м.

На левобережье р. Кычаваям в цементе конгломератов низов толщи найдены остатки поздненорийских *Monotis ochotica* (Keys.). Выше по разрезу встречаются *Monotis ochotica densistriata* (Teller) и рэтские *Oxytoma koniense* Tuck., *Tosapecten* aff. *efimovae* Polub., *Minetrigonia* sp., *Ochotica* cf. *anyensis* Polub. и др. Возрастной диапазон толщи охватывает верхненорийский подъярус и рэтский ярус.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нерасчлененные верхнетриасово-нижнеюрские отложения выделяются в восточной части Омолонской области (Ауланджинская СФЗ) и в Яно-Колымской области (Гижигинская СФЗ). Характерная особенность этого возрастного интервала – присутствие в разрезе вулканогенных пород среди терригенных отложений.

Омолонская СФО (6)

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Связующинская свита (Т₃-J_{1sv}) в ранге толщи была выделена А. Г. Чернявским и В. А. Сурчиловым [337], название дано по руч. Связующий, притоку р. Июльская, гипостратотипом ее может служить изученный Ю. М. Бычковым разрез по руч. Лев. Окайликич. Распространена на междуречье Ирбычан – Мал. и Бол. Авландя, прослеживаясь в северо-восточном направлении в верховья рек Крестик и Парень.

На подстилающих породах ачаквеевской свиты залегает либо согласно, либо со стратиграфическим перерывом, с выпадением слоев различного диапазона [26]. Согласно Ю. М. Бычкову [26], в состав свиты включены базальные слои верхненорийских монотисовых ракушечников мощностью 20–45 м, выделявшиеся А. Г. Чернявским и В. А. Сурчиловым (1987 г.) в самостоятельную чахниткинскую свиту. Эти слои, по мнению Ю. М. Бычкова, литоло-

гически близки к связующинской свите, представляя ее базальные слои, и могут служить маркирующим горизонтом.

Свита сложена в основном голубовато-серыми туфоалевролитами и туффитами, серыми кристалло- и лито-витрокластическими псаммитовыми, псефитовыми и алевритовыми туфами трахибазальтов с покровами железистых и щелочных пикробазальтов [28]. Отложения свиты подвержены значительным фаціальным изменениям по простиранию, обусловленным уменьшением количества пирокластического материала в восточном направлении. Мощность – 200–400 м.

В основании свиты присутствуют прослои монотисовых ракушечников позднего нория, в нижней части – остатки рэтских двустворок и брахиопод: *Oxytoma raricostata* Mil., *Tosapecten efimovae* Polub. *Planirhynchia diva* Dagys, *Pseudohalorella sibirica* Dagys и др., в средней части – остатки позднегеттангских аммонитов *Waehneroceras* cf. *portlocki* (Sow.). Таким образом, свита охватывает диапазон от позднего нория до раннего лейаса включительно [27].

Яно-Колымская СФО (7)

Гижигинская СФЗ (7.2)

Связующинская свита. Нижнесвязующинская подсвита ($T_3-J_1SV_7$) выделена из состава закартированной здесь ранее связующинской свиты. Развита преимущественно в бассейне р. Тумма и правых притоков р. Парень, меньшие по площади выходы закартированы в бассейне рек Гижига–Ахандя. Залегает на ачаквеевской свите иногда согласно, чаще с перерывом. Образована преимущественно туфоалевролитами, известковистыми алевролитами с прослоями и линзами известняков, ракушечников, алевритовых туффитов и туфов основного состава. Мощность – 90–130 м. Подсвита содержит остатки поздненорийских монотисов, в верхах разреза собраны ядра аммонитов *Waehneroceras* cf. *portlocki* (Sow.), *W. sp. indet.* (*W. ex gr. tuchkovi* A. Dagys) верхней зоны нижнего геттанга. Возраст определяется в диапазоне поздний норий, рэт и, частично, геттанг.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ЮРСКАЯ СИСТЕМА НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ

Корякская СФО (10)

Пенжино-Анадырская СФЗ (10.1)

Поворотнинская толща (T_3-J_{IV}) выделена И. Л. Жулановой и др. [287] в прибрежной части п-ова Тайгонос. Соотношение с подстилающими отложениями не наблюдалось, породы толщи слагают отдельные элементы покровно-чешуйчатого комплекса и метаморфизованные фрагменты кровли гранитоидного массива.

Толщу представляют кремнисто-вулканогенные образования: подушечные лавы палеотипных зеленых базальтов с линзами и прослоями ярких красных и бордовых яшм-радиоляритов; кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с линзами доломитов. Мощность – около 700 м.

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (10)	Омолонская СФО (6)			Яно-Колымская СФО (7)						
				Сугойская СФЗ (10.1)	Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)		Ауланджинская СФЗ (6.2)	Гижигинская СФЗ (7.2)						
					Тарынский СР (6.1.1)	Бродненский СР (6.1.2)	Гармандинский СР (7.2.1)							
Юрская	Верхний	Титонский	Элгакчанский			Хунганджинская свита (J_3hg) Алевролиты, аргиллиты, прослои гравелитов, песчаников 300-400 м	Обрывистая толща (J_3ob) Андезиты, базальты, их туфы, туффиты, туфопесчаники, алевролиты 50-300 м							
		Кимериджский							Вукваамский					
		Оксфордский	Ненканский						Панинская толща (J_3pn) Песчаники, прослои алевролитов и аргиллитов 240-300 м					
	Келловейский	Октябринская свита (J_2ok) Песчаники, прослои алевролитов, аргиллитов, гравелитов 700-900 м		Николаичская толща (J_2nk) Песчаники, алевролиты, аргиллиты 200-400 м										
	Батский	Москальский						Мэмэченская свита (J_2mm) Алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников 600-1000 м	Няникинская толща (J_2np) Песчаники, прослои гравелитов и алевролитов 280-450 м	Сучковская толща (J_2sc) Песчаники, алевролиты, реже аргиллиты 150-350 м	Эмлынджинская свита (J_2em) Песчаники, алевролиты, прослои гравелитов, алевролитов	Тэвтэнрээнская толща (J_2tv) Алевролиты, аргиллиты, песчаники, прослои известняков 350-370 м		
	Байосский	Татынгычанский		Ааленский	Ясчанский									
		Меренгинский												
	Нижний	Тоарский		Стартинский	Маратская толща (J_1-2mt) Алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников, гравелитов 800-1300 м	Родниковская толща (J_1rd) Туфоалевролиты, туфы андезитов, туффиты, песчаники, алевролиты 80-150 м	Бродненская и ягельнинская свиты объединённые ($J_1br+jag$) Песчаники, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, туффиты, туфы основного состава 75-250 м	Тумминская и токчинская свиты объединённые (J_1tm+tk) Трахибазальты, их туфы, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты 170-650 м	Эксинская свита (J_1-2ex) Алевролиты, песчаники, прослои туффитов, аргиллитов 275-400 м	Малотуромчинская толща (J_1mt) Песчаники и алевролиты, прослои туфов 80-130 м				
	Плинсбахский	Наледнинский	Гыданский надгоризонт											
		Тапский												
		Геттангский												
									Верхнесвязующинская подсвита (J_1-2sv_2) Туфоалевролиты, туфопесчаники, туфы базальтов 200-300 м					
									($T_3-J_1sv_1$)					

Рис. 5. Схема корреляции юрских отложений Иньяли-Дебинско-Сугойской, Омолонской и Яно-Колымской СФО.

Возраст толщи базируется на сборах А. Д. Чеховым в 1993 г. богатого комплекса радиоларий поздне триасового и средне-позднеюрского, по заключению В. Т. Крымсаловой и И. В. Кемкина, возраста [38, 97].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрский период представляет собой подэтап позднепалеозойско-мезозойского этапа развития территории, он рассматривается как переломный в преддверии создания современной структуры [174]. В начале подэтапа в результате продолжающейся трансгрессии доминирующее положение заняли обстановки глубоководного шельфа, проявились и региональные перестройки экосистемы. В дальнейшем происходит расширение спектра обстановок, палеосообщества бентоса усложняются и дифференцируются.

Юрские отложения, представленные всеми тремя отделами системы, распространены повсеместно на территории листа, концентрируясь в мульдах синклинальных структур. В зависимости от литологического состава отложений с учетом мощности производится структурно-формационное деление территории для юрской системы на области, зоны и стратиграфические районы (рис. 5). На большей части территории листа посвитное расчленение отложений основывается на результатах работ Ю. М. Бычкова, В. П. Кинасова, И. В. Полуботко, Ю. С. Репина, К. В. Паракецова, большей частью обобщенных Ю. С. Репиным и И. В. Полуботко [174]. В Тайгоносско-Западно-Корякской СФО, где также установлены все три отдела юрской системы, расчленение отложений на свиты и толщи выполнено Т. Б. Русаковой и Н. Ф. Козак [320], а затем уточнено И. Л. Жулановой и др. [287].

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнеюрские отложения на территории присутствуют почти повсеместно, отмечаясь узкими полосами выходов на поверхность. С подстилающими верхнетриасовыми соотносятся по-разному: в одних случаях залегают согласно, иногда составляя с ними единые подразделения, в других случаях сопровождаются локальными или более значительными размывами и несогласиями. Выделяются как расчлененные до яруса, так и нерасчлененные отложения. В Омолонской СФО отложения обычно маломощны, в Иньяли-Дебинско-Сугойской и Яно-Колымской областях они представлены мощными терригенными толщами, иногда ритмичного чередования. Отложения Вилигинской и Тайгоносско-Западно-Корякской областей характеризуются значительной примесью вулканогенного материала в виде слоев и пакетов переслаивания туфов, туффитов, тефроидов, редких линзовидных покровов андезитов и базальтов [174].

Геттангский и синемюрский ярусы

К геттангскому и синемюрскому ярусам относятся верхняя часть связующинской свиты (верхнесвязующинская подсвита), а также отдельные подразделения в Хетагчанской зоне Яно-Колымской СФО (хивундинская свита) и в Тайгоносско-Западно-Корякской (Кони-Тайгоносской) СФО (спрутовская толща).

Яно-Колымская СФО (7)

Хетагчанская СФЗ (7.1)

Хивундинская свита (J_1/hv) выделена А. П. Чуравцовым [339] по материалам Н. В. Григорьева (1985 г.). Единственный небольшой по площади выход свиты закартирован в верховьях руч. Венера. В основании наблюдаются маломощные (0,2–0,5 м) прослои и линзы зеленовато-серых известковистых песчаников и гравелитов с отпечатками *Otapiria* ex gr. *limaeformis* Tschk. и окатанными обломками ракушечников с фрагментами норийских монотисов, что свидетельствует о местном размыве и перерыве в осадконакоплении. Свита сложена темно-серыми, черными тонкослоистыми аргиллитами и алевролитами с прослоями (0,03–0,2 м) серых мелкозернистых известняков-ракушечников с остатками двустворок; в верхней части свиты преобладают мелкозернистые вулканомиктовые песчаники. Видимая мощность свиты – 250–300 м.

В аргиллитах и песчаниках нижней части встречаются остатки *Otapiria* cf. *pseudooriginalis* (Zahk.), *Pseudomytiloides* ex gr. *siunosus* Polub., *Seirocrinus* ex gr. *subangularis* Mill., свидетельствующие, по заключению И. В. Полуботко, о геттанг-синемюрском возрасте вмещающих слоев [121].

Гижигинская СФЗ (7.2)

Связующинская свита. Верхнесвязующинская подсвита (J_1/sv_2) развита там же, где и нижнесвязующинская, с которой связана постепенными переходами. Сложена туфоалевролитами, кремнистыми алевролитами, туфопесчаниками, псаммо-псефитовыми туфами базальтов. Мощность подсвиты – до 200–300 м. В породах присутствуют остатки синемюрских *Coroniceras* sp. indet. (*C.* ex gr. *siverti* Tschkov) и позднесинемюрских *Angulaticeras* (*Gydanoceras*) *ochoticum* Rep. Подсвита охватывает, очевидно, возрастной интервал в пределах геттанг-синемюр.

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоноская) СФО (9)

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Спрутовская толща (J_1/sp) выделена Б. И. Ишковым (1990 г.) с опорным разрезом в бассейне руч. Спрут, более детально изучена И. Л. Жулановой [287]. Обнажается в тектонических пластинах совместно с верхнетриасовой гореловской толщей, на которой залегаёт, вероятно, с несогласием.

По литологическим особенностям возможно разделение на две части (подтолщи). В нижней части (800 м) содержатся полимиктовые и вулканомиктовые конгломераты, гравелиты, углистые аргиллиты, местами обогащенные плохо определимыми растительными остатками, базальты. Базальты внешне сходны с верхненорийскими, но относятся к породам нормальной щелочности и вполне надежно отличаются по петрографическим особенно-

стям. Верхняя часть (600 м) сложена ритмично чередующимися алевролитами, тонкозернистыми песчаниками, аргиллитами и углистыми аргиллитами. Общая мощность толщи – около 1400 м.

В породах верхней части собраны остатки геттанг-синемюрских *Otapiria* ex gr. *limaeformis* Zakh., *Astarte* sp., *Mellagrinnella* sp., *Camptonectes* sp. (*C.* ex gr. *lens* Sow.), *Laevidentalium* sp. indet., *Gastropoda* gen. indet. (определения И. В. Полуботко и Ю. С. Репина). Возраст толщи – геттанг-синемюрский.

Плинсбахский ярус

Плинсбахские отложения закартированы только в северо-восточной части территории, вскрываясь на крыльях синклинальных складок.

Омолонская СФО (6)

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Тумминская и токчикинская свиты объединенные (*J₁tm+tk*). На геологической карте свиты объединены в связи с их малой мощностью и неповсеместным расчленением.

Тумминский вулканический комплекс трахибазальтовый

Тумминская свита выделена как толща А. Г. Чернявским и В. А. Сурчиловым (1987 г.) в бассейне р. Тумма. Предполагается стратиграфическое несогласие с подстилающими геттанг-синемюрскими отложениями. В составе толщи преобладают миндалекаменные и афировые трахибазальты, брекчиевые лавы, литокластические и пепловые туфы базальтов; редко отмечаются прослойки туфоалевролитов и туфопесчаников. Мощность отложений изменяется от 50 до 450 м.

Толща охарактеризована ископаемой фауной: *Oxytoma inaequivalvis sibirica* Milova, *O. sinemuriensis* (Orb.), *Camptochlamys?* sp., *Chlamys* ex gr. *textoria* (Schloth.), *Lima gizhigensis* Polub., *Harpax?* ex gr. *terquemi* Desl., *Cardinia* aff. *kullensis* (Troedss.), *Ochotomya?* sp. indet., *Macromya?* sp., *Laevidentalium* sp. indet. и др., характерной, по И. В. Полуботко, для ранней части плинсбахского яруса.

По петрохимическим особенностям породы относятся к группе железистых трахибазальтов–пикритобазальтов. С покровами вулканитов ассоциируют субвулканические силлы и непротяженные дайки трахибазальтов.

Токчикинская свита выделена А. Г. Чернявским и В. А. Сурчиловым (1987 г.), разрез описан ими же в верховьях р. Бол. Ауланджа. Распространена там же, где и тумминская, согласно залегая на последней. Сложена серозелеными разномышными вулканомиктовыми песчаниками, глинистыми алевролитами и аргиллитами, присутствуют прослойки гравелитов. Мощность – 120–200 м. Встречены остатки позднеплинсбахских, по заключению И. В. Полуботко и Ю. С. Репина, *Rudirhynchia najahaensis* (Moiss.), *Meleagrinnella ansparsicosta* Polub., *Harpax spinosus* Sow., *Amaltheus* cf. *talrosei* Polub.

Суммарная мощность свит колеблется в диапазоне 170–650 м.

Яно-Колымская СФО (7)

Гижигинская СФЗ (7.2)

Пареньский СР (7.2.2)

Малотуромчинская толща (J_1mt) выделена в Гижигинской СЛ [288], объединяет отложения, ранее картировавшиеся как плинсбахские. Развита очень ограниченно в бассейне р. Тумма, где согласно залегает на верхнесвязующинской подсвите. Опорный разрез описан И. В. Полуботко, Ю. С. Репиным (1978 г.). Толща сложена темно-серыми массивными песчаниками и алевролитами с прослоями пепловых туфов. Мощность – 80–130 м. Содержит ископаемую фауну: *Rudirynchia najahaensis* Moiss., *Chlamys ex gr. textoria* (Schloth.), *Lima gizhigensis* Polub., свидетельствующую о плинсбахском возрасте, за исключением самой верхней его части (заключение Ю. С. Репина, И. В. Полуботко).

Вилигинская СФО (12)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (12.1)

Кирескенская свита (J_1kr) выделена А. П. Чуравцовым (1991 г.), за стратотип свиты принят разрез отложений, описанный в береговых обнажениях р. Вилига в районе устья руч. Тап [153]. Небольшие по площади выходы свиты закартированы в верховьях р. Меренга. Согласно залегает на анманьканской свите. Сложена темно-серыми аргиллитами, песчанистыми и глинистыми алевролитами, туфами андезитов и дацитов, туффитами, туфоалевролитами и тефроидами. В верхней половине разреза свиты выделяются пачки (30–50 м) ритмичного чередования аргиллитов, песчанистых алевролитов, туффитов и туфов андезитов и дацитов. Тонкообломочные породы составляют пакеты (1–2 м) слоев с тонкой горизонтальной слоистостью, разделенные микропрослоями туфов и туффитов. Мощность свиты – 800–1300 м.

По всему разрезу свиты встречаются обильные остатки двустворчатых и головоногих моллюсков, брахиопод, гастропод, морских лилий. Общий список палеофауны насчитывает около сотни форм [313], которые датируют возраст свиты в диапазоне геттанг – ранний плинсбах.

Уруткунская свита (J_1ur) выделена А. П. Чуравцовым (1991 г.), в качестве стратотипа свиты принят разрез на правом берегу р. Ясчан ниже устья руч. Уруткун (к западу от территории). Согласно надстраивает разрез кирескенской свиты. Разрез свиты имеет трехчленное строение, в нижней части преобладают песчаники, в средней переслаиваются алевролиты и аргиллиты, а в верхней сконцентрированы песчанистые алевролиты с многочисленными известковистыми конкрециями. По всему разрезу встречаются маломощные прослои туфов кислого состава и тефрогенных песчаников, линзы глинистых и алевритистых известняков. Мощность – 300–350 м.

В породах свиты, особенно в карбонатных конкрециях и линзах присутствует большое количество остатков двустворок и амmonoидей, позволяющих датировать свиту поздним плинсбахом [153].

Тоарский ярус

Тоарские отложения выделяются в юго-западной части территории листа, надстраивая плинсбахский разрез юры.

Вилигинская СФО (11)

Тяхтоямо-Вилигинская СФЗ (11.1)

Колумбийская свита и устьясчанская толща объединенные (J₁kb+uj_a) выделены А. П. Чуравцовым (1991 г.), распространены в бассейнах рек Вилига и Балыгычан [153].

Колумбийская свита со стратотипом в бассейне руч. Колумб (верховья р. Балыгычан) с размывом и стратиграфическим несогласием ложится на породы урукунской свиты. Сложена темно-серыми, иногда буровато-зелеными сильно ожелезненными аргиллитами, в основании отмечен слой (0,1–0,2 м) разнотерристых вулканомиктовых песчаников, а чуть выше – слой лепешковидных и валуноподобных стяжений глинистого известняка. Мощность свиты: в стратотипе около 300 м, в верховьях р. Вилига уменьшается до 50–80 м, где разрез ее сильно редуцирован. В аргиллитах содержатся мелкие конкреции с остатками ранне-тоарских *Meleagrinea faminestriata* Polub., *Oxytoma* ex gr. *startensis* Polub., *Zugodactylites braunianus* Orb., *Pseudolioceras lythense* (Y. et. B.), *Harpoceras* ex gr. *mulgraviensis* (Y. et. B.), *Kedonella* ex gr. *brodnoensis* Polub.

Устьясчанская толща, типовой разрез которой описан в скальных обрывах р. Вилига напротив устья руч. Ясчан, без видимого несогласия залегает на колумбийской свите, распространена локально. Представлена измененными кластолавами базальтов с прослоями грубообломочных туфов базальтов. Мощность толщи в береговых обрывах р. Вилига – 200–250 м, в северном направлении быстро выклинивается и, вероятно, выпадает из разреза. Возраст толщи принимается как поздне-тоарский, так как она согласно перекрывается алевролитами ранне-ааленской ясчанской свиты. Возраст объединенных стратотипов – тоарский.

Суммарная мощность колумбийской свиты и устьясчанской толщи – 500–550 м.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Нерасчлененные нижнеюрские отложения закартированы в западной и юго-восточной частях территории листа, в пределах Омолонской, Иньяли-Дебинско-Сугойской и Тайгоносско-Западно-Коряжской областей.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Тарынский СР (6.1.1)

Родниковская толща (J₁rd) выделена В. М. Кузнецовым [113] по материалам А. И. Лобанова (1976 г.), характерна для юго-западного края Омо-

лонской области. Распространена на междуречье Коркодон – Прав. Бургали и Омолон-Домбычан. Частные разрезы толщи изучены в левом борту руч. Родниковый, в бассейне р. Кегали и на левобережье р. Няники. На норийско-рэтских слоях залегает согласно. Нижняя часть толщи (около 40 м) сложена туфоалевролитами, кремнистыми алевролитами, туффитами и туфами андезитов с остатками раннелейасовых *Schlotheimia* sp. indet., *Otapiria* ex gr. *originalis* (Kipar.), *Septaliphoria variabilis* (Dav.), *Ochotorhynchia omoloniensis* Dagys. Верхняя часть (45–60 м) представлена зелеными и темно-серыми мелко-среднезернистыми вулканомиктовыми песчаниками, кремнистыми алевролитами, прослоями аргиллитов и гравелитов, присутствуют остатки позднелейасовых *Oxytoma* cf. *startense* Polub., *Coeloceras* cf. *spinatum* Freb., *Pseudolioceras* ex gr. *compactile* (Simps.), *Mytiloceras* (*Pseudomytiloides*) *marchaensis* (Petr.). В пределах площади распространения состав толщи заметно меняется, в юго-восточном направлении происходит постепенное уменьшение роли туфов, они замещаются туфопесчаниками, повышается роль алевролитов [34]. Общая мощность толщи – 80–150 м.

На основании определения органических остатков и положения в разрезе принимается раннеюрский в полном объеме возраст [153].

Бродненский CP (6.1.2)

Бродненская и ягельнинская свиты объединенные (J₁br+ja_g) в связи с их малой мощностью. Обнажаются на севере территории в бассейнах рек Бродная и Мунугудяк.

Бродненская свита выделена И. В. Полуботко и Ю. С. Репиным [320] со стратотипом по правобережью р. Бродная, в 12 км выше ее устья. В основании располагаются разномзернистые туфопесчаники и гравелиты с растительным детритом, возможен стратиграфический перерыв. Свита в стратотипе объединяет вулканомиктовые песчаники с прослоями и линзами гравелитов, туфопесчаники и туфы основного состава мощностью 35–50 м. По удалению к востоку от стратотипической местности в разрезе преобладают полимиктовые песчаники, а туфы замещаются туфопесчаниками. Возраст свиты по положению между норийско-рэтскими и плинсбах-тоарскими слоями предполагался раннелейасовым (возможно, с частью раннеплинсбахского века).

Ягельнинская свита выделена В. Н. Шапиным (1987 г.) [340] по материалам И. В. Полуботко и Ю. С. Репиным [320], описавшими опорный разрез на р. Бродная. На подстилающих породах залегает со стратиграфическим перерывом, в основании прослеживается базальный горизонт (5–10 м) гравелитов. Свита сложена зеленовато-серыми разномзернистыми песчаниками и туфопесчаниками, алевролитами, аргиллитами, алевритистыми аргиллитами, иногда туффитами. Встречаются караваеобразные и мелкие шаровидные фосфатоносные карбонатные конкреции. Мощность колеблется от 40 до 200 м. Плинсбах-тоарский возраст свиты основывается на находках ископаемых остатков *Meleagrinnella oxytomaeformis* Polub., *M.* ex gr. *substriata* (Quenst.), *Amaltheus talrosei* Repin, *Ovaticeras facotum* Repin, *Porpoceras polare* (Freb.), *Pseudolioceras rosenkrantzi* A. Dagys и др.

Объединенные свиты по возрасту отвечают всей раннеюрской эпохе.

Суммарная мощность отложений – 75–250 м.

Тайгоносско-Западно-Корьякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Южно-Тайгоноская СФЗ (9.3)

Вискичунский СР (9.3.1)

Епинвиваямская толща (J₁ep) выделена И. Л. Жулановой и др. [287] по материалам Е. Г. Некрасова. Обнажается в тектоническом блоке в бассейне р. Вискичун.

Толща в целом представляется мощной, довольно однородной серией морских вулканогенно-осадочных отложений, среди которых преобладают серовато-зеленые разнообломочные и пепловые туфы среднего и основного состава, туфопесчаники, туфогравелиты, вулканомиктовые песчаники, нередко косослоистые, прослой алевролитов и аргиллитов. Подошва толщи не наблюдалась, в нижней части разреза располагаются туфы среднего и основного состава, чередующиеся с туфопесчаниками и туфогравелитами с остатками *Ochotoryncha omolonensis* Dagys (низы нижнего лейаса) [151]. Мощность толщи оценивается в 1500 м.

В верхней части толщи собраны многочисленные остатки тоарской фауны: *Oxytoma* aff. *startense* Polub., *Entolium* ex gr. *demissum* (Phill.), *Variamusium* ex gr. *personatum* (Ziet.), *Pseudolioceras*? sp. indet., *Belemnites* gen. indet. Возраст толщи принимается в диапазоне всей раннеюрской эпохи.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения, охватывающие части нижнего и среднего отделов, обнажаются в северной и западной частях территории листа.

Омолонская СФО (6)

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Эксинская свита (J₁₋₂ek) распространена в бассейнах верхнего течения рек Мал. и Бол. Авландя, а также на междуречье Парень–Крестик, где слагает мульды синклиналей.

Свита сложена темно- и зеленовато-серыми слоистыми алевролитами с прослоями аргиллитов, грубослоистыми вулканомиктовыми песчаниками. В нижней части разреза присутствуют прослой туффигов и черных скорлуповатых алевролитов с многочисленными остатками ископаемой фауны. Мощность свиты – 275–400 м. В составе свиты присутствуют маломощные прослой и линзы известняков-ракушечников с раковинами *Oxytoma startense* Polub., *Mytiloceras* (*Pseudomytiloides*) cf. *marchaensis* Petr., *Peronoceras* cf. *spinatum* Fred., *Dactylioceras commune* (Sow.), *Zugodactylites* sp. и др., обосновывающими тоар-ааленский, по заключению З. В. Кошелкиной, Л. В. Миловой и Г. И. Паракецовой, возраст свиты.

Яно-Колымская СФО (7)

Хетагчанская СФЗ (7.1)

Юрские отложения центральной части Хетагчанского поднятия выделены К. Л. Львовым [137] в бургагчанскую толщу, разделенную на три подтолщи, различающиеся по возрастному диапазону и литологическому составу. Толща обнажается в верховьях рек Бургагчан и Свободная.

Бургагчанская толща. Нижнебургагчанская подтолща ($J_{1-2}br_1$) на подстилающих отложениях залегает с угловым несогласием, что наблюдалось в береговом обрыве р. Лев. Бургагчан. Подтолща состоит из тонкогоризонтально-слоистых алевролитов, часто глинистых или песчаных, с прослоями туффитов, линзами гравелитов, каменных углей, а в основании с линзами мелкогалечных конгломератов. Мощность 120–450 м.

Фаунистические остатки редки, встречаются лишь единичные отпечатки неопределимых ретроцерамов, обломки их призматического слоя, скопления толстых ростров белемнитов, редкие тонкие ростры *Hastites neumarctensis* (Opp.), *H. borgensis* Kolb., *H. comcompactus* Kolb., свидетельствующие скорее всего о тоар-раннеааленском возрасте.

Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (11)

Сугойская СФЗ (11.1)

Маратская толща ($J_{1-2}mt$) выделена С. И. Филатовым [220], типовой разрез ее (без нижних горизонтов) описан в коренных обнажениях в правом борту руч. Прав. Марат за западной границей листа. На территории выходы ее отмечаются в верховьях рек Насучан и Эликчан. На подстилающей верхнетриасовой сугойской свите залегает согласно, местами в подошве толщи наблюдался слой гравелитов, возможен размыв подстилающих отложений. В низах разреза располагается пачка плитчатых алевролитов и известковистых алевролитов с остатками неопределимых двустворок и криноидей. В целом толща сложена ритмично переслаивающимися алевролитами и аргиллитами, образующими слои 0,1–0,3 м, к основанию ритмов обычно приурочены косослоистые алевролиты, присутствуют слои и линзы (0,1–0,6 м) известняков. Мощность – 800–1300 м.

В 70–100 м от подошвы прослой песчаников и гравелитов содержат отпечатки раннеюрских *Seirocormus* ex gr. *subangularis* (Mill), *Otapiria* sp. indet., *Lima* sp. indet. В нижней трети разреза отмечается слой (0,2 м) конгломератов, содержащих гальку аргиллитов с остатками карнийских галобий, в цементе конгломератов встречены обломки ростров белемнитов, фрагменты стеблей криноидей и призматического слоя раковин ретроцерамов. Находки раннеюрских окаменелостей в низах толщи и ее стратиграфическая позиция указывают на ранне-среднеюрский (включая ранний аален) возраст отложений. На III стратиграфическом совещании [177] принята другая трактовка возраста: на листе Р-57 возраст толщи принят согласно Легендами Верхояно-Колымской серии ГК-1000/3 [348] и Сугойской серии ГК-200/2 [299]. Этот вопрос еще требует дополнительного специального исследования.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднеюрские отложения распространены практически там же, где и нижнеюрские; выделяются как расчлененные до ярусов, так и нерасчлененные отложения. Отложения в большинстве своем представлены переслаивающимися алевролитами, песчаниками и аргиллитами; наиболее грубозернистой (песчаниковой) частью разреза является байосская, отмечаются «плавающие» гальки, иногда примесь туфогенного материала [174]. Существенное значение вулканический материал получает в Тайгоносско-Западно-Коряжской области, особенно в Южно-Тайгоносской СФЗ, где отложения почти нацело представлены туфами среднего и основного состава.

Ааленский и байосский ярусы

Аален-байосские отложения выделяются во всех структурно-формационных областях, основной литологический фон составляют терригенные породы (песчаники и алевролиты с той или иной долей аргиллитов, гравелитов, туффитов).

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Тарынский СР (6.1.1)

Нянкинская толща (J_2^{nn}) распространена по юго-западному краю Омолонской СФО в междуречье Коркодон–Прав. Бургали, верховьях р. Домбычан. Толща выделена В. М. Кузнецовым [113] по материалам А. И. Лобанова (1976 г.), Е. И. Кудлея (1978 г.), Е. А. Кораго (1982 г.). На подстилающих нижнеюрских отложениях залегает согласно. Полный разрез толщи описан А. И. Лобановым (1976 г.) севернее территории листа, на междуречье Билирикен–Няники, где в ее составе преобладают светло-серые и желтоватые мелко- и среднезернистые полимиктовые и вулканомиктовые песчаники с прослоями гравелитов и алевролитов. В северном направлении иногда отмечается повышение роли темноокрашенных алевролитов. Мощность толщи в разрезе 280 м и увеличивается до 400–450 м к западу и юго-западу.

В отложениях присутствуют остатки *Oxytoma* ex gr. *jacksoni* (Pomp.), *Retroceramus* cf. *lucifer* (Eichw.), *R. omolonenseis* (Polub.), *R. cf. elongatus* Kosch., *R. cf. aequicostatus* Vog., определяющие принадлежность толщи к ааленскому и байосскому ярусам средней юры.

Яно-Колымская СФО (7)

Хетагчанская СФЗ (7.1)

Бургагчанская толща. Среднебургагчанская подтолща ($J_2^{br_2}$) залегает на подстилающей нижней подтолще согласно. Образована туфопесчаниками и туффитами, содержащими «плавающую» гальку и валуны

известковистых песчаников, черных аргиллитов, алевролитов, андезитов, присутствуют линзовидные пласты гравелитов и конгломератов. Мощность – 370–450 м.

В породах встречены остатки *Retroceramus mongkensis* (Kosch.), *R. jurensis* (Kosch.), *R. aff. provincialis* (Kosch.), *R. morii* (Hayami), *Tugurites whiteavesi* (White), *Paramegatenthis* ex gr. *nescia* Naln., *Pseudodicoelites* sp. indet., характерные для верхнего аалена – нижнего байоса.

Бургагчанская толща. Верхнебургагчанская подтолща (J_2br_3) ложится согласно на среднюю, представлена темно-серыми сланцеватыми аргиллитами, серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, образующими пакеты слоев мощностью 20–50 м. Среди них встречаются слои известковистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность подтолщи – 300–350 м. Отложения содержат редкие остатки *Retroceramus* ex gr. *lucifer* (Eichw.) и ростры неопределимых белемнитов. Возраст подтолщи, скорее всего, байосский, за исключением его самой ранней части.

Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (11)

Сугойская СФЗ (11.1)

Мэмэченская свита (J_2mm) выделена С. И. Филатовым [221], разрез ее изучен в бассейнах р. Октябрина и руч. Мэмэчен. Свита обнажается на правом берегу р. Сугой, где сложена серыми алевролитами, чередующимися с темно-серыми аргиллитами, редкими слоями мелкозернистых песчаников. Для алевролитов характерны косая слоистость и мелкие пиритовые конкреции, для аргиллитов – фукоиды. На подстилающей маратской толще залегает без видимого несогласия, но местами в основании свиты встречаются слои (0,1–0,3 м) среднезернистых песчаников и туффитов, содержащих гальку алевролитов с остатками норийских монотисов. Мощность свиты – 600–1000 м.

В породах свиты встречены остатки *Retroceramus* cf. *lucifer* (Eichw.), *R. ex gr. elongatus* (Kosch.), *R. cf. jurensis* (Kosch.), *R. cf. mongkensis* (Kosch.), *Paramegatenthis* ex gr. *nescia* Naln., определяющие позднеааленский–байосский возраст толщи.

Вилигинская СФО (12)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (12.1)

Ясчанская свита (J_2jas) выделена А. П. Чуравцовым [339] в общем разрезе юрских отложений в верховьях р. Вилига (западнее территории листа). Свита сложена полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями и пачками вулканомиктовых песчаников, пепловых туфов дацитов, аргиллитов; присутствуют линзы и стяжения известняков. На подстилающих вулканитах устьясчанской толщи залегает согласно, в основании располагается пачка (10–20 м) пепловых туфов дацитов, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами, содержащими остатки раннеааленской фауны. Мощность – 400–450 м. Сборы многочисленных остатков двустворок, белемнитов

и аммонитов обосновывают соответствие свиты ячанскому региональному горизонту (ааленский ярус и нижняя часть байосского яруса).

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Кычувэвеемская свита ($J_2k\check{c}$) выделена и описана как нижняя толща аален-байосского яруса В. А. Ивановым (1967 г.), название предложено И. Л. Жулановой в 1975 г., принята в Легенде Гижигинской серии [288]. Свита вскрывается в полосе северо-восточного простираения, прослеживающейся от устья р. Имповеем в бассейн р. Тальнавеем. Лектостратотипом свиты может служить ее разрез, описанный на междуречье Кычувэвеема и руч. Тикас [79].

На подстилающих нижнеюрских отложениях свита залегает с несогласием и линзовидным пластом конгломератов (до 30 м) в основании. Представлена чередующимися, иногда ритмично, темно-серыми аргиллитами, массивными и полосчатыми алевролитами, серыми мелкозернистыми песчаниками. В нижней части разреза свиты отмечаются редкие маломощные прослои туффов и туфов. Мощность – 750–850 м.

В породах свиты собраны остатки: в низах – *Pseudolioceras* sp. indet. (*P.* ex gr. *M'clintocki* (Naugh.)), выше – *Retroceramus lungershauseni* Kosch., *R. lucifer* Eichw., *R.* ex gr. *elongatus* Kosch. аален-байосского времени (определения И. В. Полуботко, Ю. С. Репина). Среди выделенных из пород свиты (обр. 1613) преимущественно детритовых цирконов разного (пермского, кембрийского, рифейского и раннепротерозойского) возраста присутствуют зерна, датированные U-Pb SHRIMP методом, с временем кристаллизации $174,9 \pm 3$ млн лет (ранний аален). Эти данные, с учетом стратиграфического положения, определяют аален-раннебайосский возраст кычувэвеемской свиты.

Байосский и батский ярусы

Омолонская СФО (6)

Ауланджинская СФЗ (6.2)

Эмлынджинская свита (J_2em) выделена И. В. Полуботко и Ю. С. Репиным, стратотип описан на междуречье Эмлынджа – Бол. Ауланджа, залегает она согласно на эксинской свите. Образована ритмично чередующимися зеленовато-серыми, серыми слоистыми разномасштабными полимиктовыми песчаниками и темно-серыми алевролитами с прослоями гравелитов (в нижней части), аргиллитов, и линзами глинистых известняков. Мощность – от 200 до 700 м, возрастает в юго-восточном направлении [313].

Байосс-батский возраст свиты основывается на стратиграфическом положении в разрезе и сборам соответствующих органических остатков: *Retroceramus lucifer* Eichw., *R.* aff. *elongatus* Kosch., *R. kystatymensis* Kosch., *R. vagt* Kosch., *Arctotis* ex gr. *lenaensis* Lah., *Zetoceras?* sp. indet.

Вилигинская СФО (12)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (12.1)

Монгкинская свита (J_2m). Характеристика и объем свиты обоснованы Ю. С. Репиным и И. В. Полуботко [174]. Обнажается на юго-западе листа в бассейнах рек Вилига и Осиновая. На подстилающей аален-байосской ячанской свите залегает согласно, в основании располагается пачка (30–50 м) массивных аргиллитов. Преобладающими породами в составе свиты являются кварц-полевошпатовые песчаники, образующие пласты и пачки мощностью от 2–4 до 30–50 м. Подчиненные по объему аргиллиты и алевролиты образуют прослой, а верхней части – пачки (до 15–20 м) ритмичного чередования. Мощность – 1400–1600 м.

Байос-батский возраст свиты основывается на сборах остатков ретроцерамид и аммонитов, которые характерны для меренгинского, татынгычанского и москальского региональных горизонтов средней юры.

Тайгоносско-Западно-Корьякская (Кони-Тайгоноская) СФО (9)

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Халпильская свита (J_2h), строение которой описано В. А. Ивановым (1967 г.) в междуречье Кычувеем-Тальнавеем в качестве разреза среднеюрских отложений, распространена в полосе северо-восточного простираения от п-ова Халпили до верховьев р. Кыччаваам. Название свиты предложено И. Л. Жулановой, использовано в Легенде Гижигинской серии [288]. Свита, по-видимому, согласно залегает на подстилающей кычувэемской свите. Сложена серыми и буровато-серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, гравелитов и туфоконгломератов. Мощность – 600–850 м. В породах свиты собраны остатки *Retroceramus* ex gr. *lucifer* (Eichw.), *R.* sp. indet. (*R.* ex gr. *kystatymensis* Kosch.?), *R.* ex gr. *tonguaensis* (Lah.), *R.* cf. *retrorsus* (Keys.), позволяющие судить о позднебайосском и, вероятно, раннебатском возрасте (определения И. В. Полуботко, Ю. С. Репина). По стратиграфическому положению для свиты принимается позднебайос-батский возраст.

Батский и келловейский ярусы

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Тарынский СР (6.1.1)

Николаичская толща (J_2nk) выделена Б. М. Гусаровым [281] по материалам Е. А. Кораго (1982 г.), описавшего один из разрезов толщи севернее территории, на левобережье р. Алы-Юрях у устья руч. Николаич. Занимает незначительные площади на левобережье р. Прав. Бургали. На подстилающей нянкинской толще залегает согласно с постепенным переходом, нижняя

граница проводится по появлению в разрезе темно-серых обычно мелкозернистых песчаников, переслаивающихся с черными алевролитами. Толща сложена темно-серыми, до черных песчаниками, алевролитами и сланцеватыми аргиллитами, нередко содержащими примесь известковистого материала. Мощность толщи колеблется в пределах 200–400 м, возрастая преимущественно в западном направлении [153].

В нижней части толщи собраны остатки батских *Retroceramus* cf. *porrectus* (Eichw.), *R.* cf. *kystatymensis* Kosch., *R.* cf. *vagt.* Kosch., *R.* cf. *polaris* Kosch., а в верхней – келловейских *Meleagrinnella* cf. *simkini* (Vor.), *Cadoceras?* sp. indet. (*C.* cf. *laptevi* Bodyl.). Возраст принимается в диапазоне батского и келловейского веков.

Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (11)

Сугойская СФЗ (11.1)

Октябринская свита (J_2Ok) очень ограниченно распространена в верховьях р. Насучан. Свита согласно перекрывает подстилающую мэмэченскую, стратотип ее располагается западнее территории листа в бассейнах р. Октябрина и руч. Мэмэчен. Образована разнозернистыми песчаниками с линзами и прослоями (0,2–2 м) алевролитов, аргиллитов, гравелитов [153]. В песчаниках встречается мелкая (до 1 см) хорошоокатанная «плавающая» галька алевролитов и аргиллитов, иногда их слои переполнены растительным детритом. Мощность свиты – 700–900 м.

Окаменелости в породах свиты редки, чаще всего отмечаются обломки призматического слоя ретроцерамов, известны отдельные находки *Retroceramus* ex gr. *bulunensis* (Kosch.), *R.* ex gr. *eximius* Eichw., *R.* cf. *retrorsus* (Keys.), *R.* cf. *kystatymensis* (Kosch.), *R.* cf. *tonguaensis* (Lah.), позволяющие датировать свиту батским веком и, вероятно, ранним келловеем.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Бродненский СР (6.1.2)

Сучковская толща (J_2Sc) выделена В. Н. Шаминым [340], название получила по ручью, в бассейне которого толща образует обширные выходы; обнажается на севере территории в бассейнах рек Бродная и Русская (Омолонская). На подстилающих нижнеюрских отложениях залегают местами согласно, без следов перерыва, а местами с размывом и стратиграфическим несогласием (с выпадением нижних горизонтов ааленского яруса). В этом случае отмечаются базальные конгломераты или их прослой и линзы. Толща представлена преимущественно светло-серыми, зеленовато-серыми средне-крупнозернистыми, иногда известковистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, реже – аргиллитами. Мощность толщи изменяется от 150 до 350 м.

В нижней части толщи найдены остатки *Retroceramus sibiricus* Kosch., *R. omolonensis* Polub., в верхней части – остатки *Retroceramus kystatymensis* Kosch. По стратиграфическому положению и палеонтологическим находкам толща в основном соответствует среднему отделу юры за исключением келловейского яруса.

Яно-Колымская СФО (7)

Гижигинская СФЗ (7.2)

Пареньский СР (7.2.2)

Тэвтэнрэнская толща (J_2tv) выделена И. Л. Жулановой в Легенде Гижигинской серии [288], объединяет описанные ранее В. Н. Новиковым (1977 г.), с учетом данных И. В. Полуботко и Ю. С. Репина (1966 г.), ааленские и байосские отложения в каньоне р. Мал. Туромча. Толща со стратиграфическим перерывом, приходящимся на тоарский и часть ааленского веков, залегает на плинсбахских отложениях и с несогласием перекрывается меловыми вулканитами. Сложена в нижней части разреза темно-серыми аргиллитами и алевролитами с прослоями глинистых известняков, мелкозернистых песчаников с мергелистыми караваеобразными стяжениями, в верхней с переслаивающимися алевролитами и разнозернистыми полимиктовыми песчаниками. Количество пластов последних и их зернистость увеличиваются вверх по разрезу. Мощность – 350–370 м. Отложения содержат фауну позднего аалена, байоса и бата: *Retroceramus* cf. *priscus* Sey, *R.* cf. *subtilis* Sey, *Astrate* cf. *aalensis* Ben., *Propeamussium olenekense* Bodyl., *Pseudolioceramus* cf. *maclintoki* Naught., *Hastites* sp. indet., *Variamussium* cf. *olenekense* Bodyl. и др. (определения И. В. Полуботко).

Южно-Тайгоноская СФЗ (9.3)

Вискичунский СР (9.3.1)

Нерпичинская толща (J_2nr) выделена И. Л. Жулановой и др. [287], прослеживается по левобережью р. Вискичун. На подстилающей эпинвиваямской толще залегает согласно, сменяя ее в разрезе с постепенным переходом. Толща представлена зелеными, серовато-зелеными пепловыми и разнообломочными туфами среднего и основного состава, мелкозернистыми туфопесчаниками и песчаниками, туфогравелитами, кремнистыми сланцами, туффитами и алевролитами. Мощность – около 1100 м. В средней и верхней частях разреза собраны остатки *Retroceramus?* sp. indet., *Camptonectes* ex gr. *lens* (Sow.), *Modiolus* ex gr. *bolodokensis* Vor., *Protovardium* ? sp. indet., *Bureiamya* cf. *aleutica* (Eichw.), *Mactromya?* ex gr. *laevigata* (Lah.), *Ostrea* sp. indet., *Gastropoda* gen. indet. Верхние горизонты содержат ископаемую фауну бат-келловейского возраста: *Retroceramus* sp. indet., *Camptonectes* ex gr. *lens* (Sow.), *Modiolus* ex gr. *bolodokensis* Vor., *Mactromya?* ex gr. *laevigata* (Lah.), *Ostrea* sp. indet. (заключение И. В. Полуботко, Ю. С. Репина). Возраст толщи, по-видимому, соответствует всему среднему отделу юры.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ, КЕЛЛОВЕЙСКИЙ ЯРУС – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ, ОКСФОРДСКИЙ ЯРУС

Средне-верхнеюрские отложения закартированы лишь в юго-западной и юго-восточной частях территории, где они обнажаются в мульдах синклинальных структур.

Вилигинская СФО (12)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (12.1)

Вилигинская свита ($J_{2-3}V$) выделена И. И. Тучковым (1962 г.), детально изучалась К. В. Паракецовым [159] по р. Вилига и ее притокам. Согласно перекрывает среднеюрскую монгкинскую свиту. Сложена преимущественно мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, чередующимися с пачками тонкопереслаивающихся алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты – 900–1000 м.

Возраст свиты основывается на стратиграфическом положении и сборах остатков *Pleuromya informis* (Sow.), *Oxytoma expansa* (Phill.), *Meleagrinnella ovalis* (Phill.), *Praebuchia reticulata* (Lundgr.), *Buchia* cf. *concentrica* (Sow.), *Camptonectes* (*Maclernia*) cf. *broenlundii* Ravn., *Liostrea* ex gr. *delta* (Smith.), *Arctica orientalis* Zakh. et Schur., *Cardioceras* sp. и соответствует келловейско-му и первой половине оксфордского века.

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Центрально-Тайгоносская СФЗ (9.2)

Тальнавеемский вулканический комплекс трахидацит-трахиандезитовый

Тальнавеемская свита ($J_{2-3}H$) описана Н. И. Заборовской (1968 г.) как нижняя толща верхней юры на водоразделе р. Кычувэеем и руч. Эйка. Название предложено И. Л. Жулановой (1975 г.), применено в Легенде Гижигинской серии [288]. Свита распространена в бассейнах рек Тальнавеем, Кычувэеем, Кенгееем, Имповееем. На подстилающей халпильской свите залегает согласно, местами с размывом и пластом (до 30 м) конгломератов и гравелитов с галькой осадочных пород, базальтов и туфов кислого и среднего составов.

Свита сложена пестроокрашенными туфами основного и среднего составов с подчиненным количеством лав трахиандезитов, трахибазальтов, андезибазальтов, трахитов, по латерали появляются прослои туфопесчаников и аргиллитов. Мощность – 400–1000 м.

Трахиандезиты свиты по химическому составу характеризуются преобладанием натрия в сумме щелочей, обладают повышенными значениями свинца и циркония, легких редкоземельных элементов (прил. 3).

Туфопесчаники содержат окаменелую древесину, обломки призматического слоя раковин ретроцерамов, остатки *Entholium* sp. indet., *Belemnites* gen. indet. По цирконам из туфов андезитов (обр. 49-3) получен изотопный возраст $154,2 \pm 1,4$ млн лет (определения ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb SHRIMP методом).

С учетом этих данных и стратиграфического положения принимается келловей-оксфордский возраст свиты.

Субвулканические тела представлены не показанными на карте единичными маломощными силлами и дайками кварцевых сиенитов.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеюрские преимущественно терригенные и вулканогенно-терригенные отложения распространены совместно с ниже-среднеюрскими. Большой частью они представлены морскими осадочными породами, но в Тайгоносской СФЗ в их составе большое значение приобретают вулканогенные образования основного и среднего составов. На юго-западе территории мелководноморские терригенные отложения начала позднеюрской эпохи надстраивают комплекс юрских отложений Арmano-Вилигинского синклиория. Во многих случаях залегают с несогласием, знаменуя заложение впадин орогенной стадии развития мезозойд [159].

Оксфордский и кимериджский ярусы

Оксфордско-кимериджские отложения установлены в западной и восточной частях территории в пределах Омолонской, Вилигинской и Тайгоносско-Западно-Корякской областей.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юокагирская) СФЗ (6.1)

Тарынский СР (6.1.1)

Панинская толща (J₃pn) выделена В. М. Кузнецовым [113] севернее территории листа по материалам Е. И. Кудлея (1978 г.). Обнажается в трех изолированных выходах незначительной площади на левобережье р. Прав. Бургали. На бат-келловейских отложениях залегают согласно и связана постепенным переходом. Толща представлена зеленовато-серыми мелкозернистыми вулканомиктовыми песчаниками с прослоями черных алевролитов и линзами известняков; в верхах толщи располагается пачка (40–50 м) темно-серых аргиллитов и алевролитов. Мощность толщи – 240–300 м.

Возраст толщи основывается на остатках *Buchia* cf. *aviculoides* Palv., *B. concentrica* (Sow.), *B. cf. jeropolensis* Parak., *B. aff. lindstroemi* Sok., *B. aff. kirghisensis* Sok., указывающих, по заключению К. В. Паракецова, на принадлежность слоев к оксфордскому и нижней части кимериджского ярусов.

Яно-Колымская СФО (7)

Гижигинская СФЗ (7.2)

Гармандинский СР (7.2.1)

Учасонская толща ($J_3u\check{c}$) распространена на побережье залива Шелихова между устьями рек Наяхан и Уйкан. Выделена А. Г. Чернявским [336] и датирована (условно) раннемеловым временем, позднее ее возраст был уточнен.

Подошва толщи не наблюдалась, толща, по-видимому, с несогласием залегает на более древних отложениях. Она представлена переслаивающимися черными тонкоплитчатыми алевролитами и аргиллитами, серо-зелеными мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов, линзами ($0,2 \times 0,5$ м) глинистых известняков. Мощность варьирует в пределах 300–800 м. В нижней части разреза присутствует углефицированный растительный детрит. В песчаниках толщи на мысе Таватумский собраны остатки оксфорд-кимериджских (определения А. Ф. Ефимовой и К. В. Паракецова) *Buchia* cf. *reticulata* (Lindgr.), *B.* ex gr. *bronni* (Rouill.), *Oxytoma* sp. indet., *Meleagrinnella* aff. *margacea* (Roll.).

Вилигинская СФО (12)

Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (12.1)

Калькутская свита (J_3kl) вскрывается в мульдах синклиналей в бассейне р. Вилига, в долине которой описан ее стратотип [159], залегает согласно на средне-верхнеюрской вилигинской свите. Свита образована преимущественно темно-серыми алевролитами, углистыми аргиллитами, алевритистыми полимиктовыми песчаниками. Глинисто-алевролитовые породы обычно массивные, образуют пачки (от 10–50 до 150 м), песчаники представлены пластами ($0,2$ – $0,5$ м). Породы содержат мелкие пиритовые конкреции и редкую хорошоокатанную гальку. Мощность – 600–800 м.

Ископаемые остатки (определения К. В. Паракецова): *Nukuloma variabilis* (Sow.), *Malletia* cf. *volga* Schur., *Oxytoma* sp., *Meleagrinnella ovalis* (Phill.), *Praebuchia* cf. *reticulata* (Lundgr.), *P.* cf. *lata* (Transch.), *Buchia concentrica* (Sow.), *B. rugosa striata* Pavl., *Camptonectes (Maclernia)* sp., *Entolium* sp., *Modiolus* sp., *Liostrea* sp., *Arctica* cf. *orientalis* Zakh. et Schur., *Preuromya informis* (Sow.) свидетельствуют о возрасте свиты в пределах среднего оксфорда – раннего кимериджа включительно.

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоноская) СФО (9)

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Среднинская свита (J_3sr) обнажается в полосе северо-восточного простирания от бассейна р. Имповеем до верховьев р. Кыччаям. Наиболее полный разрез свиты (лектостратотип) описан Г. Е. Некрасовым [151] в ска-

листных выходах берега залива Средний. Свита залегает согласно на тальнаве-емской, представлена темно-серыми толстоплитчатыми аргиллитами с редкими прослоями (0,2–0,3 м) зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников. Мощность – 1000–1400 м.

В породах свиты собраны многочисленные остатки *Oxytoma* cf. *interstriata* Eichw., *O.* aff. *inaequivalvis* (Sow.), *Buchia* cf. *bronni* (Rouill.), *B. jeropolensis* (Parak.), *B.* cf. *mosquensis* (Buch), *B.* aff. *gracilis* Pavl., которые позволяют датировать свиту поздним оксфордом(?) – ранним кимериджем (заключение К. В. Паракецова).

Южно-Тайгоноская СФЗ (9.3)

Нейнегинский СР (9.3.2)

Мальминская толща ($J_3^?ml$) выделена по материалам Г. Е. Некрасова [151], название предложено Т. Б. Русаковой, Н. Ф. Козак [320]. Обнажена в бассейнах рек Нейнег, Мальма и Кенгевеем, где соответствует нижней (вулканогенной) части нерасчлененных верхнеюрских отложений. Подошва отложений не вскрыта, соотношение с подстилающими и перекрывающими образованиями неясно. Местами выходы толщи представляют собой фрагменты кровли Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива.

Сложена толща флюидальными и массивными андезитами, дацитами и их преимущественно крупнообломочными туфами, чередующимися с мощными пачками тонкопереслаивающихся аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность – не менее 1000 м. В прослоях углисто-глинистых сланцев в верхней части толщи на мысе Зубчатый сделаны единичные находки флоры *Desmiophyllum* sp. Для толщи условно принят оксфорд-кимериджский возраст.

Кимериджский и титонский ярусы

Кимеридж-титонские отложения выявлены в Тайгоносско-Западно-Корякской области, на современном эрозионном срезе, как правило, проявлены фрагментарно.

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоноская) СФО (9)

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Гырьянгинская свита (J_3gr) выделена Г. Е. Некрасовым (1980 г.), обнажается на побережье Гижигинской губы, откуда узкой полосой прослеживается к северо-востоку в бассейн р. Имповеем. Полные разрезы свиты наблюдались в верховьях р. Каленмын и на побережье губы Гижигинская [23, 151]. Свита согласно перекрывает породы среднинской свиты, сложена темно-серыми аргиллитами и алевролитами, переслаивающимися с мелкозернистыми песчаниками и туфопесчаниками, пепловыми и псаммитовыми туфами, туфопесчаниками, присутствуют покровы андезитов, андезибазальтов и базальтов. Мощность – 900–1200 м.

В нижней части свиты собраны остатки *Terebratula* sp. indet., *Oxytoma* cf. *interstriata* Eich., *Buchia mosquensis* (Buch), *B.* cf. *rugosa* (Fisch.), *B.* cf. *orbicularis* Hyatt., а в верхней – *Buchia orbicularis* Hyatt., *B. piochii* (Gabb) кимеридж-титонского возраста. Этот возраст подтверждается также выполненным в ЦИИ ВСЕГЕИ изотопным U-Pb SHRIMP анализом цирконов, выделенных из пепловых туфов свиты на западном побережье п-ова Тайгонос (обр. 1603-2) с датой $152,1 \pm 3$ млн лет (кимеридж–титон). Другие детритовые цирконы из этой пробы имеют среднеюрский, раннекаменноугольный, рифейский и раннепротерозойский возраст.

Южно-Тайгоноская СФЗ (9.3)

Нейнегинский СР (9.3.2)

Нейнехунская толща (J_3nn) выделена И. Л. Жулановой и др. [287] по материалам Г. Е. Некрасова [151], вскрывается в районе горы Нейнехун в кровле гранитоидного массива. Соотношение с подстилающими образованиями неясно. Толща сложена тонкопереслаивающимися серыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами с пластами и прослоями светлых серо-зеленых кремнистых пород, туфопесчаников и среднеобломочных туфов. Мощность достигает 1500 м. Позднеюрский (в основном кимеридж-титонский) возраст толщи определяется многочисленными остатками *Meleagrinnella margacea* (Roll.), *Modliolus* cf. *bolodokonsis* Vor., *Pleuromya* aff. *elongata* (Munst.) Ag., *Gresslya concentrica* Ag., *Bureiamya* sp. indet. (определение К. В. Паракецова).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Нерасчлененные верхнеюрские отложения выделяются в Омолонской, Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской областях.

Омолонская СФО (6)

Коркодонская (Юкагирская) СФЗ (6.1)

Бродненский СР (6.1.2)

Хунганджинская свита (J_3hg) выделена В. Н. Шаминым [340], распространена в бассейнах рек Мунугуджак, Хунгандя и руч. Прямой. На подстилающих среднеюрских отложениях залегает со структурным несогласием. Представлена серыми и темно-серыми алевролитами, аргиллитами с углефицированными остатками древесины, прослоями и линзами (мощностью до 20–30 м) конгломератов, гравелитов, песчаников. Мощность свиты – 300–400 м. Позднеюрский возраст отложений устанавливается по положению в разрезе и находкам флористических остатков *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Stenianyuensis* Philipp., *Equisetites* sp.

Яно-Колымская СФО (7)

Гижигинская СФЗ (7.2)

Пареньский СР (7.2.2)

Обрывистая толща (J_3Ob) выделена Т. Б. Русаковой [319] в бассейне р. Мал. Авландя, залегает с несогласием на среднеюрских отложениях с базальными конгломератами в основании, распространена на междуречье Широкая–Парень. Сложена конгломератами, преобладающими песчаниками, в верхней части появляются алевролиты и аргиллиты. Породы содержат многочисленные *Buchia mosquensis* Buch., *B. cf. rugosa* (Fisch), *B. piochii* (Gabb.), *Praebuchia cf. reticularis* (Lundgr.) и др., указывающие на кимериджский и, возможно, титонский возраст. Мощность толщи меняется в пределах 50–300 м.

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоноская) СФО (9)

Южно-Тайгоноская СФЗ (9.3)

Вискичунский СР (9.3.1)

Энгельватенская толща (J_3en) выделена И. Л. Жулановой и др. [287] по материалам Г. Е. Некрасова [151]. Вскрывается на правобережье р. Кенгеем в основном в надынтрузивной зоне гранитоидного массива. На среднеюрских туфогенно-осадочных отложениях нерпичинской толщи залегает согласно. Образована темно-зелеными и зеленовато-серыми мелкообломочными туфами базальтов и андезитов с линзовидными включениями темных фиолетовых яшм, вулканомиктовыми гравелитами, туфогравелитами с прослоями туфопесчаников. Мощность – 700–750 м. В туфопесчаниках найдены редкие остатки *Buchia ex gr. mosquensis* (Buch) кимериджского и титонского веков, по положению в разрезе принимается позднеюрский возраст.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ – НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

Корякская СФО (10)

Пенжино-Анадырская СФЗ (10.1)

Мисипанская толща (J_3-K_1ms) выделена И. Л. Жулановой и др. [287] из состава кингивеевской свиты, закартированной Г. Е. Некрасовым [151] в скалистых обрывах мыса Поворотный, соответствует ее верхней терригенной части; соотношение с более древними отложениями не наблюдалось. Толща сложена ритмично переслаивающимися окремненными полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми алевролитами и сланцами с плейчатой текстурой и обильными кремнистыми и яшмовыми стяжениями и редкими линзами натровых базальтов. Мощность толщи – более 1500 м. Возраст определяется по присутствию в породах позднекимериджских и титон-берриасских радиолярий [38, 97], а также по единственной находке тонкоробристой *Buchia sp. indet* [85].

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Охотская СФЗ (5.1)		Пенжинская СФЗ (5.2)		Перивулканическая СФЗ (5.3)	
				Угуланский СР (5.1.1)	Наяханский СР (5.1.2)	Туромчинский СР (5.2.1)	Ахавеемский СР (5.2.2)	Конгинский СР (5.3.1)	Коркодон-Наяханский СР (5.3.2)
Меловая	Верхний	Туронский-кампанский		Ульчанская толща (K ₂ uĉ). Туфы и лавы андезитов, андезибазальтов, реже риолитов 200-400м					Дяпкачанская толща (K ₂ dp). Базальты, прослои туфов базальтов и риолитов 130-300м
			Тэльпэгыргынайский	Герамрынская толща (K ₂ gr). Игнимбриты и туфы риолитов, туфоалевролиты 200-350м				Леводяпкачанская толща (K ₂ ld). Риолиты и риодациты, туфы кислого состава 100-250м	
			Гребенкинский	Кананыгинская толща (K ₂ kg). Андезиты, андезибазальты, их туфы 300-600м	Арбутлинская толща (K ₂ ar). Игнимбриты и туфы риолитов, туфоалевролиты 420-480м	Хайчанская толща (K ₂ hĉ). Лавы, игнимбриты, туфы риолитов и риодацитов 250-600м			
		Сеноманский	Аркагаалинский	Хигиндинская толща (K ₂ hg). Андезиты, их туфы, туфы кислого состава, туфо-конгломераты 300-900м	Туромчинская толща (K ₂ tr). Андезиты и их туфы, базальты, прослои туфопесчаников, аргиллитов 550м	Снежинская толща (K ₂ sn). Туфы, игнимбриты и лавы риолитов и дацитов, туфопесчаники. 250-500м	Верхнеконгинская подсвита (K ₂ kn ₃). Дациты, риолиты, прослои туфоалевролитов, аргиллитов 200-250м	Хакырчанская толща (K ₂ hk). Андезиты и андезибазальты 200-300м	
				Юмская свита (K ₂ jum). Туфы и игнимбриты риолитов. 300м	Наяханская свита (K ₂ nh). Игнимбриты и туфы риолитов, туфопесчаники 200-1000м	Вархаламская толща (K ₂ vr). Игнимбриты и туфы риолитов, прослои туффитов, туфопесчаников 250-800м		Среднеконгинская подсвита (K ₂ kn ₂). Андезиты, их туфы, туфы кислого с-ва, туфопесчаники 90-500м	Коркодонская толща (K ₂ kr). Андезиты и их туфы, реже базальты, прослои туфопесчаников 200-550м
			Таватумская свита (K ₂ tv). Андезиты, базальты, туфы среднего состава, туфопесчаники 100-760м		Тайночинская свита (K ₁₋₂ tn). Андезиты, их туфы, туффиты. 700-800м	Чайвавеемская свита (K ₁₋₂ ĉv). Андезибазальты, базальты, их туфы, туфопесчаники 100-800м	Нижнеконгинская подсвита (K ₁₋₂ kn ₂). Туфоконгломераты, туфопесчаники, аргиллиты 60-450м		
	Нижний	Арманский			Ичевеемская свита (K ₁ iĉ). Конгломераты, туфопесчаник, туфы 70-400м				
		Буоркемюсский			Широкинская толща (K ₁ shr). Туфы и лавы туфопесчаники, андезибазальтов, туфоконгломераты 800м				

Рис. 6. Схема корреляции меловых отложений Охотско-Чукотской СФО.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения занимают почти половину площади листа, большая часть которой принадлежит к Охотско-Чукотской структурно-формационной области (ОЧВП), где распространены альб-кампанские преимущественно вулканогенные образования. В юго-восточной части выделяется Тайгоносско-Западно-Корякская область, в пределах которой обнажаются берриас-барремские и, частично, альбские толщи. Меловые отложения на территории листа и на смежных площадях изучались В. Ф. Белым, В. А. Самылиной, С. И. Филатовым, Г. Г. Филипповой, С. В. Щепетовым и другими геологами. Возраст меловых подразделений обычно подтвержден определениями ископаемых растительных остатков; обоснование возраста свит и толщ вулканических комплексов ОЧВП также базируется главным образом на изучении флористических комплексов, соотносенных с региональными горизонтами, однако сопоставление их с общей стратиграфической шкалой не всегда однозначно. В последнее время появляется все больше данных по радиоизотопному датированию, которое часто не согласуется с палеофлористическими определениями.

На меловое время приходится кардинальная перестройка структурного плана, который находит лишь отдаленное сходство с планом предшествующих этапов. Основной объем меловых отложений приходится на ОЧВП, положение которого пространственно совпадает с юго-восточным краем Яно-Колымской системы. Отрезок ОЧВП, входящий в границы листа, объединяет смежные фланги Охотского и Пенжинского секторов пояса [18], представляемых в качестве структурно-формационных зон (рис. 6). Вулканогенные образования во многих случаях выделяются как вулканические комплексы, состоящие из свит или толщ покровной фации и субвулканических (экструзивных, жерловых) тел и даек.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнемеловые вулканогенные, вулканогенно-терригенные и терригенные образования распространены достаточно широко и представлены как морскими отложениями (Тайгоносско-Западно-Корякская и Корякская СФО), так и континентальными (Омсукчанская и Охотско-Чукотская СФО).

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

В пределах области распространены преимущественно вулканогенные образования берриас-барремского возрастного диапазона, в гораздо меньшей мере представлен альбский интервал. Наиболее полный непрерывный разрез берриас-барремских отложений характерен для центрально-тайгоносской зоны. В двух других: Чайбухинской и Южно-Тайгоносской отложения отвечают нерасчлененным отделам.

Берриасский ярус

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Вавачунский вулканический комплекс андезит-риолитовый

Вавачунская свита ($K_1И$) выделена Г. Е. Некрасовым [151] в бассейне р. Имповеем, откуда прослеживается на северо-запад в бассейн р. Тальнавеем. Свита без видимого несогласия залегает на верхнеюрской гырьянгинской свите и с несогласием – на среднинской свите и более древних отложениях. Представлена игнимбритами и туфами риолитов с прослоями аргиллитов и углистых аргиллитов, риолитами, дацитами, андезитами с прослоями алевролитов, туфоконгломератов. В бассейне р. Ван-Уоньявом в ее основании залегает пачка конгломератов мощностью 160 м. Свита фациально изменчива: на Теланском полуострове в разрезе присутствуют туфы трахириолитов (250–300 м), на левобережье р. Имповеем появляются андезибазальты. Мощность свиты – 400–1800 м.

На правобережье р. Кенгевеем в туфах кислого состава содержится фауна: *Vuchia* aff. *okensis* Pavl., *V.* aff. *volgensis* (Lah.), которая позволяет отнести эти отложения к берриасу [287]. Изотопный возраст двух образцов риолитов, определенный К-Аг методом, видимо, «омоложен» и составляет 89 и 128 млн лет.

Риолиты натровые, повышенной щелочности.

С покровами эффузивных пород ассоциируют редкие субвулканические тела кислого состава.

Берриасский и валанжинский ярусы

Южно-Тайгоноская СФЗ (9.3)

Вискичунский СР (9.3.1)

Усть-вискичунская толща (K_1IV) объединяет вулканы, ранее относившиеся Н. Б. Заборовской [85] к нерасчлененным позднеюрским–раннемеловым образованиям. Название дано И. Л. Жулановой [287]. Обнажается в береговых обрывах р. Вискичун, соотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями не наблюдались, предполагается согласный контакт с подстилающими верхнеюрскими отложениями. Толща сложена массивными и миндалекаменными плагиобазальтами, андезибазальтами и андезитами, неравномерно чередующимися с пепловыми туфами, туффитами и туфоалевролитами. В средней части разреза присутствуют агломератовые туфы, игнимбриты кислого состава, кремнистые и углисто-кремнистые сланцы с линзами углей, где найдены отпечатки *Podozamites lanceolatus* L. et H. Мощность – более 1200 м.

Берриас-валанжинский возраст толщи дается на основании сопоставления с теланской и вавачунской свитами.

Нейнегинский СР (9.3.2)

Хылычунская толща (K_1hl) ранее картировалась как валанжинские отложения [151]. Наиболее полный разрез толщи изучен Г. Е. Некрасовым (1965 г.) в бассейне руч. Голец (приток р. Нейнег), название присвоено И. Л. Жулановой [287]. Отложения слагают фрагмент рамы Восточно-Тайгоносского массива, согласно залегая на нейнехунской толще верхней юры. Толща сложена переслаивающимися аркозовыми и вулканомиктовыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами с прослоями кристаллических доломитов и бухиевых ракушняков, туфов основного состава, кремнистых алевролитов. Мощность – 1500–1800 м. В аргиллитах толщи собраны многочисленные остатки берриасских и валанжинских *Buchia* ex gr. *lahuseni* Pavl., *B. cf. uncitoides* Pavl., *B. ex gr. keyserlingi* Lab. и др., позволяющих принять берриас-валанжинский возраст толщи.

Валанжинский ярус

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Теланский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Теланская свита (K_1tl) выделена Г. Е. Некрасовым [151], ее стратотипический разрез описан на склонах горы Теланская. Обнажается там же, где вавачунская свита, согласно перекрывая последнюю. Сложена в нижней части разреза массивными и миндалекаменными оливиновыми базальтами и плагиобазальтами, их туфами (до 2000 м) и агглютинатами, кластолавами, пепловыми туфами и лавами андезитов, оливиновыми базальтами с редкими прослоями алевролитов в верхней части (до 1500 м). К северо-востоку от стратотипа андезиты выклиниваются, а на водоразделе Кенгевеем–Ван-Уонявоям разрез преимущественно туфовый. Мощность свиты – 1800–3500 м.

Возраст теланской свиты принимается валанжинским по ее залеганию между фаунистически охарактеризованными слоями вавачунской и вануонской свит.

Отмечены ассоциирующие с покровами вулканитов мелкие, не выражающиеся в масштабе карты субвулканические дайки андезитов и базальтов.

Валанжинский и готеривский ярусы

Корякская СФО (10)

Пенжино-Анадырская СФЗ (10.1)

В пределах листа зона представлена фрагментами структур своего западного фланга, где из меловых образований достоверно устанавливаются только нижнемеловые терригенные отложения хаттананской свиты.

Хаттананская свита (K_1ht) выделена И. Л. Жулановой [287] по материалам Г. Е. Некрасова [151], описавшего эти отложения как мялекасынскую и тылакрьельскую свиты нерасчлененные. Наиболее полный разрез свиты изучен Г. Е. Некрасовым [151] на морском побережье к западу от

мыса Поворотный. Свита, по-видимому, с размывом перекрывает верхнеюрскую–нижнемеловую мисипанскую толщу, в базальном горизонте содержит гальку глинистых сланцев, алевролитов, гипербазитов и амфиболовых эклогитов. Представлена ритмичным чередованием конгломератов, песчаников и алевролитов, включает пачки олистостром; верхняя часть свиты более тонкообломочная, сложена алевролитами с прослоями (0,3–1,0 м) аргиллитов. Мощность – 1850–2000 м. В нижней части разреза свита содержит остатки поздневаланжинских *Buchia* cf. *sibirica* Sok., *B.* ex gr. *keyserlingi* Lah., *B.* cf. *weerthi* Pavl., а в средней части *Retroceramus* sp. и плохой сохранности аммониты готеривского века. По этим находкам свита соответствует интервалу валанжинского и готеривского ярусов [288].

Готеривский ярус

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Вануонская свита (K_{117}) выделена Г. Е. Некрасовым [151] в верховьях р. Имповеем. Залегает без видимого несогласия на вулканитах валанжинской теланской свиты. Представлена слоистыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами среднего–основного состава с прослоями алевролитов, углисто-глинистых сланцев, песчаников, гравелитов, туфоконгломератов; в верхней части разреза появляются андезиты. Мощность свиты – 600–800 м, в верховьях р. Имповеем – до 1500–1700 м.

В бассейне р. Кычуйвэеем в породах свиты найдены позднеготеривские *Hertleinites* sp., *Rhynchonellidae?* Gen., *Inoceramus paraketzov* Flin., *I.* sp., *Astarte* sp., *Panopaea* sp., *Pleuromya* sp., *Nuculana* sp., *Lima* sp., *Cylindrotethis* sp. Остатки флоры и груборебристых раковин моллюсков указывают на прибрежно-морской характер отложений. Принятый возраст свиты – готерив.

Барремский ярус

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоноская) СФО (9)

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Чекайваямская толща ($K_{\check{c}k}$) выделена И. Л. Жулановой [287], вскрывается в нижнем течении р. Кенгееем. Согласно залегает на породах вануонской свиты и перекрывается явоямской толщей. Образована переслаивающимися алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами с прослоями углистых аргиллитов и туфов андезитов. Мощность – 800–900 м. На левобережье р. Вавачун и в верховьях р. Вискичун найдены многочисленные ископаемые растительные остатки: *Cladophlebis* aff. *serrulata* Samyl., *C. haiburgensis* (L. et H.) Brougn. *C.* aff. *denticulata* (Brougn.) Font., *Nilssonia gigantea* Krysht. et Prun. баррем-аптского возраста (определения А. Ф. Ефимовой и Г. Г. Филипповой). По стратиграфической позиции возраст чекайваямской толщи условно принимается барремским.

Явоямский вулканический комплекс дацит-базальтовый

Явоямская толща ($K_1j\Delta v$) выделена Г. Е. Некрасовым (1980 г.) в бассейне р. Явоям, там же описаны ее наиболее полные разрезы. Толща залегает без видимого несогласия на подстилающей чекайваямской толще. Представлена преимущественно туфами базальтов с горизонтами лав в нижней части, туфами и кластолавами андезитов и дацитов в верхней части. Мощность толщи – 900–1600 м. В туфах из нижних горизонтов присутствуют остатки фауны и флоры, собранная фауна *Scalpellum* sp., *Nucula* sp. indet., *Rhynchonellidae*, по мнению В. П. Похиалайнена, указывает на раннемеловой (неоком) возраст. Отнесена условно к баррему по присутствию *Sequoia fastigata* (Stemb.).

С покровами вулканитов ассоциируют субвулканические тела дацитов и мелкие трещинные тела и дайки базальтов.

Готеривский–барремский ярус

Яно-Колымская и Тайгоносско-Западно-Корякская СФО (7.9)

Угрюмовская толща (K_1ug) распространена ограниченно, обособляясь на небольших участках на северо-восточном побережье губы Наяханская и на междуречье Авекова–Инчик. Толща выделена И. Л. Жулановой [287] в нижнем течении руч. Угрюмый. Толща с размывом и резким угловым несогласием залегает на всех более древних образованиях. Сложена конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослоями углистых аргиллитов с отпечатками позднеюрской–раннемеловой флоры: *Sphenobaiera longifolia* (Pomel) Fl., *Coniopteris?* sp., *Cladophlebis?* sp., *Desmiophyllum* sp., *Carpolithes* sp. (определения А. Ф. Ефимовой). Наблюдаемая мощность – более 150 м. Готерив-барремский возраст толщи принят на основании региональных корреляций и с учетом определений растительных остатков [288, 348].

Аптский ярус

Отложения аптского яруса распространены только в Омсукчанской структурно-формационной области, располагающейся в основном западнее территории. В пределах листа фиксируется незначительная ее юго-восточная часть.

Омсукчанская СФО (8)

Аскольдинский вулканический комплекс риолитовый

Аскольдинская свита (K_1as) выделена С. И. Филатовым (1963 г.) на руч. Аскольд западнее границы листа, на территории распространена на междуречье Эльга–Сугой. Свита с угловым несогласием залегает на смятых в складки триасовых и юрских отложениях. Сложена афировыми, порфиоровыми, часто флюидальными риолитами и трахириолитами, кристаллокластическими и витрокластическими туфами и игнимбритами риолитов с прослоями и линзами (10–20 % объема свиты) мощностью

от 2–10 до 30–40 м туфопесчаников, алевролитов и аргиллитов с пропластками каменного угля. Мощность свиты достигает 700 м.

Характерными особенностями химического состава пород свиты является их преимущественно калиевый и ультракалиевый тип, низкие содержания кальция и магния, обилие кремнезема.

Раннемеловой (аптский) возраст свиты основывается на сборах в прослоях аргиллитов ископаемых растительных остатков, характеризующих сяляпский горизонт, и на результатах ($123 \pm 2 - 124 \pm 1$ млн лет) изохронного Rb-Sr датирования из района Дукатского месторождения [107]. В то же время U-Pb SHRIMP датирование цирконов из риолитов выявило более древние даты: 131–134 млн лет [4, 164], в связи с чем требуются дополнительный анализ всех данных по возрасту свиты и увязка палинологических и радиологических определений.

С покровными вулканитами ассоциируют секущие, обычно удлиненные субвулканические тела, реже дайки риолитов.

Уликская свита (K_1u) выделена С. И. Филатовым [221] со стратотипом на левобережье р. Улики на смежной с запада площади (лист Р-56). На территории обнажается на очень незначительной площади, несогласно залегает на аскольдинской свите, с угловым несогласием перекрывает триасовые и юрские толщи. Свита сложена полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и линзами каменного угля в верхней части разреза. Местами в подошве свиты располагается базальный горизонт (около 10 м) серых мелко-среднезернистых песчаников с линзами гравелитов и конгломератов. Мощность свиты изменяется от 400 до 1000 м. По присутствию ископаемой флоры, характеризующей сяляпский горизонт, возраст свиты считается аптским.

Альбский ярус

Отложения этого возрастного интервала представлены континентальными, в меньшей мере лагунно-континентальными, существенно вулканогенными и вулкано-терригенными образованиями. Начиная с этого времени, на протяжении всего мелового периода на территории существовали две основные структурно-формационные области: Омсукчанская и Охотско-Чукотская, фрагментарно альбские отложения присутствуют в Омолонской СФО. В Тайгоносско-Западно-Корякской области известны только апт-альбские образования.

Охотско-Чукотская СФО (5)

Пенжинская СФЗ (5.2)

Кегалинская свита (K_1kg) обнажается из-под вулканических покровов ОЧВП на разрозненных участках. Представляет собой континентальную молассу, выполняющую локальные впадины. Выделена М. Д. Эльяновым (1956 г.) в междуречье Кегали–Парень (ее стратотипической местности). С угловым и стратиграфическим несогласием залегает на триасовых и юрских отложениях.

Свита сложена разнородными песчаниками, алевролитами и конгломератами с прослоями и линзами гравелитов, аргиллитов со скорлуповатой отдельностью, углистыми аргиллитами с прослоями (0,1–3,0 м) каменного угля, характерны растительный детрит и обломки стволов деревьев в песчаниках и алевролитах. В бассейне р. Парень среди осадочных пород свиты появляется примесь туфового, пеплового материала, прослеживаются прослойки лав и туфов риолитов, андезитов, базальтов. Мощность свиты составляет 100–350 м. Отложения насыщены растительными остатками: *Phoenicopsis* ex gr. *speciosa* Heer, *Ph.* ex gr. *angustifolia* Heer, *Ginkgo adiantoides* (Ung) Heer, *G. lepida* Heer, *G. sibirica* Heer, *Equisetites* sp., *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr., *C. compressa* Vassilevsk., *C. bicrenata* Samyl., *Arctopteris* sp., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *O. psilitoides* (Stokes et Webb) Ward, *Asplenium* cf. *popowi* Samyl., *A. rigidum* Vassil., *Anomozamites arcticus* Vassilevsk., *Athrotaxites* cf. *berryi* Bell, *Cephalotaxopsis* cf. *intermedia* Holl., *C. heterophylla* Holl., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. latifolia* Nath., *Desmiophyllum magnum* Samyl. и многими другими представителями буоркемюсского флористического комплекса нижнего–среднего альба (определения В. А. Самылиной и Г. Г. Филипповой).

Ахавеемский СР (5.2.2)

Широкинская толща (K₁shr) выделена А. Г. Чернявским, описавшим ее типовой разрез в истоках р. Широкая; название дано И. Л. Жулановой [288]. Распространена локально в бассейне р. Широкая. Залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на триасовых и юрских отложениях. Сложена толща в нижней части агломератовыми туфами андезибазальтов, покровами андезибазальтов, базальтов с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов. Для нее характерны сильная фациальная изменчивость, заключающаяся в смене туфогенно-осадочных пород туфами со значительной ролью лав и уменьшении мощности вплоть до полного выклинивания пачки. Верхняя пачка представлена афировыми и мелкопорфировыми андезибазальтами массивной и миндалекаменной текстур с прослоями агломератовых туфов. Мощность толщи – около 800 м. Андезиты и андезибазальты известково-щелочные, высокоглиноземистые.

В породах нижней части разреза собран комплекс растительных остатков: *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *C. microphylla* Holl., *Trochodendroides* cf. *arctica* (Heer) Berry, *Asplenium dicksonianum* Heer, *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Sequoia fastigata* (Stremb.) и др., характерные, по заключению Г. Г. Филипповой, для пограничных слоев нижнего и верхнего мела. На правобережье р. Широкая среди андезитов найдены отпечатки растений *Cladophlebis* cf. *haiburnensis* (Lindl. et Hutt.) Brongn. (определения А. Ф. Ефимовой) раннемелового возраста. По стратиграфическому положению ниже ичевеемской и чайваеемской свит принимается альбский возраст толщи.

Ичевеемская свита (K₁ic) распространена в бассейнах рек Кегали, Широкая, Ахавеем. В качестве толщи выделена Е. Г. Песковым (1977 г.), лектотратотип описан восточнее территории на левобережье р. Кегали [311]. В пределах листа залегает на вулканиках широкинской толщи, местами пере-

крывает осадочные толщи триаса. Вскрывается на правобережье р. Широкая и в верховьях р. Ахавеем, где приурочена к окраине вулканического поля.

В стратотипическом разрезе свита сложена валунно-галечными конгломератами (галька риолитов, гранитов, осадочных пород) с прослоями и линзами (1–3 м) песчаников и туфопесчаников, в верхней части разреза присутствуют туфы андезитов, дациандезитов, пепловые туфы риолитов. Мощность здесь достигает 250 м. В бассейнах рек Широкая и Ахавеем свита имеет существенно конгломератовый состав, а мощность ее варьирует иногда на довольно близком (около 5 км) расстоянии от 70 до 400 м.

Породы содержат обильный растительный комплекс: *Asplenium dicksonianum* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Elatocladus* sp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. heterophylla* Holl., *C. microphylla* Holl., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *S. subulata* Heer, *S. obovata* Knowlt., *Cryptomeria subulata* (Heer) Sveshn., *Ginkgo adiantoides* (Ung) Heer, *Cedrus* sp., *Desmiophyllum* sp., *Araucarites subacutensis* Philipp., *Glyptostrobus* sp. (определения В. А. Самылиной и Г. Г. Филипповой), характеризующий пограничные слои нижнего и верхнего мела (арманский флористический горизонт). В соответствии со стратиграфическим положением возраст свиты принимается позднеальбским [288].

Тылхойский вулканический комплекс дацит-риолитовый

Тылхойская свита (K_1th) выделена А. П. Шпетным (1959 г.) на листе Р-58 в бассейне р. Тылхой (к северо-востоку от территории листа), позднее Н. И. Филатова описала полный и наиболее типичный разрез, охарактеризованный ископаемой флорой. На территории листа свита вскрывается на небольшом участке вдоль восточной границы, переходя с территории смежного листа, где залегает несогласно на палеозойских отложениях. Сложена псаммо-псефитовыми туфами и игнимбритами, реже лавами риолитов, риодацитов и дацитов, отдельными покровами андезитов и их туфов, линзовидными прослоями конгломератов, песчаников и их туфогенных разновидностей, алевролитов, тяготеющими к низам разреза. Полная мощность свиты достигает 1100 м.

По химическому составу эффузивы комплекса соответствуют нормальному и умереннощелочному петрохимическим рядам калиево-натриевого и натриевого типов щелочности. На основании определений растительных остатков и изотопного датирования принят позднеальбский возраст свиты [65, 288].

Субвулканические образования, закартированные на смежной с востока территории, представлены мелкими штоками в основном риолитов и дацитов, их автомагматическими брекчиями [65].

Омолонская СФО (6)

Тикская свита (K_1tk) выделена И. Ю. Габаком (1980 г.) севернее территории в бассейне р. Лев. Кедон, гипостратотип описан в правом борту руч. Тик [281]. На территории листа свита образует выходы в междуречье Мунугуджак–Хунгандя, где с размывом перекрывает отложения верхнеюр-

ской хунганджинской свиты. Состав свиты представляют разномзернистые полимиктовые песчаники и гравелиты с прослоями и линзами алевролитов и аргиллитов со скорлуповатой отдельностью и известковистыми конкрециями. Мощность – 200–250 м. Растительные остатки *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis*(?) cf. *magnum* Samyl., *Cepholotaxopsis* sp., *Carpolites* sp., *Sphenopteris* sp. характеризуют раннемеловой возраст тикской свиты, с учетом стратиграфического положения принимается ранне-среднеальбский возраст.

Омсукчанская СФО (8)

Альбские отложения области выделяются в галимовскую, айгурскую и топтанскую свиты, составляющие вместе с подстилающей уликской свитой омсукчанскую серию [348]. Стратиграфия нижнемеловых отложений разработана С. И. Филатовым, им же описаны стратотипы западнее территории листа [221].

Галимовская свита (K_1g). Стратотип свиты находится в бассейне руч. Соловей на площади Галимовского угольного месторождения. Залегает согласно на аптской уликской свите, на территории листа с несогласием перекрывает верхнетриасовые и юрские отложения, а также вулканиты аскольдинской свиты. Сложена мелко-среднезернистыми песчаниками и алевролитами, чередующимися со слоями аргиллитов, в нижней части разреза присутствуют прослои конгломератов, гравелитов, туфов риолитов и андезитов. К низам разреза приурочены также пласты каменного угля мощностью от 0,6 до 3,5 м. Верхняя часть разреза свиты характеризуется преобладанием алевролитов при подчиненной роли аргиллитов и песчаников с линзовидной и косою слоистостью, содержит линзы и пласты каменного угля. Мощность варьирует в пределах 300–900 м. Ископаемые растительные остатки в породах свиты характеризуют буор-кемюсский горизонт нижнего–среднего альба.

Айгурская свита (K_1ag) согласно наращивает разрез галимовской свиты, стратотип описан на правом берегу руч. Айгур. Представлена светло-серыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами с пачками (до 15 м) аргиллитов, линзами гравелитов и конгломератов в верхней части разреза. Мощность свиты – 650–1000 м. Собранные в породах свиты ископаемые растительные остатки характерны для буор-кемюсского горизонта, по стратиграфической позиции для свиты принят среднеальбский возраст.

Топтанская свита ($K_1\phi$) залегает согласно на айгурской свите, отличается темной окраской неритмично переслаивающихся грубослоистых пород. Сложена черными массивными алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями (0,5–3,0 м) среднезернистых песчаников, с линзами гравелитов. Мощность свиты 450–1200 м. Многочисленные растительные остатки в породах свиты принадлежат верхам буор-кемюсского палеофлористического комплекса. По этим находкам возраст свиты устанавливается на уровне первой половины позднего альба.

Аптский и альбский ярусы

Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоносская) СФО (9)

Центрально-Тайгоноская СФЗ (9.2)

Апт-альбские образования в южной части п-ова Тайгонос представлены рябинкинской свитой, выделенной Г. Е. Некрасовым [151], им же на северном побережье губы Внутренняя описан стратотипический разрез. Породы свиты представляют собой лагунно-континентальную молассу, которая с несогласием залегает на нижележащей теланской свите. По литологическому составу свита делится на три подсвиты, согласно соотносящиеся между собой; вместе с субвулканическими образованиями свита составляет вулканический комплекс.

Рябинкинский вулканический комплекс андезитовый

Нижне- и среднерябинкинская подсвиты объединенные (K_1/b_{1+2}). В соответствии с серийной легендой, подсвиты, характеризующиеся существенно терригенным составом, объединены [348], залегают с размывом на отложениях теланской и вануонской свит, иногда на юрских отложениях.

Нижнерябинкинская подсвита представлена переслаивающимися туфами дациандезитов с прослоями туффитов, кремнистых сланцев и углистых аргиллитов, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. Мощность – 400–900 м. На водоразделе Яйновьям, Осиновка и Акчори найдены хорошей сохранности раковины пресноводных ракообразных и многочисленные отпечатки ископаемой флоры: *Coniopteris* cf. *saportana* (Heer) Font., *Cladophlebis* cf. *argutula* (Heer) Font., *Ginkgo* cf. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. и др.

Среднерябинкинская подсвита сложена переслаивающимися вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, аргиллитами и углистыми аргиллитами с пластами каменного угля. В песчаниках присутствуют обломки окаменелой древесины. Мощность – 700–750 м. В углистых аргиллитах в береговых обрывах губы Внутренняя собраны многочисленные отпечатки растений: *Coniopteris nypharum* (Heer) Vachr., *Asplenium disksonianum* Heer, *Ginkgo pluripartita* (Schimp.) Heer, *G. ex gr. huttonii* (Stern.) Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Ph. cf. magnifolia* Pryn., *Sphenobaiera cf. flobellata* Vassil., *Sp. cf. longifolia* (Pomel) Fl., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yab., *Sequoia* sp., *Pagiophyllum* sp., *Podozamites cf. eichwaldii* Schimp., *P. lanceolatus* L. et H., апт-альбского возраста.

Общая мощность объединенных подсвит – 1100–1650 м.

Верхнерябинкинская подсвита (K_1/b_3) образована чередующимися песчаниками, гравелитами, алевролитами, аргиллитами и кремнистыми аргиллитами, полосчатыми пепловыми туфами в нижней части, андезитами и андезибазальтами и их туфами в верхней. В северо-восточном направлении по удалению от губы Внутренняя андезиты выклиниваются. Мощность эффу-

живов достигает 2000 м. Общая мощность подсвиты оценивается в 3000 м. В сланцах и алевролитах подсвиты собраны многочисленные отпечатки флоры: *Onychiopsis elongata* (Geyl) Yok., *Coniopteris onychioides* Vassil. et K.-M., *Cladophlebis pseudolobifolia* Vachr., *Ginkgo* aff. *obrutchevii* Sew. и др. аптальбского времени.

Для рябинкинской свиты в целом принимается возрастной диапазон в объеме поздней части аптского века и ранней–средней частей альбского века.

Субвулканические образования представлены небольшими штокообразными телами андезитов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ, АЛЬБСКИЙ ЯРУС – ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ, СЕНОМАНСКИЙ ЯРУС

Преимущественно вулканогенные образования этого возрастного диапазона закартированы только в пределах Пенжинской и Перивулканической СФЗ Охотско-Чукотской области.

Охотско-Чукотская СФО (5)

Пенжинская СФЗ (5.2)

Туромчинский СР (5.2.1)

Тайночинский вулканический комплекс андезитовый

Тайночинская свита ($K_{1-2}tn$) выделена В. А. Сурчиловым [327] в береговых обнажениях Гижигинской губы южнее устья р. Мал. Гарманды, им же описан стратотипический разрез. Распространена в бассейнах рек Вархалам и Гарманда в основном в эрозионных окнах под кайнозойскими образованиями. С угловым несогласием перекрывает пермские и триасовые отложения, несогласно залегает на угрюмовской толще.

Свита образована андезитами и агломератовыми туфами андезитов с прослоями мелкообломочных туфов и туффитов, в основании располагается линзовидная пачка (5–10 м) туфоконгломератов. Мощность – 700–800 м. Породы нормального ряда, высокоглиноземистые, туфы более калиевые, чем лавы, для пород характерен палеотипный облик, обусловленный регионально проявленной пропицитизацией. На междуречье Бол. Гарманда – Наяхан в туфопесчаниках собраны отпечатки *Equisetites* sp., *Desmiophyllum* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sequoia ambigua* Heer, *Stenorachis* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Cycadofita (Butefia)* sp., *Pityocladus* sp. Возраст свиты разными исследователями оценивался по-разному: от раннего до позднего мела, нами на основании региональных сопоставлений принимается альб-сеноманский возраст.

В составе комплекса отмечены малые, не выраженные в масштабе карты субвулканические тела, представленные силлами, штоками и дайками андезитов, андезибазальтов, редко дацитов.

Ахавеемский СР (5.2.2)

Чайвавеемский вулканический комплекс базальт-андезибазальтовый

Чайвавеемская свита ($K_{1-2}C'$) образует обширные поля в бассейнах рек Парень, Ахавеем, Ичингей. Свита выделена и ее стратотип описан Е. Г. Песковым [311] в бассейне р. Чайвавеем. С резким угловым несогласием перекрывает отложения палеозоя, триаса и юры, нижнемеловых кегалинской и ичевеемской свит.

Свита сложена андезибазальтами, базальтами и их туфами, менее распространены андезиты, к низам разреза приурочены линзовидные прослои туфов риолитов и дацитов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов с линзами (0,2 м) каменного угля, прослеживающихся по простиранию на сотни метров и первые километры. В бассейнах рек Ахавеем и Широкая свита представлена в нижней части разнообломочными туфами андезибазальтов с прослоями туфогенно-осадочных пород мощностью до 200 м, в верхней переслаивающимися покровами андезибазальтов и базальтов. Максимальная мощность свиты – 800 м, в верховьях рек Парень и Ичивеем она сокращается до 100–200 м. Андезибазальты, базальты свиты щелочно-земельные, высокоглиноземистые.

В туфогенно-осадочных породах собраны многочисленные отпечатки растений: *Equisetites* sp., *Gleichenites* sp., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sow., *Ginkgo* ex gr. *adiantodes* (Ung) Heer, *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. heterophylla* Holl., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sequoia subulata* Heer, *S. amdigia* Heer, *S. obovata* Knowlt., *Desmiophyllum* sp., *Trochodendroides* sp., *Elatocladus amittiana* (Heer) Sew., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, *Menispermities* sp., *Tchaunia tchaunensis* Samyl. et Phillip., *Gleichenia* sp., *Dicotylophyllum* sp., характерные для арманского и аркагалинского горизонтов или пограничных слоев нижнего и верхнего мела, возраст свиты принимается позднеальбским–сеноманским.

С покровами свиты связаны ассоциирующие с ними субвулканические штокообразные тела андезитов и базальтов, реже дацитов и агломератовых туфов андезибазальтов.

Перивулканическая СФЗ (5.3)

Конгинский СР (5.3.1)

Нижне-верхнемеловые и верхнемеловые отложения района представлены конгинской свитой, которая на территории листа обнажается локально, преимущественно в верховьях р. Прав. Бургали и слагает вулканическую цепь, прослеживающуюся далее к северу за границу листа. Свита (условно) раннемелового возраста выделена К. В. Симаковым и В. М. Шевченко [325] в бассейне р. Джугаджак, позднее изучалась Б. М. Гусаровым (1981 г.), А. М. Лященко, В. М. Кузнецовым (1968 г.), Е. Ф. Дылевским (1970 г.). Устанавливается трехчленное строение свиты: в нижней подсвите преобладают грубообломочные вулканогенно-осадочные породы, в средней – лавы и туфы андезитов, в верхней – покровы дацитов и риолитов.

Конгинская свита. Нижнеконгинская подсвита ($K_{1-2}kn$) перекрывает подстилающие, более древние образования с угловым несогласием. В основании прослеживается базальный горизонт (10–100 м) туфоконгломератов или туфобрекчий. Сложена туфоконгломератами, туфопесчаниками, плитчатыми алевролитами, скорлуповатыми аргиллитами, в верхней части туфопесчаники переслаиваются с агломератовыми туфами андезитов и пепловыми туфами риолитов (0,5–3 м). Мощность подсвиты при общей тенденции уменьшения в северном направлении колеблется в пределах 60–450 м.

В туфоалевролитах нижней части подсвиты на водоразделе рек Джуга-джак–Мучитель собраны растительные остатки: *Cephalotaxopsis heterophyllum* Holl., *C. intermedia* Holl., *Asplenium* cf. *dicksonianum* Heer, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sequoia fastigata* (Starnb.) Heer, *S. obovata* Knowlt., *Pityophyllum nondenckioldii* (Heer) Nath., *Paliurus* aff. *cretaceous* Lesg., *Dicthyophyllum* sp., *Ziziphus* sp., отнесенные Г. Г. Филипповой к позднему альбу – сеноману. В углистых сланцах средней части разреза на правобережье руч. Суровый обнаружены остатки *Cephalotaxopsis magnifolia* Font. var. *succesiva* Holl., *Sequoia heterophylla* Volen., *Torreya* cf. *gracillina* Holl., *Negeiopsis* aff. *angustifolia* Font., *Platanus* sp., по заключению А. Ф. Ефимовой, соответствующие раннему сеноману. Косвенным указанием на раннепоздне меловой возраст подсвиты является присутствие в спектре пыльцы четвертичных отложений ручьев, дренирующих выходы пород конгинской свиты, «древних форм», по заключению Т. И. Капрановой, по-видимому, переложенных из нижнемеловых отложений [325]. Таким образом, принимается позднеальбский–сеноманский возраст подсвиты.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые вулканогенные образования распространены в пределах Охотско-Чукотской структурно-формационной области, отвечающей вулканогенному поясу (ОЧВП) и его перивулканической зоне. В различных частях области вулканы существенно отличаются по составу, расчленению и диапазону проявления вулканических процессов, в связи с чем назрела необходимость более детального, чем предусмотрено серийной легендой [348], районирования. В составе области выделены Охотская и Пенжинская СФЗ, примерно соответствующие секторам пояса [19], в междуручье Наяхан–Бол. Гарманда они разделяются значительным по протяженности разрывом вулканических полей, где вскрываются подстилающие палеозойско-мезозойские отложения. В составе Охотской и Пенжинской СФЗ выделены районы (СР), отвечающие крупнейшим вулканоструктурам или полям вулкаников. В составе Перивулканической СФЗ различаются Конгинский и Коркодон-Наяханский стратиграфические районы.

Несмотря на длительную историю изучения до сих пор существуют проблемы с установлением возраста верхнемеловых толщ, прежде всего вулканических. Сборы ископаемой флоры не всегда дают конкретные заключения о времени их формирования, также не очень достоверны имеющиеся радиологические данные. Общий диапазон изотопных дат вулканических образо-

ваний объединяет время от альба до кампана [179], считается, что главный объем вулканитов ОЧВП сформирован в интервале 88–82 млн лет [4]. Более или менее достоверно установлен сеноманский возраст отложений, а для более молодых образований принимается только условный возраст в диапазоне турона и, вероятно, кампана.

Сеноманский ярус

Охотско-Чукотская СФО (5)

Охотская СФЗ (5.1)

Угуланский СР (5.1.1), Наяханский СР (5.1.2)

Таватумский вулканический комплекс дацит-базальтовый

Таватумская свита (K_2tv) выделена С. И. Филатовым (1956 г.) в стратотипической местности междуречья Вилига–Наяхан [221]. Распространена в юго-западной части территории листа, с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает верхнетриасовые и юрские отложения. Свита сложена мелко-среднепорфировыми андезитами и их кластолавами при подчиненном значении базальтов, андезибазальтов, трахиандезитов, туфов среднего и умеренно кислого составов, туфопесчаников, туфоалевролитов, алевролитов, туфоконгломератов. Мощность свиты колеблется от 100 до 760 м. Базальты и андезиты относятся к высокоглиноземистым породам калиево-натриевого типа нормального и умереннощелочного ряда с преобладанием натрия над калием.

В бассейне р. Меренга (западнее территории) С. В. Щепетовым [239] в прослоях алевролитов в основании таватумской свиты собраны ископаемые растительные остатки: *Coniopteris tschuktschorum* (Krysht.) Samyl., *Cladophlebis* cf. *tschuktschorum* Philipp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Cephalotaxopsis* ex gr. *heterophyllus* (Holl.) Samyl., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sequoia minuta* Sveshn., *S. tenuifolia* (Schmalh.) Sveshn. et Budants., *Metasequoia* ex gr. *occidentalis* (Newb.) Chaney, *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry, *Pseudoprotophyllum* sp., *Dicotylophyllum* sp. (определения В. А. Самылиной и С. В. Щепетова). Этот комплекс палеофлоры, по заключению С. В. Щепетова, характеризует растительность арманского и аркагалинского горизонтов. С учетом стратиграфического положения возраст таватумской свиты принимается сеноманским.

В полях покровных вулканитов и в их обрамлении имеются единичные субвулканические штокообразные тела андезитов.

Угуланский СР (5.1.1)

Юмской вулканический комплекс риодацитовый

Юмская свита (K_2jmt) обнажается на небольшом участке в районе западной границы листа, где с несогласием залегает на андезитах таватумской свиты. Свита образована туфами и игнимбритами риолитов, риодацитов

с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов. Мощность вулканитов – около 300 м. По химическому составу породы относятся к семействам риолитов и риодацитов нормального и умереннощелочного ряда калиево-натриевого типа. С учетом стратиграфического положения и сборов ископаемых растительных остатков (западнее территории), свойственных растительности в основном аркагалинского горизонта, возраст свиты принимается сеноманским.

В пределах листа вулканиты представлены только покровными образованиями, в более западных районах встречены редкие штоки, лакколлиты и силлы риолитов и дацитов, а также купола и некки риолитов и игнимбри-тов риолитов.

Наяханский СР (5.1.2)

Наяханский вулканический комплекс риолитовый

Наяханская свита (K_2nh) выделена С. И. Филатовым (1956 г.), распространена преимущественно в верховьях р. Наяхан (стратотипическая местность) и на междуречье Вилига–Широкая [221]. Залегает с угловым несогласием на отложениях юры. По данным А. Э. Ливача [302] и А. В. Чайцына [335], вулканиты наяханской свиты согласно перекрывают андезиты таватумской свиты. В основании вулканиты насыщены ксенолитами нижележащих пород.

Свита сложена преимущественно монотонными пачками игнимбри-тов и туфов риолитов с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, покровами дацитов, риолитов, редко андезитов и их туфов. На правобережье р. Уйкан в прослоях присутствуют углистые алевролиты и туфоаргиллиты с линзочками бурого угля. Мощность варьирует от 200 до 1000 м. Риолиты высокоглиноземистые, нормальной и повышенной щелочности с преобладанием натрия над калием в сумме щелочей. По положению в разрезе возраст свиты принимается сеноманским.

Среди покровов свиты и в их краевых частях распространены субвулканические тела риолитов.

Хигиндинский вулканический комплекс андезит-риолитовый

Хигиндинская толща (K_2hg) распространена в бассейнах рек Широкая и Таватум, наиболее полные разрезы описаны Т. И. Иевлевой, А. Э. Ливачем, А. Г. Чернявским (1983–1984 гг.) в бассейне р. Хигиндя. Залегает с несогласием на подстилающих юрских толщах и таватумской свите, без видимого несогласия перекрывает туфы риолитов наяханской свиты. Представлена андезитами, андезибазальтами, их кластолавами и туфами с прослоями конгломератов, туфоконгломератов, туфов риолитов, в других разрезах преобладают игнимбри-ты и туфы дацитового, риодацитового состава, дациты, андезиты, прослой андезибазальтов, риолитов, туфопесчаников, туфоалевролитов. Толща чрезвычайно фациально изменчива: в направлении с запада на восток происходит смена состава толщи от преобладающих средних–основных пород до умереннокислых. Породы среднего–основного состава весьма

глиноземистые, умеренной и пониженной щелочности. Мощность варьирует от 300 до 900 м.

В верховьях р. Студеная в прослоях туфопесчаников и туфоалевролитов собраны остатки флоры: *Equisitites* sp., *Desmiophyllum* sp., *Araucarites* aff. *anadyrensis* Kryshch., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii*. (Heer) Nath. По заключению Г. Г. Филиповой, вид *Araucarites* aff. *anadyrensis* Kryshch. характерен для аркагалинского и гребенкинского флористических горизонтов верхнего мела. На левобережье руч. Крутой (правый приток р. Пропащая) в прослое глинистых сланцев обнаружена флора, определенная А. И. Криштофовичем как *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Asplenium* sp., *Cephalotaxopsis* cf. *microphylla laxa* Holl., датируемая сеноман-сеноном. Из этих же отложений определена пыльца *Pinus protopicea*, *Pinus Haploxylon*, *Doliehotrilitrium*, характеризующая низы верхнего мела [188]. Возраст принимается сеноманским.

Среди покровов толщи фиксируются субвулканические штокообразные тела андезитов и риолитов, мелкие дайки андезитов и базальтов.

Пенжинская СФЗ (5.2)

Туромчинский СР (5.2.1)

Вархаламский вулканический комплекс дацит-риолитовый

Вархаламская толща (K_2vr) распространена в полосе северо-западного простираения на междуречье Вархалам–Домбычан. Выделена В. К. Политовым в 1968 г. [168], полные разрезы описаны им же в верховьях р. Хагоньман и В. Н. Шурыгиным (1968 г.) в среднем течении р. Вархалам. Толща несогласно залегает на породах триаса и тайночинской свиты. Она сложена преимущественно игнимбритами и туфами риолитов и риодацитов с прослоями туффитов, дацитов, андезитов. В верховьях р. Домбычан в разрезе присутствуют туфопесчаники, туфоалевролиты с растительным детритом и углефицированной древесиной. Мощность 250–800 м. Породы толщи известково-щелочного ряда, нормальной щелочности с преобладанием натрия над калием.

В туффитах и туфах на левобережье р. Вархалам собраны остатки *Sequoia* cf. *ambigua* Heer, *S.* sp., *Elatocladus* sp., *Dicotyophyllum* sp., *Cissites* sp. позднемелового времени (определения В. А. Самылиной, 1965 г.). Изотопный К-Аг возраст игнимбритов толщи (2 образца) составляет 76 и 81 млн лет [102]. По стратиграфической позиции предполагается сеноманский возраст толщи.

В полях развития вулканитов свиты отмечаются редкие, не выражающиеся в масштабе карты субвулканические тела кислого состава.

Туромчинский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Туромчинская толща (K_2tr) распространена в верховьях рек Туромча, Хивэгчан, Мукринджа. Выделена и наиболее полный разрез описан в верховьях руч. Лапутик В. К. Политовым [168]. Толща с угловым несогласием перекрывает осадочные породы триаса и юры и, вероятно, с небольшим размывом – туфы риолитов вархаламской толщи [168]. Сложена андезитами,

их туфами, реже андезибазальтами, базальтами, содержит линзовидные прослойки туфопесчаников, углистых аргиллитов, туфоалевролитов с пропластками каменного угля и с углефицированным детритом, единичные прослойки туфов дацитов и риолитов; фациально изменчива, в ряде случаев полностью выклинивается. Мощность – до 550 м.

Туфы (бассейн р. Туромча) содержат комплекс флоры: *Phyllites* sp., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C.* sp., *Stenorhachis* sp., *Equisetites* sp., широко распространенный в позднем альбе и позднем мелу (определения Г. Г. Филипповой, А. Ф. Хлоновой). С учетом определений флоры из других районов и стратиграфического положения принимается сеноманский возраст толщи.

С покровами вулканитов ассоциируют единичные небольшие субвулканические штокообразные тела андезитов.

Ахавеемский СР (5.2.2)

Снежинский вулканический комплекс дацит-риолитовый

Снежинская толща (K_2sn) выделяется на ограниченных участках в районе восточной границы территории листа. Выделена и типовой разрез толщи описан Е. Г. Песковым на склонах горы Снежная [311]. Покровы толщи с угловым несогласием залегают на отложениях триаса и юры, на базальтах чайваеемской толщи с корами выветривания [344]. Сложена туфами, игнимбритами и лавами риолитов, дацитов, редко дациандезитов с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и углистых алевролитов. Мощность – 250–500 м. Риолиты и дациты нормального и умереннощелочного ряда калиево-натриевой серии, высокоглиноземистые. В бассейне р. Парень в породах толщи собраны остатки ископаемой флоры: *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Sequoia subulata* Heer, *Trochodendroides* cf. *richardsonii* (Heer) Krysh., определяющие возраст не древнее сеномана. Rb-Sr изохронный возраст пород толщи 83 ± 5 млн лет. Возраст толщи, предположительно, сеноманский.

Совместно с покровами толщи присутствуют субвулканические штокообразные и вытянутые субвулканические тела риолитов и дацитов, пересекающие подстилающую снежинскую толщу образования.

Перивулканическая СФЗ (5.3)

Конгинский СР (5.3.1)

Конгинский вулканический комплекс андезит-риолитовый

Конгинская свита. Среднеконгинская подсвита (K_2kn_2) без видимого несогласия перекрывает нижележащую подсвиту, с угловым несогласием залегают на более древних отложениях. Подсвита сложена преимущественно андезитами, в меньшей мере массивными и миндалекаменными базальтами, в подчиненном количестве присутствуют конгломераты, туфопесчаники, туфы кислого состава, туфоконгломераты. Состав подсвиты по площади испытывает значительные изменения, местами в разрезах подсвиты

устанавливается чередование андезитов и их литокластических туфов, иногда в ее составе присутствуют дациты, туфы кислого состава, песчаники, алевролиты. Мощность подсветы варьирует в пределах 90–500 м, возрастает в направлении с севера на юг. Средним и основным породам конгинской свиты свойственны высокая глиноземистость, низкая титанистость, умеренная или повышенная щелочность. Для всех пород характерны повышенная калиево-щелочность, заметно варьирующие по латерали [135, 136].

В туфах кислого состава верхней части подсветы севернее территории найдены отпечатки *Tumion* cf. *gracillium* Hallick позднемелового, по заключению И. И. Тучкова, времени. Возраст принимается сеноманским.

Конгинская свита. Верхнеконгинская подсвета (K_2kn_3) залегает на породах средней подсветы без видимого несогласия, граница проводится по смене состава эффузивов. Подсвета образована пачкой (100 м) плитчатых дацитов, которые перекрываются флюидальными риолитами с покровом игнимбритов риолитов в верхней части (150 м). Встречаются редкие прослои туфоалевролитов и аргиллитов. Мощность – 200–250 м. Возраст подсветы, так же как и средней подсветы, принимается сеноманским.

С покровами вулканитов связаны субвулканические штокообразные и вытянутые тела и дайки андезитов и, главным образом, риолитов.

Коркодон-Наяханский СР (5.3.2)

Коркодонская толща (K_2kr) выделена Н. В. Григорьевым и др. (1985 г.) в верховьях р. Дяпкачан. Наиболее полные разрезы толщи описаны в верховьях руч. Прямой, на левобережье руч. Спрут, на водоразделе Хивундя–Хмурый. Залегает с угловым несогласием на осадочных отложениях триаса и юры. В основании наблюдалась пачка (15–20 м) конгломерато-брекчий и туфогравелитов.

Толща сложена в нижней части переслаивающимися покровами средне-мелкопорфировых андезитов, редко базальтов с пачками их туфов и ксено-туфов и с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов, выше располагаются пачки ксенотуфов риодацитов с редкими покровами риолитов. Толща фациально изменчива, в различных частях вулканических полей устанавливается различное соотношение лав и туфов, к периферии чаще всего лавы сменяются туфами и туфогенно-осадочными породами. Мощность изменяется в пределах 200–550 м. Эффузивы толщи нормального ряда, калиево-натриевой серии, высокоглиноземистые, базальты выделяются повышенной щелочностью [153].

В бассейне р. Дяпкачан в туффитах найдены остатки ископаемой флоры, из которой определены *Sequoia fastigiata* (Sternb.), *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Thuia cretacea* (Heer) Newb., *Pityophyllum nordeskioldii* (Ueer) Nath. и др. (определения Г. Г. Филипповой), соответствующие, вероятно, сеноманскому ярусу верхнего мела.

К покровам приурочены небольшие, не выражающиеся в масштабе карты, субвулканические тела и дайки базальтов, андезитов и риолитов, иногда группирующиеся в серии субширотного простиранья.

Хакырчанский вулканический комплекс андезитовый

Хакырчанская толща (K_2hk) распространена в бассейне р. Дяпкачан (прежнее название р. Хакырчан), выделена и наиболее полный разрез описан Н. В. Григорьевым и др. (1985 г.). С угловым несогласием залегает на осадочных отложениях триаса и юры, соотношения с коркодонской толщей не совсем ясны, большей частью контакты тектонически нарушенные. Толща образована пироксен-роговообманковыми андезитами и андезибазальтами с линзовидными прослоями (1,5–30 м) агломератовых и брекчиевых лав андезитов. Мощность – 200–300 м. Андезиты и андезибазальты нормального ряда, калиево-натриевой серии, высокоглиноземистые. Растительных остатков не обнаружено, возраст толщи условно принимается сеноманским по положению в разрезе [153].

С покровами ассоциируют субвулканические образования, представленные редкими маломощными, не выражающимися в масштабе карты, дайками базальтов.

Туронский–кампанский ярусы

Охотско-Чукотская СФО (5)

Охотская СФЗ (5.1)

Наяханский СР (5.1.2)

Арбутлинская толща (K_2ar) распространена в бассейне р. Таватум. Выделена и наиболее полные разрезы описаны здесь же А. Г. Чернявским [336]. С несогласием залегает на таватумской свите и хигиндинской толще. Сложена игнимбритами и туфами риолитов с редкими прослоями туфов дацитов, базальтов, в нижней части характерны горизонты туфоалевролитов, туфопесчаников. Фациально изменчива. Мощность – 420–480 м. Базальты толщи характеризуются повышенной щелочностью, высокой глиноземистостью, натрий преобладает над калием в сумме щелочей; риолиты и дациты отличаются низкой щелочностью. Возраст принимается турон-коньякским по положению в разрезе.

Угуланский СР (5.1.1)

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования района представлены (снизу вверх) чинганджинской (обнажается к западу от территории листа), кананыгинской, герамрынской и ульчанской толщами, объединяющимися в тэукичскую серию [113]. Возраст серии основывается на сборах А. Д. Силинским (1978 г.) и С. В. Щепетовым (1991 г.) туронской или турон-коньякской флоры в породах чинганджинской толщи (определения С. В. Щепетова).

Кананыгинская толща (K_2kg) выделена в 1964 г. А. Д. Силинским [188], распространена на смежной с запада площади, на территории обнажается в бассейне р. Вилига, где с несогласием перекрывает юрские отложения и вулканы таватумской свиты. Сложена андезитами, андезибазальтами, да-

циандезитами, их туфами и лавобрекчиями, в меньшем количестве встречаются базальты, дациты, их туфы, характерные для верхней части разреза. Мощность – 300–600 м. В районе оз. Чаймнян к западу от территории листа в основании толщи присутствует горизонт вулканогенно-осадочных пород, содержащий растительные остатки *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *C. heterophyllum* Holl., *Sequoia reichenbuchii* (Gein.) Heer, *Equisetites* sp., *Sphenopteris* sp., *Celastophyllum* sp., *Menispermities* aff. *septentrionalis* Holl., которые, по заключению Г. Г. Филипповой, указывают на позднемеловой возраст отложений. С учетом стратиграфического положения принимается турон-коньякский возраст толщи.

Герамрынская толща (K_2gr) распространена преимущественно на левобережье р. Алики и в бассейне р. Туманы, слагая отрицательные вулкано-структуры. Выделена Ю. Г. Кобылянским (1975 г.) в бассейне р. Герамры (приток р. Алики), наиболее полный разрез описан А. Э. Ливачем [302] в бассейне р. Прав. Монгкэ (западнее территории).

Толща с угловым несогласием залегает на породах триаса и юры, перекрывает вулканы таватумской свиты. Представлена игнимбритами и туфами риолитов и риодацитов с линзами и прослоями риолитов, дацитов, туфоалевролитов. Для пород толщи характерна фациальная изменчивость и исключительно пестрая окраска. В бассейне р. Туманы в составе толщи присутствуют покровы андезитов. Мощность – 200–350 м. Возраст принимается коньяк-сантонским по положению в разрезе.

Ульчанская толща (K_2ul) выделена и разрез описан С. В. Щепетовым (1991 г.) в бассейне р. Ульчан притока р. Туманы (на смежном к западу листе) [239]. Образует выходы на крайнем юго-западе территории.

Толща без видимого несогласия залегает на породах герамрынской толщи. Представлена туфами и лавами андезитов, андезибазальтов, трахиандези-базальтов, редкими прослоями туфов риолитов и риодацитов, фациально изменчива: на правобережье р. Туманы преобладают базальты и андезибазальты, на левобережье этой реки – андезиты. Мощность – 200–400 м. Базальты, андезиты, андезибазальты нормального и субщелочного ряда, высокоглиноземистые, с высокими концентрациями оксидов магния и кальция, риолиты, риодациты низкощелочного ряда. Возраст толщи условно принимается сантон-кампанским.

Пенжинская СФЗ (5.2)

Туромчинский СР (5.2.1)

Хайчанский вулканический комплекс риодацитовый

Хайчанская толща (K_2hc) выделена и наиболее полный разрез описан на левобережье р. Вархалам В. К. Политовым [168]. Распространена на междуречье Вархалам–Туромча, выполняя линейную структуру северо-западного простираения в центральной части Туромчинского прогиба. Залегает несогласно на туромчинской толще и на нижележащих палеозойско-мезозойских отложениях. Толща сложена лавами, игнимбритами, в меньшей мере туфами риолитов и риодацитов. Мощность – 250–600 м. Породы

нормального ряда, калиево-натриевой серии. В правом борту р. Чёрная Е. Г. Песковым (1976 г.) собраны отпечатки *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Parataxodium* cf. *wigginsii* Arnold et Lowth., *Sequoia* sp., свидетельствующие, по заключению В. А. Самылиной и Г. Г. Филипповой, о позднемеловом возрасте вмещающих пород. Изотопный возраст (К-Аг метод) составляет 65–68 млн лет [102, 168]. По стратиграфическому положению принимается турон-коньякский возраст толщи.

С покровными образованиями ассоциируют изометричные и вытянутые в плане субвулканические тела риолитов и, реже, риодацитов.

Перивулканическая СФЗ (5.3)

Коркодон-Наяханский СР (5.3.2)

Вулканогенные образования района изучены и разделены на толщи Н. В. Григорьевым и др. (1985 г.) в процессе ГСР-50, стратотипической местностью выделенных здесь леводяпкачанской и дяпкачанской толщ является бассейн р. Хакырчан [153].

Леводяпкачанский вулканический комплекс риолитовый

Леводяпкачанская толща (K₂ld) обнажается в юго-восточной части поля вулканитов в верховьях р. Хакырчан, перекрывает триасовые толщи, залегает на андезитах и андезибазальтах хакырчанской толщи, имея в основании горизонт агломератовых туфов. Вулканиты толщи образуют единый покров, сложенный флюидалными и сферолитовыми риолитами и риодацитами с прослойками (4–10 м) пестроокрашенных витрофиров. Мощность – 100–250 м. Риодациты, согласно анализу, принадлежат высокоглиноземистым низкощелочным породам калиево-натриевой серии. Толща сопоставляется с герамрынской толщей Угуланского района, ее возраст условно принимается коньяк-сантонским.

С покровом толщи ассоциируют единичные штокообразные субвулканические тела риолитов.

Дяпкачанский вулканический комплекс базальтовый

Дяпкачанская толща (K₂dp) занимает площадь около 30 км², с несогласием залегает на разных позднемеловых толщах вулканического поля. Представлена единым покровом, образованным чередующимися потоками (2–30 м) массивных и порфировых миндалекаменных и пузыристых базальтов. Отмечаются редкие прослои (10–20 м) лавобрекчий и туфов базальтов, пестроцветных туфов риолитов. Мощность – 130–300 м. По химическому составу эффузивы толщи относятся к высокоглиноземистым лейкократовым разновидностям семейства умереннощелочных базальтов калиево-натриевой серии. Толща коррелируется с ульчанской толщей Угуланского района и джагынской толщей более западных районов, предполагаемый возраст – сантон-кампанский.

Приуроченные к покровам комагматичные субвулканические образования представлены небольшими, не выражающимися в масштабе карты штокообразными телами базальтов.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойские образования распространены неравномерно, локализованы в пределах неотектонических впадин, очевидно, занимают почти всю акваторию залива Шелихова. Палеогеновые и неогеновые отложения, в т. ч. вулканические, маркируют зоны глубинных нарушений и зоны континентального рифтогенеза, выраженные обычно удлиненными неотектоническими впадинами. Обширной областью проявления процессов рифтогенеза, по-видимому, следует рассматривать впадину залива Шелихова Охотского моря.

Осадки плейстоцена в том или ином объеме присутствуют во всех долинах водотоков, где выполняют их днища и участвуют в строении аллювиальных террас разных уровней. Позднеплейстоценовые аллювиальные отложения в бассейне рек Омолон и Авекова местами вмещают россыпные месторождения золота. Значительные по площади участки Гижигинской впадины заняты водно-ледниковыми и озерно-болотными отложениями. Основные данные по геологии и возрасту отложений получены при геологической съемке среднего масштаба и тематических исследованиях. Выводы о возрасте отложений основываются, в первую очередь, на изучении палинологических комплексов и на их соотношениях.

Согласно районированию, принятому в Легенде Верхояно-Колымской серии листов [348], на территории листа выделяются Верхояно-Чукотская, Охотоморская и Корякско-Камчатская структурно-фациальные области. Верхояно-Чукотская область на территории листа представлена Охотско-Колымской структурно-фациальной зоной (СФцЗ). В составе Охотоморской области различаются Гижигинско-Тайгоноская, Южно-Гижигинская, Шелиховская и Пенжинская СФцЗ, отвечающие одноименным бассейнам. Корякско-Камчатская структурно-формационная область представлена частью Западно-Камчатской СФЗ. Расчленение кайнозойских осадков в бассейнах Охотоморской области основано на выделении по данным сейсмических работ сейсмокомплексов, которые сопоставляются с литолого-стратиграфическими подразделениями прилегающей суши. Показанные на геологической карте сейсмокомплексы отвечают подразделениям Легенды Верхояно-Колымской (дополнения) и Курило-Камчатской серийным легендам, смежным листам ГК-1000/3, учтены сеймостратиграфическая схема ОАО «Дальморнефтегеофизика» и данные по бурению Западно-Сухановской скважины [165].

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения на территории листа участвуют в строении Гижигинской неотектонической впадины, относящейся к Гижигинско-Тайгоносской СФцЗ, присутствуют на западной окраине п-ова Камчатка; по-видимому, распространены на шельфе залива Шелихова, где выделяются в качестве сейсмокомплексов (СК). Сейсмокомплексы Южно-Гижигинского

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Ямская впадина	Южно-Гижигинская СФцЗ	Гижигинская впадина	Шелиховская СФцЗ	Пенжинская СФцЗ	Сейсмические разделы	Западно-Камчатская СФцЗ	Горизонты Западной Камчатки										
НЕОГЕНОВАЯ	Плиоцен	Пьяченцкий	Кутуяхский	Шхиперовская толща N_2sh 40-60м	Шхиперовский сейсмокомплекс $^sN_{2shr}$ до 500м	Нычемкинская толща N_2nc 30м	Энемтенский сейсмокомплекс $^sN_{2en}$ 800-1500м		1		Энемтенский										
		Занклевский	Бегуновский																		
	Мiocен	Мессинский	Хапчанский	Ямская толща N_3jam более 12м	Ямской сейсмокомплекс sN_2jam до 900м	Куйбивеевская толща N_1kb 100-200м	Какертско-эрмановский сейсмокомплекс $^sN_{1kk-er}$ 500-1500м					Эрмановский									
		Тортонский																			
		Серравальский	Силгенский	Верхнебуяновский сеймо-подкомплекс $^sN_{1bn_2}$ до 450м	Кляваамская толща $N_1^{1-2}kl$ 100-200м	Ильинский сейсмокомплекс $^sN_{1il}$ 800-1600м		2			Ильинский										
		Лангийский	Ильдикиляхский	Толща острова Буян $N_1^{1-2}ob$ более 120м								Нижнебуяновский сеймо-подкомплекс $^sN_{1bn_1}$ до 400м	Кулувенский сейсмокомплекс $^sN_{1kl}$ 500-800м	Утхолокско-кулувенский сейсмокомплекс $^sP_3-N_{1ut-kl}$ 90-1000м	2к			Кулувенский			
		Бурдигальский																			
		Аквитанский			Хаттский	Онкучахский	Студеная толща P_3st 170-190м	Сейсмокомплекс студеный sP_3st до 700м	Колымаковская толща $P_3^{1-2}kl$ 100-200м	Утхолокско-вывентекский сейсмокомплекс $^sP_{ut-vv}$ 800-1300м									2-3к	3	Утхолокско-вывентекский
		Бурдигальский																			
		Эоцен	Приабонский	Паршинский	Вероятные палеоцен-нижнеэоценовые СК в прогибах	Авековский сейсмокомплекс $^sP_{3av}$ до 1500м	Авековская свита P_3av 200-1440м	Снатольско-гакхинский сейсмокомплекс $^sP_{2-3sg}$ до 1600м				Ратэгинская свита P_{2-3rt} 750м	Аманкино-гакхинский								
	Бартонский		Тенкиченский	Возможные эоценовые СК в прогибах		Кытыймская свита $P_2^{1-2}kt$ до 700м	Иргиринская свита P_2ir 600м							Ковачинский							
	Лютетский		Тастахский												Кинкильская свита P_2kn 1200м	Снатольский					
Ипрский	Кенгдейский		Геткиллинская свита P_{gt} 2000м														Ткаправаямский				
Палеоцен	Танетский														Киенчский	Улэвенейский					
Зеландский	Тимкинский																				
Датский	Саканьинский																				

Рис. 7. Схема корреляции палеоген-неогеновых отложений и сейсмокомплексов.

бассейна соответствуют толщам Ямской неотектонической впадины, выполняющим единый осадочный бассейн [88] (рис. 7) сейсмокомплексы Шелиховского и Пенжинского бассейнов (СФЦЗ) отвечают подразделениям кайнозоя Корякско-Камчатской области. Вулканогенные образования, выделяемые в составе кытыйской и кинкильской свит в Гижигинской и в Западно-Камчатской СФЦЗ, фиксируют начальные этапы развития зон кайнозойского рифтогенеза.

ПАЛЕОЦЕН

Корякско-Камчатская СФО (3)

Западно-Камчатская СФЗ (3.1)

Геткилнинская свита (*P₁gt*) обнажается в пределах Кинкильского поднятия на входящем на территорию листа участке западного побережья п-ова Камчатка. Нижняя граница не вскрыта. Свиту слагают песчаники и пакеты флишоидного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, изредка присутствуют гравелиты, углистые аргиллиты и карбонатные конкреции. Для всего разреза свиты характерно наличие растительного детрита и повышенная рассеянная битуминозность пород с аномальными содержаниями битумов до 0,1–0,2 %. Видимая мощность – 800–900 м, а с учетом данных сейсморазведочных работ – около 2000 м.

Возраст свиты обоснован сборами остатков двустворок, комплексом бен-тосных фораминифер и СПК по более обширной площади распространения пород свиты [64, 65].

При проведении детальных стратиграфических работ Ю. Б. Гладенковым и В. Н. Синельниковой были систематизированы данные по определениям моллюсков. Отложения объединяют три слоя с остатками моллюсков: 1 – *Nucula spheniopsis* – *Amauropsis fetteri*; 2 – *Periploma eodiscus* – *Eocernina hespericosta* – *Molopophorus aequicostatus*; 3 – *Nuculana gabbi* – *Margarites semiornata*, отвечающие датскому–танетскому ярусам палеоцена [176].

Из алевролитов свиты выделены фораминиферы: *Bathysiphon* sp., *Silicobathysiphon dubia* (White), *Saccamina orbiculata* Bulatova, *S. scabrosa* Mjatliuk, *Bogdanovicziella complanata* (Franke), *Haplophragmoides* sp., *Glomospira* sp., *Recurvoides varius* Mjatliuk, *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Silicosigmoilina californica* Mallory, *S. cf. longa* Serova, *Asanospira cf. grzybowskii* (Mjatliuk), *Trochammia* sp. По заключению Н. Н. Литвиновой, все виды, составляющие данный комплекс, имеют раннепалеоценовый возраст.

На основании всех данных возраст пород геткилнинской свиты принимается палеоценовым (датский–танетский века).

ЭОЦЕН

Эоценовые образования распространены в Гижигинско-Тайгоносской структурно-фациальной зоне, знаменуя начало процессов кайнозойского рифтогенеза, а также присутствуют в Западно-Камчатской СФЦЗ.

Охотоморская СФцО (2) Гижигинско-Тайгоноская СФцЗ (2.1)

Кытыймский вулканический комплекс базальтовый

Образования комплекса слагают рифтогенные впадины и отдельные поля вулканитов в пределах зоны.

Кытыймская свита ($P_2^{1-2}kt$) распространена на северо-восточном побережье Гижигинской губы, в Гижигинской впадине, в верховьях рек Чёрная и Гижига. Выделена В. С. Смоличем (1949 г.) в бассейне р. Кытыйма на севере п-ова Тайгонос. Залегает несогласно на более древних образованиях, в бассейне р. Авекова – на коре выветривания по архейским гнейсам. На левобережье р. Бол. Гарманда в основании свиты наблюдались белые глины, насыщенные обломками бурого угля. В бассейне руч. Учасон в нижней части свиты присутствует пачка существенно терригенных пород с линзами и пластами бурого угля. Основной объем свиты представлен оливиновыми, пироксеновыми, анальцимовыми, амфибол-плагиоклазовыми базальтами, часто миндалекаменными, андезибазальтами, редко трахиандезитами, агломератовыми туфами, агглютинатами; в нижней и средней частях разреза присутствуют линзы слабодиагенезированных конгломератов, песчаников, алевролитов, лигнитов и бурого угля, местами отмечаются прослои (5 м) туфов кислого состава, покровы микропорфировых дацитов [102, 168]. Для базальтов характерна столбчатая и шаровая (бассейн р. Гыленга) отдельность. Мощность свиты в центральных частях впадин достигает 700 м.

По химическому составу среди вулканитов комплекса выявляются андезибазальты и базальты, более редкие трахибазальты, андезиты и дациты (прил. 3). Базальты и андезибазальты относятся к известково-щелочной серии.

Возраст свиты определяется по растительным остаткам и изотопным данным. Наиболее представительная флора собрана в верховьях р. Вархалам и на левобережье р. Бол. Гарманда, здесь обнаружены отпечатки *Metasequoia disticha* (Heer), *Porulus balsamoides* Goepf., *Alnus pareniensis* Cheleb., *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brown., *Ulmus fursinervis* (Bors.) Ablaev и др., которые, по заключению А. И. Челебаевой и А. Ф. Ефимовой, определяют скорее всего эоценовый возраст вмещающих слоев. Определения изотопного возраста (К-Аг метод) базальтов свиты по шести пробам – 36,5–45,0 млн лет. Несколько более древние даты (47–57 млн лет) выявились при определении изотопного возраста (К-Аг метод) 8 проб базальтов, отобранных при полевых работах по листу (определения лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ ДВО РАН). Изотопный анализ пробы дацита U-Pb методом выявил разнообразные значения возраста, в т. ч. триасовые и меловые, вероятно, захваченных кристаллов, часть цирконов имеет определенно эоценовые и палеоценовые даты (44 ± 2 и $49,3 \pm 1$ млн лет). Согласно Региональной стратиграфической схеме [39] возраст свиты – ранний–средний эоцен. Учитывая данные изотопного датирования, допускаем, что свита охватывает и позднюю часть палеоцена.

С покровами свиты ассоциированы редкие субвулканические штоки и мелкие дайки базальтов.

Авековская свита (\mathbb{P}_2^3ai) выделена Е. С. Бобиным (1932 г.), обнажается на юге Гижигинской впадины в бассейнах рек Авекова, Колымак, Бол. и Мал. Чайбуха. Гипостратотипом считается разрез, описанный И. В. Героем (1960 г.) по скважинам на Чайбухинском бурoughольном месторождении. Залегает на размытой поверхности базальтов кытыймской свиты, иногда наблюдается ее прислонение к грядам базальтов, контакт неровный, с карманами глубиной до 10 см. В основании свиты прослеживается пачка базальных конгломератов непостоянной (до 200 м) мощности, местами отмечаются коры выветривания мощностью до 5 м. Свита образована грубо переслаивающимися слабодиагенезированными полимиктовыми и вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, песков, глин, лигнитов и бурого угля (до 80 пластов). Мощность свиты изменяется от 200–400 до 1440 м (по скважинам).

Песчаники и алевролиты содержат растительные остатки: *Osmunda doro-chiana* (Goerpp.), *Metasequoia dicticha* (Heer) Miki, *Populus genatrix* New. и др., характерные, по заключению А. Ф. Ефимовой и В. А. Зиминой, для эоцено-олигоценового времени. Спорово-пыльцевые комплексы (СПК) характеризуются преобладанием покрытосеменных над голосеменными и спорами. В бурых углях СПК описан С. А. Хайкиной как олигоценовый. Детритовые цирконы из песчаника свиты с западного побережья п-ова Тайгонос (пр. 1617-1) имеют в основном архейский, протерозойский и мезозойский возраст происхождения; среди мезозойских преобладают цирконы времени становления ОЧВП. Небольшая группа кристаллов циркона отвечает времени формирования подстилающей вулканогенной кытыймской свиты (41–48 млн лет).

Согласно Региональной стратиграфической схеме [39, 68], возраст свиты принимается как позднеэоценовый.

Южно-Гижигинская СФцЗ (2.2)

Авековский сейсмокомплекс (\mathbb{P}_2^3ai) сопоставляется с позднеэоценовой авековской свитой. С отчетливым несогласием перекрывает комплекс акустического фундамента, нижняя граница сопоставляется с горизонтом Фа, выраженным двухфазными высокоамплитудными отражениями. В основании в депоцентрах прогибов возможно присутствие вулканитов, предположительно, сопоставляемых с кытыймским вулканическим базальтовым комплексом. Авековский сейсмокомплекс (СК) интерпретируется для большей центральной части Гижигинского бассейна. Характеризуется параллельными выдержанными и прерывистыми средне-низкочастотными и средне-высокоамплитудными отражениями, свидетельствующими о дифференцированном составе отложений от грубо- до тонкообломочных, возможно присутствие туфогенных разностей и углей. По аналогии с авековской свитой, в нижней части комплекса предполагается развитие конгломератов, замещающихся выше по разрезу песчаниками, алевролитами, песками и лигнитами с линзами углей; так же, как и для одноименной свиты предполагается позднеэоценовый возраст. Мощность сейсмокомплекса – от 0 до 1500 м, большей частью 600–800 м.

Корякско-Камчатская СФцО (3)

Западно-Камчатская СФцЗ (3.1)

В пределах входящей на территорию листа части зоны в бассейне р. Пылгаваям выделяется кинкильский вулканический комплекс, а в районе бух. Подкагерная – иргирнинская свита.

Пылгаваямский СР (3.1.2)

Кинкильский вулканический комплекс андезит-базальтовый

Комплекс представлен покровными образованиями и единичными субвулканическими телами.

Кинкильская свита (P_2kn) распространена на юго-восточном побережье Пенжинской губы. Залегает несогласно с размывом на породах палеоценовой геткилининской свиты. Кинкильскую свиту слагают лавы базальтов, андезибазальтов, андезитов, реже дацитов и риолитов, туфы смешанного состава разной размерности (от агломератовых до псаммитовых), конгломераты, гравелиты, песчаники, туфопесчаники, алевролиты, углистые алевролиты и аргиллиты с пластами углей. Угленосные вулканогенно-терригенные отложения, как правило, тяготеют к верхам разреза свиты. Характерна фациальная изменчивость, выражающаяся в замещении по латерали лав вулканогенно-осадочными породами, выклинивание отдельных покровов. Мощность – 1200 м.

По химическому составу эффузивы кинкильского комплекса представлены основными, реже средними нормальнощелочными породами с калиево-натриевым типом щелочности. Имеющийся анализ одного из образцов лавы базальта отвечает переходному к андезибазальту составу, породы характеризуются высокими содержаниями ванадия, хрома и никеля (прил. 3).

В породах свиты найдены растительные остатки: *Dennstaedtia blomstrandii* (Heer) Holl., *Osmunda dibiosa* Holl., *Taxites ussuriensis* Krysh., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Pinus hyperborea* (Ung.) Brown, *Corylus macguarii* (Forb.) Heer, *Macclintockia* cf. *dentata* Heer и др. (определения М. О. Борсук). Приведенный комплекс, по мнению А. И. Челебаевой, позволяет отнести вмещающие отложения к среднему эоцену и, возможно, к низам верхнего эоцена. Южнее территории из пород свиты был выделен СПК, который, по заключению З. Ш. Соколовой, соответствует среднему эоцену. Возраст вулканитов кинкильской свиты (бассейн р. Шаманка), определенный изотопным (U-Pb) методом по цирконам, равен $45,3 \pm 1$; $45,5 \pm 2,9$ млн лет (ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ»); методом трекового датирования $44,0 \pm 2,6$ млн лет [64].

В связи с изотопными датировками и стратиграфической позицией покровных образований выявляется средне-позднеэоценовый возраст комплекса, что полностью соответствует Решениям стратиграфического совещания [176].

С покровной фацией свиты пространственно тесно ассоциируют субвулканические штокообразные тела базальтов и, реже, дацитов.

Подкагерный СР (3.1.1)

Иргирнинская свита (P_{2i}) обнажается на побережье Пенжинской губы в районе бухт Подкагерная и Пичгыгын и в бассейне р. Иргирниваям. С покровными образованиями кинкильского вулканического комплекса связана фаціальными переходами при относительно более высоком стратиграфическом положении. Сложена характерными светло-серыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, пепловыми туфами, туфопесчаниками, углистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями опалитов, бентонитовых глин и пластами каменных углей. Мощность – 600 м. На отдельных участках породы свиты обладают повышенной битуминозностью (содержание битумов до 0,1 %), изредка по трещинам содержит смолистые натечные образования.

Возраст свиты основывается на богатом комплексе листовой флоры, определенной М. О. Борсук, А. Ф. Ефимовой: *Osmunda sachalinensis* Krysh., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer., *T. tinajorum* Heer, *Taxites ussuriensis* Krysh., *Magnolia* cf. *diana* Ung., *Trochodendroides arctica* Krysh., *T. smilacifolia* (Newb.) Krysh., *Fagus antipovii* Heer, *Ficus* cf. *tilaefolia* A. Br., *Betula sokolovii* Schmalch., *B. brongniartii* Ett., *B.* cf. *alba* L. и др. Кроме того, из отложений свиты З. Ш. Соколова выделила три СПК, отвечающие палинозонам II и III (средний–поздний эоцен). [65]. На основании этих определений и в соответствии с Решениями стратиграфического совещания [176] возраст иргирнинской свиты определяется на уровне поздняя часть среднего – поздний эоцен.

ЭОЦЕН–ОЛИГОЦЕН

Эоцен-олигоценовые отложения закартированы в Западно-Камчатской СФО (ратэгинская свита), интерпретируются также в акватории моря (снатольско-гакхинский сейсмокомплекс).

Корякско-Камчатская СФО (3)

Западно-Камчатская СФЗ (3.1)

Подкагерный СР (3.1.1)

Ратэгинская свита (P_{2-3r}) обнажается на побережье бух. Подкагерная Пенжинской губы. Залегает согласно на породах иргирнинской свиты и несогласно с размывом на покровах кинкильского вулканического комплекса. Свита представлена преимущественно песчаниками, туфопесчаниками с «плавающей» галькой и многочисленными сидеритовыми конкрециями, в меньшей степени алевролитами, туфоалевролитами, аргиллитами, глауконитовыми песчаниками, пепловыми туфами, редкими линзами каменного угля. Мощность – до 750 м.

В нижней части разреза свиты собраны и определены моллюски *Ostrea tigiliana* Slod., *O. muculitschi* L. Krisht., *Mytilus* ex gr. *littoralis* Slod., *M. pilvoensis* Sim., *M.* cf. *podkagernensis* Slod. et Pyina, *Cardita xenophonti* L. Krisht., *Cor-*

bicula sitakaraensis Suzuki и др.; в верхней – *Yoldia* ex gr. *takaradaiensis* L. Krisht., *Y.* ex gr. *napanaensis* L. Krisht., *Ostrea* aff. *miculitschi* L. Krisht., *Mytilus arnoldi* Clark и др. (определения Л. В. Криштофович, А. Д. Девятиловой, Л. К. Пелехатой). Кроме того, из пород свиты З. Ш. Соколовой выделены два СПК, отвечающих палинозомам III и IV в интервале позднего эоцена – раннего олигоцена. В соответствии с этими данными возраст ратэгинской свиты определен в диапазоне от позднего эоцена до раннего олигоцена.

Охотоморская СФцО (2)

Пенжинская СФцЗ (2.4)

Снатольско-гахкинский сейсмокомплекс ($^{\circ}P_{2-3}sg$) с отчетливым несогласием по типу подошвенного налегания перекрывает комплекс акустического фундамента, обнажается в периферических частях Пенжинского бассейна. В наиболее прогнутых частях бассейна возможно присутствие более древних (палеоцен-раннеэоценовых) СК. Волновое поле снатольско-гахкинского СК акустически полупрозрачно, с субпараллельным рисунком наложения, в верхней части проявлены высокоамплитудные средне-высокочастотные рефлекторы. Прогнозируется вулканогенно-терригенный состав отложений – туфопески, туфогалечники, переходящие в мелководноморские терригенные отложения, представленные песками, алевролитами, галечниками. Мощность СК – от 0 до 1600 м.

Сопоставляется с иргиринской и ратэгинской свитами обрамляющей суши. Возраст среднеэоцен-раннеолигоценовый.

ОЛИГОЦЕН

Олигоценовые отложения обнажаются в пределах Гижигинско-Тайгоносской СФцЗ (колымаковская толща), в качестве близко синхронных по возрасту сейсмокомплексов выделяются в Южно-Гижигинской и, вероятно, на глубине в Шелиховской СФцЗ.

Гижигинско-Тайгоноская СФцЗ (2.1)

Колымаковская толща ($P_3^{1-2}kl$) выделена А.Р. Садыковым (1988 г.) в бассейне р. Колымак [182]. Распространена в южной части Гижигинской впадины (нижнее течение р. Гижига, бассейны рек Авекова, Колымак) и в Вархаламской впадине (приустьевая часть р. Вархалам). Залегает на породах авековской свиты со стратиграфическим несогласием и с размывом на более древних образованиях. В большинстве случаев раздел между авековской свитой и колымаковской толщей выражен сменой слабосцементированных авековских пород неслоистыми рыхлыми осадками. Толща представлена условно лагунно-дельтовыми и прибрежно-морскими галечниками, песками, супесями, суглинками и глинами с прослоями и линзами бурых углей, лигнитов, обломками лигнитизированной древесины, растительного детрита.

Мощность – от 5 до 230 м. Наиболее полный разрез вскрыт скв. 10 в центральной части Вархаламской впадины, где на коре выветривания позднемеловых вулканитов залегают валунно-галечные отложения (90 м), перекрытые чередующимися галечниками, песками, супесями и суглинками с обломками лигнитизированной древесины (140 м).

СПК колымаковской толщи, изученные А. Р. Садыковым, характеризуют обедненную тургайскую флору и датируются олигоценом. По скважинам 1 и 10 в приустьевой части р. Вархалам Б. В. Белой установлен единый СПК попеременного господства покрытосеменных и голосеменных с преобладанием пыльцы *Betulaceae*, *Ericales*, *Pinaceae*, спор *Polypodiaceae*, датируемый ею поздним олигоценом – ранним миоценом. Согласно решениям РСС по кайнозой [68], возраст толщи определяется как поздняя часть раннего – поздний олигоцен.

Южно-Гижигинская СФцЗ (2.2)

Сейсмокомплекс студеный (${}^sP_3?st$) выделяется по сопоставлению геофизических материалов с изученными разрезами толщи студеная в Ямской впадине. Залегает, по-видимому несогласно, соответствует сейсмогоризонту, характеризующемуся неоднородностью сейсмической картины от интенсивных субпараллельных отражений до осложнений боковыми волнами и хаотического строения [296]. В Южно-Гижигинском бассейне на территории листа комплекс обнажается только на западе, в ядре интерпретируемой Тахтоямской антиклинали. В сложении сейсмокомплекса предполагается участие галечников, песков и туфов риолитов. Мощность сейсмокомплекса по площади его распространения сильно изменчива: от 0 до 700 м. Олигоценый возраст принят по стратиграфическому положению одноименной толщи и более высокой, чем в неогене, степени литификации и присутствию каменного, а не бурого угля [282].

Шелиховская СФцЗ (2.3)

Утхолокско-вивентекский сейсмокомплекс (${}^sP_3ut-v$) интерпретируется в Шелиховском бассейне, на территории листа обнажается у побережья п-ова Тайгонос в ядре Теланской антиклинали, с несогласием перекрывает породы фундамента. Подошвой служит раздел, выраженный одно-двухфазными отражениями, прослеживаемыми на значительных расстояниях; в сейсмическом разрезе заключен между горизонтами 3 и 2зк [165]. В волновом поле характеризуется параллельно-слоистым рисунком слабоамплитудных отражений, что связано, предположительно, с монотонным составом слагающих его преимущественно глинистых отложений. В строении комплекса участвуют кремнистые туфоалевриты и туфоаргиллиты с прослоями опок и туфов. Средняя мощность – около 800 м, местами увеличивается до 1000–1300 м. Принимается олигоценый возраст СК на основании сопоставления с утхолокской и вивентекской свитами более южных районов суши.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ОЛИГОЦЕН–МИОЦЕН

Образования переходного олигоцен-миоценового возраста в качестве сейсмокомплекса интерпретируются в Пенжинской СФцЗ.

Охотоморская СФцО (2)

Пенжинская СФцЗ (2.4)

Утхолокско-кулувенский сейсмокомплекс (${}^{\text{P}}\text{P}_3\text{-N}_1\text{ut-kl}$) без видимого несогласия залегает на снатолюско-гакхинском СК, с несогласием перекрывает породы фундамента. В сейсмическом разрезе заключен между отражающими горизонтами 3 и 2к [165], волновое поле характеризуется однородной параллельно-слоистой системой прерывистых отражений высокой и средней интенсивности. Выделяется в акватории по непрерывному прослеживанию ограничивающих его сейсмогоризонтов от Западно-Сухановской скважины, обнажается в краевых частях Пенжинского бассейна. В связи с близостью источников сноса при формировании СК прогнозируется терригенный состав с преобладанием грубо- и крупнозернистых разностей от галечников до алевритов (галечники, пески, алевриты), вероятно присутствие туфогенного материала, как в сопоставляемых подразделениях суши. Мощность изменяется от 0 до 1000 м, с закономерным увеличением в юго-западном направлении. Позднеолигоцен-раннемиоценовый возраст СК принимается по аналогии с возрастом утхолокской, вивентекской и кулувенской свит более южных районов.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения на территории листа распространены в Верхояно-Чукотской и Охотоморской областях, обнажаются в неотектонических впадинах и интерпретируются на шельфе залива Шелихова.

МИОЦЕН

Миоценовые отложения выполняют неотектонические впадины (имповеемская, маймаканская, кляваамская, куйбивемская толщи), предполагаются на глубине на шельфе Охотского моря (кулувенский, ильинский, каркетско-эрмановский, буяновский и ямской сейсмокомплексы).

Охотоморская СФцО (2)

Гижигинско-Тайгоноская СФцЗ (2.1)

Имповеемская толща (N_1im) выделена С. Ф. Бискэ (1975 г.) в бассейне р. Имповеем, распространена в южной части п-ова Тайгонос, в Имповеемской впадине, а также прослеживается в виде останцов в бассейне

р. Кенгивеем на водоразделах с выс. отм. 200–250 м. Нижняя граница не изучена. Толща образована серо-зелеными озерными глинами и суглинками с неясной горизонтальной слоистостью с линзами гумуса и стяжениями вивьянита, озерно-аллювиальными гравийниками и аллювиальными галечниками с прослоями песка и гравия. Среди суглинков встречаются пласты (0,2–3,5 м) бурого угля. Видимая мощность толщи составляет 25–30 м, в Имповеемской впадине может достигать 200 м и более. Возраст толщи определяется палинологическими данными и по изучению диатомей. В 1982 г. А. Р. Садыков собрал материал по СПК из многочисленных расчисток по всему разрезу имповеемской толщи, Т. Л. Невретдинова определила обширный комплекс диатомей из суглинков и глин правобережья р. Имповеем. Эти данные позволяют считать возраст основной части разреза имповеемской толщи раннемиоценовым, до проявления климатического оптимума. Согласно Региональной стратиграфической схеме [39, 68] возраст толщи принят раннемиоценовым.

Шелиховская СФцЗ (2.3)

Кулувенский сейсмокомплекс (N_1kl) распространен в Шелиховском бассейне на антиклиналях и на их крыльях, без видимого несогласия перекрывает нижележащий утхолокско-вивентекский СК, в краевых частях бассейна несогласно залегает на более древних образованиях. Подошва представлена выделяющимся протяженными интенсивными одно-двухфазными отражениями по схеме отчетливого подошвенного налегания, что может указывать и на несогласный характер контакта с подстилающими слоями. В сейсмическом разрезе кулувенский СК ограничен отражающими горизонтами 2к 2к [165], волновое поле характеризуется протяженными, интенсивными высокоамплитудными отражениями. Сейсмокомплекс по аналогии с кулувенской свитой сложен туфопесчаниками с конгломератами. Средняя мощность комплекса – около 500 м, может увеличиваться до 800 м в глубоких прогибах и сокращаться на конседиментационных поднятиях. Возраст, как и одноименной свиты, раннемиоценовый.

Верхояно-Чукотская СФцО (1)

Охотско-Колымская СФцЗ (1.1)

Верхнесугойский СР (1.1.1)

Аликский комплекс меланефелинит-тефритовый

Образования комплекса в виде небольших выходов закартированы в верховьях рек Кананыга и Бол. Купка, тяготеют к зоне разломов северо-восточного простиранья.

Аликская толща (N_1al) образует небольшие выходы в верховьях р. Кананыга, где несогласно перекрывает риолиты верхнемеловой юмской свиты. Толща сложена в основном грубопузыристыми лавами и (в основании) шлаками оливиновых меланефелинитов с включениями вулканических бомб и лапиллей [93].

Оливиновые меланефелиниты (нефелин в норме > 20 %) и базаниты (оливин в норме до 14–20 %) – породы порфировой структуры со свежими фенокристаллами оливина размером до 0,1 мм, очень редко встречаются микрофенокристы клинопироксена. Оливин слагает от 10 до 30 % породы, в ядрах фенокристы имеют состав Fo73-86, в кайме кристаллов опускаясь до Fo67. Редкие фенокристы клинопироксена, титанистые авгиты имеют состав $En_{39}Wo_{50}Fs_{11}$ и $Mg\# (100 * MgO / [MgO + FeOt]) = 78-79$. Основная масса сложена оливином, клинопироксеном, нефелином, лейцитом, плагиоклазом, Fe-Ti оксидами (ильменит, магнетит) и стеклом. Клинопироксен очень распространен в основной массе, лейцит имеет выдержанный состав (Ne0Ks19-20Q80-81), нефелин слабо варьирует от (Ne24Ks4Q72) до (Ne25-26Ks5Q69-70). Плагиоклаз в основной массе очень редок и имеет битовнитовый состав $Ab_{21}An_{78}Or_1$. Стекло основной массы имеет состав, близкий к ортоклазу ($SiO_2 = 45-48$ wt.%, $Al_2O_3 = 23-26$ wt.%, $K_2O = 5-6$ wt.%, $CaO = 5$ wt.% с $BaO = 2-3$ wt.%). Присутствует акцессорный апатит.

Вулканические породы обогащены Ti, Fe и некогерентными примесными элементами, так же, как и другие кайнозойские внутриплитные лавы. Для лав характерны высокие содержания Nb и Ta, пониженные содержания Rb и Cs, прямолинейный фракционированный график распределения редкоземельных элементов (REE) с $LaN/YbN = 3,6-10,2$ [2].

Мощность 40–80 м. Возраст толщи принят среднемиоценовым в соответствии с радиологическим возрастом комагматических экструзивных пород.

С эффузивами толщи ассоциируют мелкие экструзивные, жерловые и субвулканические образования и дайки оливиновых меланефелинитов. Радиологический возраст экструзивных оливиновых меланефелинитов, определенный калий-аргоновым методом, 10,7–13,2 млн лет [2].

Карбонгинская толща (N_{kr}^3) выделена по материалам А. Д. Силинского (1978 г.), Т. П. Прохоровой, В. Н. Смирнова (1988 г.), А. П. Крахмалева (1988 г.), А. Э. Ливача (1984 г.), В. И. Волобуевой и др. (1990 г.). На территории листа локально вскрывается в Верхне-Вилигинской и Верхне-Сугойской впадинах, на смежной с запада территории установлено, что толща несогласно с корами выветривания залегает на мезозойских отложениях [63]. Представлена озерно-аллювиальными чередующимися разнозернистыми песками и суглинками с прослоями гравия, галечников, косослоистых супесей, лигнитизированной древесины, лигнита и бурого угля. Пласты угля (0,12–20,0 м) слагают Вилигинское месторождение и несколько проявлений в верховьях рек Бол. Купка и Кананьга (на более западной площади). Толща фациально изменчива, протяженность линзовидных прослоев галечников и песков не превышает 800 м. Мощность варьирует от 10 до 200 м. СПК, полученные из лигнитоносных отложений на дневной поверхности, ранее считались раннемиоценовыми и плиоцен-раннеплейстоценовыми, в свете новых представлений [39, 68] карбонгинская толща отнесена к верхнему миоцену.

Наяханский СП (1.1.2)

Нерасчлененные миоценовые отложения вскрываются локально, только в пределах Наяханской неотектонической впадины.

Маймаканская толща (N_1mm) выделена А. В. Чайцыным (1986 г.) в Наяханской впадине, расположенной на правом берегу одноименной реки в верхнем ее течении. Залегает на размытой поверхности позднемиоценовых вулканитов и гранитов. Представлена чередованием песков, алевролитов, глин озерного генезиса с прослоями и линзами (1–6 см) опок, торфа, лигнита. Фациальная изменчивость толщи заключается в преобладании песков в краевых частях впадины (бассейн р. Краскомна) и алевроито-глинистого материала в ее центре (бассейн р. Маймакан). Мощность в бассейне р. Краскомна – 120 м, максимальная мощность в бассейне р. Маймакан – 300 м.

СПК из песчано-глинистых отложений краевой части впадины характеризуются резким преобладанием пыльцы голосеменных над покрытосеменными, малым содержанием спор и соответствуют пограничным слоям раннего и среднего миоцена – климатическому оптимуму [39]. СПК и комплекс пресноводных диатомей из черных глин бассейна р. Маймакан характеризуются принадлежностью к более умеренно теплому климату и соответствуют среднему–верхнему миоцену. С учетом всех данных возраст толщи можно считать миоценовым [39].

Охотоморская СФцО (2)

Гижигинско-Тайгоноская СФцЗ (2.1)

Кляваямская толща ($N_1^{1-2}kl$) выделена А. Р. Садыковым (1986 г.) в бассейне р. Кляваям (приток р. Парень), распространена в центральной и северной частях Гижигинской впадины [182]. Нижняя граница не изучена, предполагается несогласие. Верхняя часть толщи представлена буровато-желтыми галечниками с песчаным заполнителем мощностью до 10 м в бассейнах рек Туромча, Кляваям и серыми глинами и алевролитами с линзами (0,2 м) тонко-мелкозернистых песков, суглинков, лигнитов мощностью до 20 м в бассейнах рек Озёрная, Колымак и Парень. Полная мощность толщи не изучена, вероятно, может достигать 100–200 м. СПК из пород кляваямской толщи характеризуют, по заключениям И. Б. Кистерова, Б. В. Белой, Л. В. Рязановой, миоцен. Согласно Региональной стратиграфической схеме, [39, 68] возраст толщи – ранний–средний миоцен.

Куйбиевская толща (N_1^3kb) выделена Р. А. Садыковым (1988 г.), обнажается ограниченно у восточной рамки листа, с несогласием залегает на более древних отложениях [182]. К толще отнесены буровато-желтые галечники, глины и суглинки с прослоями лигнитов. Видимая мощность отложений – 10–20 м и может достигать 100 м. Возраст толщи, согласно Региональной стратиграфической схеме [39], поздний миоцен.

Южно-Гижигинская СФцЗ (2.2)

Буяновский (островобуянский) сейсмокомплекс параллелизуется с сейсмогоризонтом В [296], отличающимся двучленным строением зоны сейсмических отражений, что, возможно, обусловлено различиями в литологическом составе нижней и верхней частей сейсмокомплекса, делится на два под-

комплекса. Обнажается только по северной периферии Южно-Гижигинского бассейна, на западе, вероятно, выклинивается. Возраст, как и толщи острова Буян, принимается ранне-среднемиоценовым.

Нижнебуяновский сейсмоподкомплекс (N_1bn_1) фациально замещает к западу кулувенский СК, в погруженных частях бассейна залегает согласно на студеном сейсмокомплексе, с несогласием залегает на поднятиях и в краевых зонах бассейна; нижняя граница выражена двухфазным, не всегда отчетливо прослеживаемым отражением, предположительно сопоставляется с горизонтом 2зк. В волновом поле характеризуется слоистым, редко отчетливым рисунком отражений. По сопоставлению с нижней толщиной острова Буян, распространенной в Ямской впадине, в составе подкомплекса предполагаются конгломераты с гравийным заполнением, пески, вероятны прослой бурых углей. Мощность – до 400 м.

Верхнебуяновский сейсмоподкомплекс (N_1bn_2) согласно сменяет в разрезе нижний сейсмоподкомплекс, в западной краевой части бассейна залегает с несогласием. Волновое поле характеризуется протяженными отражениями, местами недостаточно ярко выраженными. По аналогии с верхней частью толщи острова Буян образован, предположительно, глинами с прослоями песка, вулканического пепла и лигнита. Мощность – до 450 м.

Ямской сейсмокомплекс (N_1jam) сопоставляется с сейсмогоризонтом Б, которому свойственен стабильный объем и слабая дислоцированность [296]. На территории листа сейсмокомплекс обнажается в краевых частях Южно-Гижигинского бассейна, участками залегает непосредственно на более древних мезозойских образованиях. В волновом поле сейсмокомплекса преобладают отчетливо выраженные протяженные отражения. По аналогии с ямской толщиной юго-западных районов побережья предполагается глинистый состав с прослоями песка, торфа и вулканического пепла кислого состава. Мощность сейсмокомплекса – от 10 до 900 м.

Шелиховская (2.3) и Пенжинская (2.4) СФцЗ

Ильинский сейсмокомплекс (N_1il) без явно видимого несогласия перекрывает нижележащие отложения. В Шелиховском бассейне сейсмокомплекс обнажается в ядрах антиклиналей, в Пенжинском бассейне выполняет мульду обширной центральной синклинали. Подошвой его служит горизонт, выраженный в волновом сейсмическом поле протяженными одно-двухфазными отражениями. В сейсмическом разрезе ограничен отражающими горизонтами 2к и 2 [165], волновое поле СК характеризуется однородной параллельно-слоистой системой отражений слабой и средней интенсивности. В строении нижней части комплекса, как и одноименной свиты, преобладают галечники и пески, присутствуют туффиты и туфы, верхняя часть сложена песками и алевритами. На шельфе представлен морскими песками, глинистыми и кремнисто-глинистыми осадками [165]. Мощность – 800–1600 м, в среднем около 1200 м, местами она сокращается или увеличивается. Возраст отложений – средний миоцен, аналогично ильинской свите, в полном объеме вскрытой Западно-Сухановской скважиной.

Какертско-эрмановский сейсмокомплекс (N_{1kk-er}) согласно, иногда с несогласием залегает на нижележащем СК; его подошвой является горизонт, отчетливо динамически выраженный в сейсмозаписи однодвухфазными отражениями, сейсмогоризонт 2 [165]. Для волнового поля характерен рисунок субпараллельных рефлекторов, нарушаемый местами косослоистыми сейсмофациями. Сейсмокомплекс интерпретируется также в Пенжинском бассейне, где в виде довольно узких полос обрамляет ядра синклиналей, выполненных энемтенским СК. Свиты, с которыми коррелируется СК, сложены песками и алевролитами с прослоями туфоаргиллитов и туфодиамиктитов. На шельфе каркетско-эрмановский сейсмокомплекс представлен кремнисто-глинистыми, сменяющимися вверх по разрезу туфогенно-терригенными осадками [165]. Средняя мощность составляет примерно 900 м, вариации в пределах всей площади акватории составляют широкий диапазон: 500–1500 м. Возраст комплекса – средний–поздний миоцен.

ПЛИОЦЕН

Плиоценовые отложения известны в пределах Гижигинской неотектонической впадины (нычемкинская толща) и интерпретируются в виде сейсмокомплексов на шельфе Охотского моря.

Охотоморская СФцО (2) Гижигинско-Тайгоноская СФцЗ (2.1)

Нычемкинская толща (N_2^{1nc}) выделена А. Р. Садыковым (1981 г.) в Гижигинской впадине на правобережье р. Колымак, между притоками Ничемкын и Ненастная [182]. На подстилающих разновозрастных образованиях залегает с размывом. Представлена гравийниками и галечниками с песчаным заполнителем и валунами. Видимая мощность – 3–5 м, с учетом геоморфологической обстановки – до 30 м. СПК и разнообразный комплекс диатомей, проанализированный Е. И. Распоповой, Н. А. Дремблюгиной и Т. Л. Невретдиновой, указывают на формирование осадков нычемкинской толщи в прибрежной зоне озер в раннеплиоценовое время [39].

Южно-Гижигинская СФцЗ (2.2)

Шхиперовский сейсмокомплекс (N_2shp) идентифицируется с сейсмогоризонтом А [296], в краевых частях несогласно по схеме подошвенного прилегания перекрывает ямской СК. Он интерпретируется в Южно-Гижигинском бассейне, где занимает основную центральную часть поверхности бассейна; фациально замещает к западу энемтенский СК. В волновом поле в углубленных частях сейсмокомплекс имеет отчетливо слоистый рисунок протяженных отражений. В приближенных к суше зонах волновая картина становится более хаотичной с короткими площадками рефлекторов. Предположительно, по аналогии с одноименной толщей, представлен галечниками, песками и глинами с прослоями вулканического пепла. Мини-

мальная мощность сейсмокомплекса – 2–3 м; в погруженных частях шельфа возрастает до 500 м. Возраст, по сопоставлению с одноименной толщей суши, плиоценовый.

Шелиховская и Пенжинская СФцЗ (2.3, 2.4)

Энемтенский сейсмокомплекс ($^{\circ}N_2en$) выделяется ограниченно в Шелиховском и Пенжинском бассейнах, выполняя краевые части и изометричные мульды, в западном направлении фациально замещается шхиперовским СК. В сейсмозаписи проявлен непрерывно-прерывистым слоистым рисунком напластования с яркими интенсивными одно-двухфазными отражениями, в основании прослеживается отражающий сейсмогоризонт 1 [165]. Залегает, вероятно, согласно, сложен в основном галечниками, песками и глинами, предполагается присутствие прослоев туфов, пеплов, лигнитов. В депоцентрах прогибов в составе сейсмокомплекса прогнозируются кремнисто-глинистые осадки [165]. Мощность сейсмокомплекса – 800–1000 м и может достигать 1500 м. Возраст СК, аналогично одноименной свите, ранний–средний плиоцен.

НЕОГЕНОВАЯ–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

ПЛИОЦЕН–НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Плиоцен-нижнечетвертичные осадки вскрываются на небольших участках бассейна р. Бол. Гарманда в основании рыхлых аллювиальных отложений, интерпретируются также в погребенном состоянии на шельфе залива Шелихова.

Охотоморская СФцО (4)

Внутреннинский сейсмокомплекс ($^{\circ}mN_2-Ein$) выделяется по сейсмическим данным, для него характерен параллельнослоистый с отчетливыми протяженными отражениями рисунок волнового поля. Представлен морскими осадками, залегает несогласно на более древних отложениях. Вещественный состав – гравийники, галечники, пески, супеси, глины. Средняя мощность – около 20 м, к побережью осадки сейсмокомплекса выклиниваются. Время формирования – конец плиоцена – эоплейстоцен.

СФцО Северо-Восточного Приохотья (2)

Гижигинско-Тайгоноская СФцЗ (2.1)

Ирокальская толща (αN_2-lir) выделяется по материалам В. К. Политова [168], В. Г. Королькова [101], Е. Г. Пескова [311], Л. Д. Школьного [351]. Распространена в бассейнах руч. Ирокал, рек Бол. Гарманда, Туромча и Ичингей. Стратотип толщи выделен в бассейне р. Туромча – руч. Ирокал (Ш-4-1) (прил. 4). Залегает в цоколе террасы 10–15-метрового уровня или в ее основании. Перекрывается рыхлыми средне-верхнеоплейстоценовыми

осадками. Сложена галечником, замещенным лимонитом, с остатками лиственной флоры, конгломератами мелкогалечными, с единичными крупными валунами, с пористым песчано-лимонитовым цементом. Ниже находятся коренные выходы измененных липаритов. Мощность – 3–15 м [168].

Растительные остатки, собранные на руч. Ирокал, определены А. Л. Абрамовой и В. А. Самылиной как *Alnaster kamtschatica* (Rgl.), Czer., *Salix* типа *S. mirtilloides* L., пестичные сережки *Alnaster* sp., *Sphagnum* sp. Кроме того, А. Ф. Ефимовой определены *Rhododendron* sp., *Vaccinium* sp., *Corylus avelana* L., *C. macguarrii* (Forf) Heer, *Alnus* sp. Эти растительные остатки не позволяют точно датировать отложения [168]. СПК из галечников толщи не представительны и датируются условно плиоценом – ранним неоплейстоценом (закключение А. Л. Абрамовой, В. А. Самылиной). Возраст ирокальской толщи принимается как плиоцен – нижняя часть нижнего звена неоплейстоцена [288, 348].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (КВАРТЕР)

Четвертичные отложения на территории листа присутствуют повсеместно, но изученность их крайне недостаточна. На континентальной части площади они изучались в основном в процессе геологосъемочных работ, для стратиграфии применялись только палинологические и геоморфологические методы. Единичные описания разрезов аллювиальных отложений выполнялись лишь при разведке россыпей золота. Между тем, учитывая их имеющуюся и потенциальную золотоносность, значение четвертичных отложений весьма велико. На поздний плиоцен на Северо-Востоке приходится максимум тектонической напряженности, обычно она фиксируется седиментационной паузой: осадконакопление локально возобновляется в эоплейстоцене – раннем неоплейстоцене [16].

На территории листа в настоящее время с той или иной степенью достоверности выделены и показаны на карте подразделения всех отделов четвертичной системы. Наибольшим распространением и разнообразием генетических типов характеризуются верхне-неоплейстоценовые и верхнеплейстоцено-голоценовые отложения, заметно менее распространены аллювиальные, озерно-аллювиальные и гляциофлювиальные отложения нижнего и среднего звеньев четвертичной системы.

Отложения на мелководном шельфе присутствуют практически повсеместно. Они отсутствуют лишь на крутых подводных склонах вокруг п-ова Тайгонос и на бортах трогообразной Пенжинской губы. Изученность четвертичных отложений акватории пока неравномерна и недостаточна. Для целей стратиграфии применяются только сеймостратиграфический и геоморфологический методы, других данных по морским отложениям нет. Основные материалы по геологии четвертичных образований Охотского моря получены при тематических исследованиях, в меньшей мере – при разведке россыпных месторождений в прибрежной зоне. Отложения шельфа изучались на дночерпательных станциях или по колонкам длиной 1–6 м экспедициями Тихоокеанского океанологического, Дальневосточного геологического институтов ДВНЦ АН СССР и Института океанологии АН СССР [266]; ими в пределах

листа Р-57 затронуты только самые верхние слои донных отложений. Лишь далеко на юго-запад морской буровой скв. Магаданская-1 пересечена вся толща четвертичных отложений: вязкие серые глины с прослоями светло-серых разнозернистых песков общей мощностью около 25 м; палеонтологически отложения не изучались и их возраст принят на основании положения выше плиоценовых осадков [228].

В акваториальной части территории листа распространены в основном современные осадки, верхнеплейстоценовые отложения также, по-видимому, присутствуют и выделены в качестве сейсмостратиграфических толщ. Подразделения, относившиеся к гелазскому ярусу, эоплейстоцену, а также к нижнему–среднему звеньям неоплейстоцена на акватории предполагаются в составе осадочного чехла в районах с современными глубинами ниже 100 м, однако, ввиду слабой изученности шельфа, в стратиграфии приводится упоминание лишь о нижне-среднеплейстоценовых осадках. Требуется проведение морских полевых экспедиционных исследований. Обнаружение и изучение полного разреза отложений – дело будущего.

За основу расчленения четвертичных отложений принята Межрегиональная стратиграфическая схема Межведомственного совещания по четвертичным отложениям Востока СССР, 1987 г. [175]. Нижняя граница квартера принята на уровне 2,6 млн лет назад [170].

Районирование для данного возрастного среза было выполнено согласно районированию, принятому в Легенде Верхояно-Колымской серии листов [348]. На территории листа выделяются Верхояно-Чукотская, Северо-Восточного Приохотья, Камчатская и (в акваториальной части) Охотоморская структурно-фациальные области. В составе Верхояно-Чукотской области выделяются Омсукчанско-Омолонская и Охотско-Колымская СФцЗ. Структурно-фациальная область Северо-Восточного Приохотья включает в себя Гижигинско-Тайгоносскую СФцЗ. Камчатская структурно-фациальная область представлена зоной Срединного хребта, в составе которого выделен район бух. Подкагерная.

ПЛЕЙСТОЦЕН

Низы отложений плейстоцена (эоплейстоцен и нижнее звено) представлены единичными выходами, несколько значительнее площади распространения нижнего–среднего звеньев, приуроченные к неотектоническим впадинам. Наибольшим распространением отличаются разнообразные осадки верхнего звена неоплейстоцена и голоцена.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

СФцО Северо-Восточного Приохотья (2)

Гижигинско-Тайгоноская СФцЗ (2.1)

Горкинская толща (mEgr). Стратотип толщи выделяется вблизи мыса Горка между устьями рек Осиновая и Ненкан по материалам А. Д. Силинского [189] и А. Э. Ливача [302] (IV-2-2) (прил. 4). Подошва

толщи не вскрыта, толща сложена лагунно-морскими зеленовато- и синевато-серыми пластичными глинами с небольшим количеством гравия, гальки и валунов, с маломощными линзами галечников с песком. Видимая мощность толщи на морском обрыве высотой 45 м составила 12 м.

СПК из глин содержит споры и пыльцу голосеменных и покрытосеменных растений, в небольшом количестве присутствует пыльца дуба, клена, лещины, вяза, граба, липы и падуба. Имеются также морские диатомовые водоросли и спикулы губок. По заключению Т. Л. Невретдиновой, растительность подобного типа на территории Северо-Востока была распространена в эоплейстоцене.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН – НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Верхояно-Чукотская СФцО (1)

Охотско-Колымская СФцЗ (1.2)

Морозовская толща (αE-lmr) представлена аллювиальными образованиями высоких (30–60 м) цокольных террас на правобережье нижнего течения р. Омолон. Они покрывают площадь около 1 км², имеют довольно специфический облик: это галечники, сложенные хорошоокатанной мелкой (до 2–3 см) галькой, покрытой пленкой гидроокислов железа. Связующей массой являются желтовато-коричневые пески, иногда супеси. Возраст образований принимается условно, на основании предположений о геологической истории развития данного региона и геоморфологическим особенностям рельефа местности, которую они покрывают, а также схожестью с образованиями аналогичного возраста, распространенными северозападнее. Мощность отложений – до 5 м [75].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Граница эоплейстоцена и неоплейстоцена в геологических разрезах на территории не документирована, в большинстве случаев имеется перерыв в осадконакоплении. В палеомагнитных данных этот рубеж фиксирован инверсией Брюнес-Матуяма, возраст которой устанавливается в 780–790 тыс. лет [146].

Нижнее звено

Нижнеэоплейстоценовые отложения распространены фрагментарно и выделяются на небольших по площади участках в виде реликтов высоких террас или в нижних частях разреза рыхлого выполнения неотектонических впадин, где они перекрывают палеоген-неогеновые отложения.

**Верхояно-Чукотская СФцО (1)
и СФцО Северо-Восточного Приохотья (2)**

**Омукчанско-Омолонская СФцЗ (1.1)
и Гижигинско-Тайгоносская СФцЗ (2.1)**

Нерасчлененные аллювиальные отложения нижнего звена (a1) выделены, предположительно, на выровненных площадках скульптурных террас высотой более 70 м на склонах долин рек Венера, Лев. Хетагчан, а также на выровненных водоразделах в бассейне р. Кенгевеем (п-ов Тайгонос). Они слагают реликты сквозных долин в северо-западной части территории, выполнение Верхне-Наяханской впадины. На возвышенностях аллювиальные отложения представлены скоплениями гальки и валунов, галечниками мощностью 1–10 м, а во впадине – галечниками с песчано-глинистым заполнением мощностью 10–30 м. Отложения сходны с подобными образованиями, находящимися в аналогичной обстановке на смежной с запада территории листа Р-56 [63].

Нижнее–среднее звенья

Нерасчлененные отложения нижнего и среднего звеньев на суше не распространены, в акватории залива Шелихова и в районе Пенжинской губы выделены предположительно.

Охотоморская СФцО (4)

Морские отложения (ml-II?) предположительно выделены по сейсмоакустическим данным, однако как сейсмокомплекс не картируются из-за прерывистости и плохой выраженности ограничивающих отражающих горизонтов. Представлены, предположительно, песками и алевритами, точный вещественный состав их в пределах листа неизвестен, поскольку они не вскрыты бурением. По направлению к побережью отложения постепенно выклиниваются. Мощность – 10–20 м. Ранне-среднеоплейстоценовый возраст определен условно, по стратиграфическому положению.

Среднее звено

Нерасчлененные отложения среднего звена распространены неравномерно по площади листа, выделяются аллювиальные, ледниковые и гляциофлювиальные фациальные разности.

**Верхояно-Чукотская СФцО (1)
и СФцО Северо-Восточного Приохотья (2)**

**Омсукчанско-Омолонская СФцЗ (1.1),
Охотско-Колымская СФцЗ (1.2)
и Гижигинско-Тайгоноская СФцЗ (2.1)**

Ледниковые отложения (gll) слагают морены и конечные моренные валы, сохранившиеся в долинах верхних течений рек Эликчан, Омолон, Бол. Авландя, Наяхан, Варахалам, Бол. Гараманда, но больше всего распространены по северному обрамлению Гижигинской неотектонической впадины и на западном побережье п-ова Тайгонос. Они представлены валунно-глыбовым несортированным материалом с галечниками, прослоями и линзами супесей, суглинков и глин. Мощность основной и донной морен составляет до 20 м, мощность конечно-моренных комплексов – 20–60 м. Оценка возраста сделана по геоморфологическим признакам, по наибольшей удаленности от былых центров оледенения и вложенности в них отложений верхнего звена, в т. ч. и первого позднеплейстоценового межледниковья [77].

Гляциофлювиальные отложения (fll) генетически и пространственно связаны с одновозрастными ледниковыми образованиями и отмечаются на тех же участках. В пределах Гижигинской неотектонической впадины обширные гляциофлювиальные шлейфы формируют единую зандровую равнину. Сложены они галечниками с редкими валунами, прослоями песков и глин. Мощность – 5–25 м, достигая в карманах и западинах 40 м. Фрагменты гляциофлювиальных террас высотой 25–50 м образованы хорошоокатанными галечниками с прослоями песков и супесей мощностью до 15 м [63].

Аллювиальные отложения (all) присутствуют в западной и северной частях территории листа в бассейнах рек Коркодон, Омолон и Парень, где слагают поверхности цокольных террас высотой 50–80 м. В верховьях рек Венера и Лев. Хетагчан в составе древней сквозной долины отложения вложены в аллювий нижнего звена. Представлены галечниками с супесчаным заполнением, местами песком и гравием мощностью 5–25 м.

СПС из отложений террасы на левобережье р. Русская Коркодонская характеризуются постоянным и значительным преобладанием пыльцы древовидно-кустарниковой группы (до 64,5 %) над группой трав и кустарников (18,7–33,0 %) и спорами (16,8–25,8 %). Примечательно обнаружение форм, наиболее часто встречающихся в спектрах из ниже-среднеплейстоценовых отложений, в группе трав и кустарников *Claytoniella vassilievii*, *Circea alpina* и в группе спор *Selaginella sanguinolenta*, *S. borealis*, *Polypodium vulgare*. Приведенные спектры отражают существование во время формирования осадков лесотундры, чередующейся с лиственничными и березовыми лесами с примесью елей и сосен. Незначительные площади были заняты зарослями ольховника и кедрового стланика. На открытых пространствах росли всевозможные злаковые, верескоцветные, осоковые, полыни, крестоцветные и др. По заключению Н. А. Сафроновой, подобная растительность могла существовать в конце одного из среднеплейстоценовых потеплений [77].

Верхнее звено

Отложения верхнего звена неоплейстоцена имеют распространение во всех структурно-фациальных областях. В составе отложений выделяются подразделения всех четырех ступеней (аллювиальные, гляциальные, гляцио-флювиальные, озерные, ледниково-озерные отложения). Основанием для расчленения послужили в основном палинологические данные с учетом геоморфологической обстановки. Местами по причинам мелкого масштаба карты или недостаточной изученности показаны нерасчлененные отложения верхнего звена. По смене относительно теплых и холодных фаз, установленных палинологическими данными, выделяется одно оледенение с двумя криостадиями (2-я и 4-я ступени).

В акваториальной части в верхнем звене выделяются сейсмотолщи: апоньская (отложения казанцевской трансгрессии), среднекихчикская, большещечкая и нижнекихчикская (отложения воронцовской трансгрессии каргинского интерстадиала), пестрая, верхнекихчикская и хомутинская (отложения второй позднеоплейстоценовой регрессии). Основанием для выделения сейсмотолщ являются сейсмоакустические данные, служащие основой расчленения верхнего звена четвертичной системы. Толщи выделены коллективом авторов [225, 321] для Западной Камчатки, прослежены и распространены нами на картографируемую площадь (рис. 8).

Первая ступень

Аллювиальные отложения (aIII₁) отмечены только в долинах р. Тебана (верховья р. Коркодон) и рек Мунугуджак и Парень, где они слагают аккумулятивные террасы 20–60-метрового уровня. В долине р. Тебана скважиной вскрыты галечники и гравийники с линзами песков и супесей, мощность их, по данным бурения, 18 м. СПК из отложений характерны для влажного климата казанцевского межледниковья [62].

На правом борту долины р. Мунугуджак галечники террасы нижней ступени верхнего звена вложены в среднеоплейстоценовые отложения. В палинологических пробах из этих галечников резко доминирует пыльца древесно-кустарниковой группы над кустарниково-травянистой. Больше пыльцы ольховника и кустарниковых берез, меньше – древесной березы, ольхи, ивы. Среди спор больше всего кочедыжниковых папортников, зеленых и сфаговых мхов, что, по Б. В. Белой, в целом свидетельствует о межледниковом характере растительного покрова, скорее всего казанцевского межледниковья [77].

Вторая ступень

Апоньская сейсмотолща (sIII_{2ap}). Отложения апоньской толщи интерпретированы в Гижигинской губе и мористее на акватории Охотского моря на глубинах ниже 100 м. Толща без видимого перерыва залегает на морских слоях левашовской толщи, которая, ввиду отсутствия качественных сейсмоакустических данных, не картируется на площади листа Р-57. Отложения

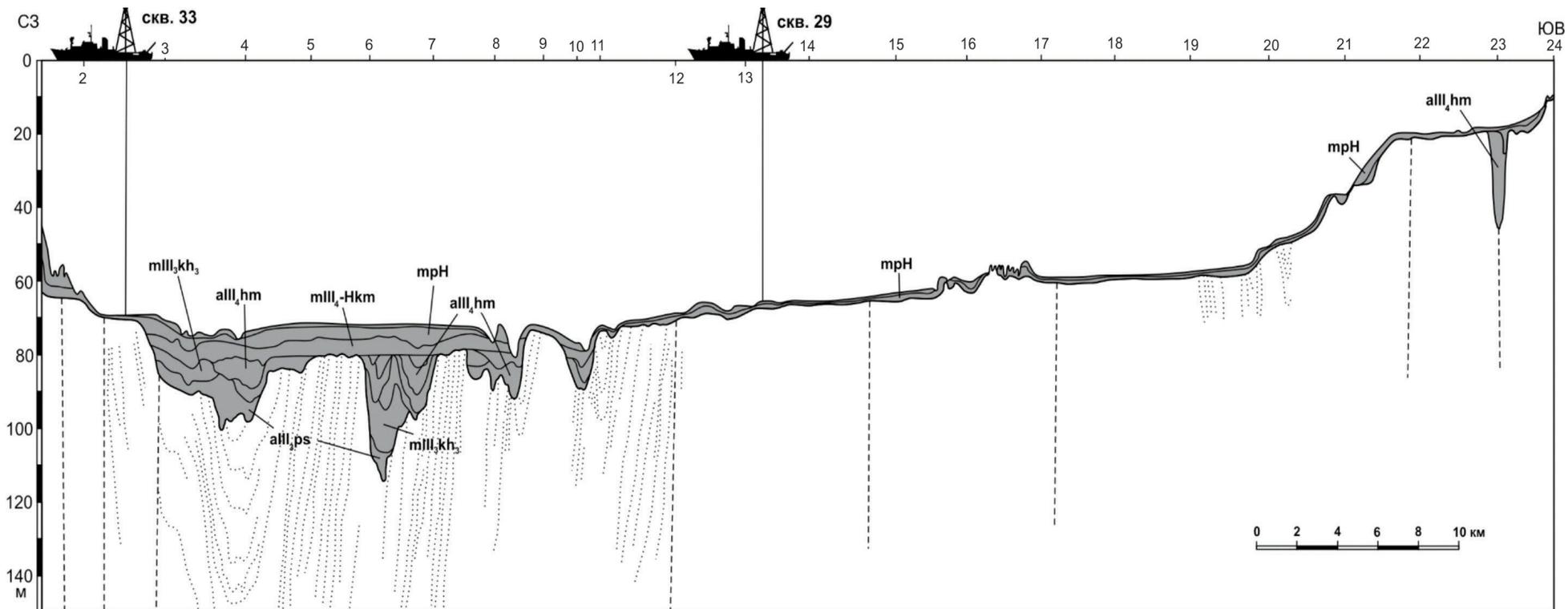


Рис. 8. Геологический разрез по сейсмоакустическому профилю № 6, пересекающему Пенжинскую губу [Астахов и др., 1985ф].

обычно несогласно с размывом перекрываются морскими слоями кихчихской толщи (рис. 8). Сейсмоакустический рисунок апоньской толщи характеризуется параллельной горизонтальной, реже – пологой (около 1°) косой слоистостью, типичной для песчаных отложений подводных морских террас. Сложена морскими песками. Максимальная мощность – 20–30 м, уменьшение мощности вплоть до полного выклинивания происходит в направлении к побережью.

Ледниково-озерные отложения ($lgll_2$), выделенные в сочетании с ледниковыми и гляциофлювиальными отложениями, занимают ограниченную площадь. Участок отложений, выделяющийся в масштабе карты, расположен вблизи северного побережья моря в междуречье Наяхан–Уйкан. Это линзовидно-переслаивающиеся илы, глины и пески с примесью гравия и гальки мощностью 10–12 м.

Ледниковые отложения (gll_2) горно-долинного оледенения позднеплейстоценовой стадии распространены на территории повсеместно, концентрируясь в пониженных участках рельефа. Представлены моренами, залегающими на дочетвертичных образованиях и на размытых осадках первой ступени среднего звена. Морены грубообломочные несортированные, в их составе преобладают валунники, щебни, валунные суглинки, иногда галечники с песком и глиной. Мощность отложений в боковых и донных моренах – 10–30 м.

Гляциофлювиальные отложения ($fill_2$) известны на территории повсеместно, занимают участки, приближенные к впадинам и долинам крупных водотоков. Они примыкают к конечно-моренным грядам и вложены в донные морены, образуют террасы высотой 15–40 м, сложенные неясно-слоистым плотным валунно-галечным материалом с прослоями и линзами песка и гравия, мощность – 15–40 м [137]. С отложениями связаны малые месторождения песчано-гравийного материала.

Аллювиальные отложения (all_2) распространены на западе территории в бассейне рек Сугой и Бол. Авландя, где они слагают эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные террасы 15–40-метрового уровня в перигляциальной зоне позднеплейстоценового оледенения. Сложены они галечниками с песчаным заполнителем, мощность – 2–10 м, но на аккумулятивных террасах последняя может достигать 20 м. С отложениями связаны месторождения строительного песка.

Третья ступень

Нижняя подтолща кихчихской сейсмоторщи (smll_3kh_1) изучена лишь по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования. Она со скрытым несогласием залегаєт на более древних толщах, перекрыта среднекихчихскими отложениями и, на ограниченных участках, осадками большещерецкой толщи. Уровень моря в первую, раннекихчихскую стадию развития трансгрессии доходил до отметки –60 м. Поэтому осадки подтолщи отсутствуют в Гижигинской и Пенжинской губах и распространены в Шелеховском заливе и мористее на акватории Охотского моря. Подтолща, предположительно, сложена песками и алевритами. Мощность ее не пре-

вышает 20 м. Возраст отложений определен условно, на основании положения осадков в стратиграфическом разрезе.

Большерецкая сейсмотолща (${}^{\circ}\text{all}_3\text{br}$) формировалась на отдельных осушенных участках шельфа в кратковременный период обмеления моря, которым закончилась первая стадия (нижняя кихчикская подтолща) трансгрессии и до затопления шельфа водами второй стадии трансгрессии. Толща наиболее широко распространена в прибрежной части шельфа, до изобат -50 м, где выполняет эрозионные врезы, залегает на нижнекихчикской подтолще, срезается образованиями среднекихчикской подтолщи (по латерали частично замещая ее низы). Эти особенности залегания слоев большерецкой толщи хорошо видны на разрезах НСП (рис. 8). Мощность их, по данным НСП, достигает 5–8 м. По аналогии с соседними площадями континентальная большерецкая толща сложена серыми разнородными песками с примесью мелкого хорошоокатанного гравия, содержащими прослой (около 0,2 м) серых тугопластичных песчаных алевритов и плотных темно-серых глинистых алевритов с растительным детритом бурого цвета. Все осадки большерецкой толщи обладают высокой глинистостью (до 30 %) и содержат обильную флору диатомей и достаточно богатые СПК. Экологически смешанный состав диатомовой флоры в алевритовых прослоях толщи указывает на то, что они представлены лагунными, озерно-болотными, аллювиальными и аллювиально-морскими фациями. Климатические условия в период накопления отложений большерецкой толщи были несколько теплее современных, на что указывает состав палинологических спектров, древесное ядро которых представлено различными видами берез при участии ивы, ольховника и редкими хвойными. Изотопный возраст большерецкой толщи по имеющимся радиоуглеродными датировкам находится в интервале 36,8–41,3 тыс. лет [65].

Средняя подтолща кихчикской сейсмотолщи (${}^{\circ}\text{mill}_3\text{kh}_2$) отвечает второй стадии трансгрессии. Она несогласно, с размывом, залегает на всех более древних отложениях и подходит близко к поверхности морского дна в прибрежной зоне шельфа. Перекрыта подтолща осадками верхнекихчикской подтолщи и пестрой толщи. По аналогии с соседними районами [65] подтолща сложена морскими гравийно-галечными отложениями, разнородными песками с примесью (до 10 %) гравия и гальки, а также чистыми песками, мелко- и тонкозернистыми. Мощность отложений, по данным бурения и НСП, колеблется от первых метров до 20–30 м, уменьшаясь в направлении к побережью (рис. 8). Диатомовая флора представлена преимущественно морскими сублиторальными и неритическими видами. Состав комплекса фораминифер указывает на формирование рассматриваемых отложений в условиях относительно теплого морского бассейна, что позволяет, с учетом положения подтолщи в разрезе, отнести время формирования рассматриваемых отложений к термическому оптимуму каргинского межледникова [65].

Пестрая сейсмотолща аллювиальных отложений (${}^{\circ}\text{all}_3\text{ps}$) начала формироваться на локальных кратковременно осушаемых участках морского бассейна среднекихчикского времени и завершила формирование в начале позднекихчикского времени. Толща выделена на побережье и на шельфе, где разделяет среднюю и верхнюю кихчикские подтолщи, частично

замещающая по латерали низы последней, заполняя эрозионные врезы в средней подтолще кихчикской толщи и в более древних образованиях. Мощность ее, по данным НСП и морского бурения, составляет 3–8 м. Толща сложена песками, алевролитами с линзами торфа, галечниками и гравийно-галечными смесями.

Пестрая толща заполняет эрозионные врезы в дочетвертичных образованиях Пенжинской губы. В пределах листа Р-57 пестрая толща не вскрыта, но на смежных территориях она датирована радиоуглеродным методом [65], ее возраст составляет 26,0–33,2 тыс. лет (Пробы Ки-2771, Ки-2773, Ки-2775, Ки-2781, Ки-2782, Ки-2789, Ки-2902, Ки-2904, МГУ-150).

Верхняя подтолща кихчикской сейсмотолщи (${}^s\text{mll}_3\text{kh}_3$) сложена пластами морских разнотекстурированных песков, гравийно-галечными и гравийно-песчаными отложениями. Она сформировалась в условиях развития 3-й, заключительной стадии каргинской трансгрессии. Подтолща залегает на средней кихчикской подтолще и пестрой толще, перекрыта осадками камчатской и мухинской толщ голоцена. Наиболее полные разрезы этой подтолщи мощностью до 10 м распространены в мористой части Охотоморского шельфа. Толща распространена ниже изобат 60–70 м. Состав СПК осадков отражает климатические условия позднекаргинского потепления. Климат был несколько теплее современного. Диатомовая флора и микрофауна свидетельствуют о накоплении осадков в условиях мелководного и сравнительно теплого моря. Возраст отложений по радиоуглеродной датировке морской ракушки, взятой на изобате –87,0 м на соседней площади, составляет $23\,700 \pm 400$ лет [64].

Озерные отложения (lIII_3) выделены по рамке с листом Р-58 на левобережье рек Парень и Колымак в тыловой части морены. Отложения представлены тонкопереслаивающимися песками и галечниками мощностью 15 м [308].

Аллювиальные отложения (all_3) слагают аккумулятивные и цокольные террасы высотой 10–15 м, фрагменты которых сохранились в долинах рек Сугой, Коркодон, Вилига, Хигиндя. В составе отложений преобладают сортированные галечники, переслаивающиеся с песками и иногда с суглинками, мощность 10–35 м.

В палинологических пробах, отобранных из отложений, доминирует пыльца древовидно-кустарниковых растений (60,7 %) с преобладанием ольховника и кустарниковых берез, встречается пыльца кедрового стланика, древесной березы и ольхи. Споровые растения представлены сфагновыми мхами, кочедыжниковыми папоротниками, плаунами. По заключению Л. В. Рязановой и Б. В. Белой, состав СПК отражает растительность, существовавшую в конце каргинского межледникового – начале сартанского похолодания. С отложениями связаны непромышленные месторождения строительного песка.

Четвертая ступень

Хомутинская аллювиальная сейсмотолща (${}^s\text{all}_4\text{hm}$) сформирована во время последнего похолодания позднего неоплейстоцена (морская изотопная стадия (МИС 2)). Толща установлена в прибрежной зоне шельфа,

где залегает на размытой поверхности кихчикской и пестрой толщ и перекрыта мухинской, камчатской толщами и голоценовыми осадками. Мощность толщи достигает 3–7 м. Она имеет, по-видимому, смешанное аллювиальное, водно-ледниковое и ледниково-морское происхождение, сложена галечниками, валунно-галечными и гравийно-галечными смесями с глинистыми прослоями. Грубообломочный состав толщи задокументирован по буровым данным в Шелеховском заливе [305], в Пенжинской губе [298], а также в районе п-ова Тайгонос [271]. По данным диатомового анализа, в хомутинской толще широко представлены аркто-бореальные формы, свидетельствующие о суровом климате. Спорово-пыльцевой анализ свидетельствует о том, что среди ландшафтов побережья господствовала травяно-кустарниковая тундра. Это позволяет предположить, что формирование толщи, с учетом ее стратиграфического положения, происходило в период сартанского ледниковья.

Ледниковые отложения ($glll_4$) фрагментарно распространены по всей территории, приурочены к наиболее возвышенным участкам области позднеоплейстоценового оледенения. Морены долинных ледников перекрывают аллювиальные отложения третьей ступени и морену второй ступени. Слагают боковые и донные морены, конечно-моренные комплексы, хорошо выраженные в рельефе. Представлены угловатыми и слабоокатанными глыбами (размером до 1,5–2 м), валунами, щебнем с галькой и отдельными линзами песков и суглинков, мощность – 10–60 м [75].

Гляциофлювиальные отложения ($fill_4$) слагают существенные по площади участки в бассейнах рек Сугой, Бол. Гарманда, Гижига, Парень, обрамляя конечно-моренные гряды и образуя задровые поля и террасы 5–10-метрового уровня. В составе отложений преобладают галечники с прослоями песчаного и гравийно-песчаного материала. Мощность – 5–15 м.

Аллювиальные отложения ($alll_4$) распространены в долинах рек Сугой и Коркодон и их притоков, а также в бассейне р. Гижига, образуют террасы, иногда с весьма широкими поверхностями преимущественно 8–10-метрового уровня. В бассейне р. Сугой они вложены в аллювий второй ступени и перекрыты современными осадками. Представлены галечниками разной окатанности с прослоями песка и иногда суглинка, мощность – 5–10 м. В СПК отложений террас 6–8-метрового уровня в долинах рек Венера и Лев. Хетагчан преобладает пыльца древесно-кустарниковых пород (до 84 %), затем следует группа спор, менее распространена пыльца недревесной группы. В древесно-кустарниковой группе преобладает пыльца тощей березки и ольховника при незначительном количестве пыльцы кедрового стланика. Среди спор преобладают папоротниковидные, плауновые и плауноквые; недревесная группа представлена пылью злаковых и вересковидных кустарников. Эти СПК, по заключению А. Н. Бычковой, характерны для конца эпохи позднечетвертичного оледенения [121]. С отложениями связаны малые непромышленные месторождения кирпичных глин, а также малые месторождения песчано-гравийного материала.

Нерасчлененные отложения

Аллювиально-морские отложения ($amlll$) составляют сохранившиеся фрагменты аккумулятивных террас высотой 20–60 м на побере-

жье залива Шелихова у устьев р. Вилига и руч. Пропащий (Омсукчанско-Омолонская СФцЗ (1.1), Гижигинско-Тайгоноская СФцЗ (2.1)); выше по течению водотоков они замещаются аллювием. Отложения представлены галечниками с многочисленными линзовидными прослоями (0,1–0,7 м) гравия, песка, ила. Возрастающая к устьям водоток мощность достигает 4–10 м. В отложениях выявлены морские и солоноводные формы диатомовых водорослей. СПК из нижних частей разреза, по данным А. Н. Бычковой и Г. П. Казаковой, формировались в относительно теплый и холодный периоды позднелепистоценового времени [62].

Озерно-аллювиальные отложения (IaIII) распространены на равнине Гижигинской неотектонической впадины (Гижигинско-Тайгоноская СФцЗ (2.1)). Представлены переслаивающимися глинами, суглинками, илами с маломощными прослоями торфа, песка и, реже, галечников. Изученная мощность их – 12 м.

Аллювиальные отложения (aIII). Разрозненные выходы нерасчлененных верхнелепистоценовых отложений выделены в долинах рек Коркодон, Сугой, Парень, а также вблизи северного побережья Охотского моря. Отложения образуют террасоувалы высотой 10–20 м. Сложены галечниками, песками, иногда гравийниками мощностью до 10 м. Возраст принят на основании близкого геоморфологического положения с террасами разных ступеней верхнего неоплейстоцена.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН

Верхнелепистоценовые–голоценовые осадки представлены озерными, аллювиально-пролювиальными, пролювиальными отложениями и широким спектром разнообразных водораздельных, склоновых и присклоновых отложений, распространены в той или иной мере повсеместно по территории листа. В акватории распространены морские отложения.

К нерасчлененным верхнелепистоценовым–голоценовым относятся также водораздельные, склоновые и долинные отложения, сформированные в результате физического выветривания, гравитационного, солифлюкционного и водного переотложения. Поверхностные горизонты этих отложений, безусловно, относятся к голоцену, поскольку их формирование продолжается и в настоящее время. Нижняя часть отложений, где накопление преобладает над процессами удаления материала, совпадает, особенно в верховьях водотоков, с уровнями верхнелепистоценовых террас, что позволяет хронологически сопоставить начало их формирования с аллювиальными верхнелепистоценовыми отложениями [15]. Аллювиальные, пролювиальные и пролювиальные отложения слагают слившиеся конусы выноса и шлейфы у подножия возвышенностей в разных частях территории. Широкий комплекс склоновых и присклоновых отложений в общем случае представляет закономерный латеральный ряд элювиальных, делювиальных и коллювиальных образований, часто с промежуточными и переходными членами этого ряда.

Морские отложения камчатской сейсмотолщи (^smIII₄–Hkm) сформированы на начальной стадии развития послеледниковой трансгрессии, при подъеме уровня Охотского моря от гипсометрических отметок –100 м, на

которых оно временно стабилизировалось перед началом трансгрессии, до отметок –30 м, которых море достигло в конце раннего голоцена. Толща выделена на прибрежном шельфе, занимая всю площадь между изобатами –100 и –40 м; с размывом залегает на верхнекичичских слоях и перекрывается морскими голоценовыми осадками. Камчатская толща сложена средне- и мелкозернистыми песками с примесью гравия, гальки и ракушечного детрита, а также гравийно-галечными и гравийно-песчаными смесями. Мощность толщи – 3–5 м. Палинологические спектры свидетельствуют о довольно холодных, суровых климатических условиях. В комплексах диатомей доминируют морские сублиторальные и неритические виды. Характерно высокое (до 50 %) содержание переотложенных древних форм, что говорит об интенсивной абразионной переработке подстилающих отложений в процессе морской трансгрессии. Возраст камчатской толщи, по радиоуглеродному анализу ракуши из ее основания, не древнее 12 860 лет [65]. Радиоуглеродный анализ ракуши из пляжевых отложений древней береговой линии –55–57 м, расположенной на траверзе мыса Теланского в Гижигинской губе, дал абсолютный возраст 9900 ± 280 лет [278], что соответствует раннему голоцену.

Морские (mlll-H) отложения прослеживаются в полосе шириной около 30 м вдоль побережья у западной рамки листа. Представлены гравийно-галечными с валунами, песчано-гравийными и илистыми осадками. Мощность – 1–5 м.

Озерные отложения (lll-H) слагают понижения (котловины, фрагменты отмерших долин водотоков) на равнине Гижигинской впадины (Гижигинско-Тайгоноская СФцЗ (2.1)). Это иловато-глинистые и песчано-суглинистые донные осадки с прослоями (до 1 м) торфа, среди илов отмечены редкие прослой (2–3 см) вулканического пепла. Наблюдаемая в бассейнах рек Чёрная и Вархалам мощность отложений достигает 11–17 м. По результатам радиоуглеродного анализа возраст нижних слоев донных озерных отложений – 8,5 и 12,5 тыс. лет [62]. С отложениями связаны проявления торфа.

Аллювиальные и пролювиальные (a,plll-H) отложения образуют протяженные шлейфы вдоль долин крупных водотоков, где наряду с временными потоками действуют и потоки постоянных русел рек. Отложения представлены галечно-щебнистым материалом с дресвой, песками и супесями. Мощность – 5–15 м.

Пролувиальные (plll-H) отложения слагают небольшие шлейфы у подножия крутых склонов и в верховьях рек в виде обвальных и осыпных скоплений, где временные водотоки формируют конусы выноса. Обычно это несортированные плохоокатанные галечники с включениями щебня и дресвы, щебнисто-суглинистые образования с невыдержанными прослоями песка и супеси. Мощность – 2–20 м.

Десерпционные и солифлюкционные (dr,slll-H) отложения покрывают 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, отложения образуют шлейфы, валы параллельно простиранию склонов. Мощность отложений – до 10 м.

Делювиальные и пролювиальные (d,plll-H) отложения распространены в верховьях рек Сугой, Чёрная. Они образуют шлейфы у подножий крутых склонов, включающих конусы выноса в устьевых частях временных водотоков. Сложены несортированным материалом, состоящим из неокатанных глыб, щебня, суглинка и супеси. Мощность – 10–20 м.

Делювиальные и солифлюкционные (d,slll-H) отложения развиты повсеместно. Они перекрывают пологие склоны речных долин, плоские водоразделы, распространены вдоль подножий склонов. В их формировании значительную роль играют мерзлотные процессы. Для склонов характерны хорошо выраженные делли. Представлены дресвяно-щебнистым материалом с супесчаным и суглинистым заполнением, смещаемые по склону, мощность не превышает 10 м.

Коллювиальные и десерпционные (c,drlll-H) отложения представлены щебнисто-глыбовыми и глыбово-щебнистыми образованиями. Парагенезис этих генетических типов развит на крутых и средней крутизны склонах. Состоит из пород, которые обнажаются на склонах гор и водоразделах, выше коллювиального шлейфа или покрова. Вниз по склону происходит гравитационная сортировка отложений и увеличение мощности отложений. Мощность достигает 10 м.

Элювиальные и солифлюкционные (e,slll-H) отложения картируются совместно там, где небольшие по площади уплощенные водоразделы, перекрытые элювием, переходят в пологие склоны. Представлены щебнисто-глыбовыми отложениями с суглинистым заполнителем на водоразделах и супесчано-суглинистыми отложениями с включением дресвяно-щебнистого материала на склонах. Мощность – до 10 м.

Элювиальные и десерпционные (e,drlll-H) отложения приурочены к плоским и выровненным поверхностям водоразделов, иногда обрамляют выходы скальных дочетвертичных пород. Представлены щебнистым материалом с дресвой, глыбниками мощностью 2–5 м.

ГОЛОЦЕН

Отложения голоцена широко развиты на территории листа, они представлены аллювиальными отложениями в континентальной части и морскими осадками Охотоморского бассейна.

Поверхность дна акватории залива Шелихова и Пенжинской губы слагают голоценовые отложения, подразделяющиеся на морские ундувиальные, перлювиальные, декливиальные, флювиальные, а также на морские перлювиальные и флювиальные, в дельтах крупных водотоков выделяются аллювиально-морские.

На карте четвертичных отложений отображено площадное распределение фаций среднего–позднего голоцена. Ограниченность фактического материала и активный гидродинамический режим позволяют показать границы между генетическими типами голоценовых осадков только как предполагаемые. Не исключено, что на отдельных участках в результате размыва обнажаются более древние отложения.

Морской перлювий и флювиал, приливные фации (mp, mf_p, H) развиты на поверхности слабовсхолмленной морской равнины у побережья п-ова Тайгонос. По данным поискового бурения [271], осадки представлены галечниками, гравийниками, песками и алевритами. Мощность – до 3 м.

Морской флювиал, приливные фации (mf_p, H) широко развиты в западной части картируемой площади. Флювиал, по данным донного пробоотбора [305], представлен песками, гравийниками, алевритами мощностью до 3(?) м.

Морской декливиий, оползневые фации (md_{op}, H) приурочены к подводным склонам п-ова Тайгонос, Гижигинской и Пенжинской губ, а также опоясывают северо-западную часть акватории. Участки декливиия в этой полосе перемежаются с участками выходов на морское дно коренных пород. Декливиий, предположительно, представлен песками, супесями и глинами. Мощность – до 2(?) м.

Перлювиальные отложения (mp, H), слагающие полосу на юго-восточном подводном склоне Пенжинской губы на глубинах 40–60 м, представляют собой реликты промытых течениями отложений. По данным донного опробования, это псефитовый материал – крупный галечник мощностью до 2(?) м. Участки перлювия в этой полосе перемежаются с участками ундалювия, который занимает меньшие площади.

Морской ундалювий пляжевых и прибрежных фаций (mv_{pl+pr}, H) сложен галечниками, гравийниками, песчано-гравийной смесью, песчаными алевритами. У камчатских берегов ундалювий распространен в пределах прибрежной полосы равнинной поверхности дна от береговой линии примерно до изобаты 50 м. Такие же голоценовые отложения развиты на акватории Гижигинской губы и залива Шелехова в прибрежной полосе до изобаты 100–110 м. Мощность, предположительно, достигает 5 м. С прибрежным ундалювием, распространенным вдоль Камчатских берегов на сопредельной территории, связана россыпная золотоносность и россыпи камне-самоцветного сырья.

Аллювиально-морские отложения (дельтовые фации) подводных частей дельт (am_d, H) закартированы по данным донного пробоотбора и космическим снимкам у устьев рек Кэнгевзем, Наяхан, Ява-ям, Граманда и Гижига. По данным донного пробоотбора, отложения представлены песками с прослоями алевритов и (реже) галечников. Мощность – до 5 м.

Аллювиальные отложения (a, H). Голоценовые отложения на суше в основном выполняют днища долин и представлены русловым и пойменным аллювием водотоков большей части территории. Русловой аллювий представлен галечниками с линзами гравия и песка, гравийниками; в верховьях водотоков материал плохо окатан и несортирован, в нижних течениях рек лучше сортирован, отличается большим количеством песчаной фракции. Пойменный аллювий слагает низкие поймы, перекрывает русловой аллювий, выстилая днища долин; как правило, это пески алевритистые с прослоями гравия и суглинков, реже супеси. Мощность – 8–10 м. Радиоуглеродные датировки аллювия низких надпойменных террас западнее территории листа

определяют возраст отложений в пределах 760–8450 лет. Многочисленные палинологические пробы характеризуют современную растительность.

Во многих частях территории голоценовые отложения золотоносны, в пределах рудных районов и узлов к нижним горизонтам аллювия присутствуют россыпи золота и россыпепроявления серебра.

Техногенные образования, из-за малой мощности не отображенные в данном масштабе карты, присутствуют в долинах водотоков на правобережье р. Омолон. Представлены насыпными гале-эфельными отвалами, где распространены глыбники со щебнем и галькой, местами с песчаным заполнением, и галечники. В хвостохранилищах на месторождении Кубака в заилованных отстойниках преобладают галечно-гравийные пески и супеси.

ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ АКВАТОРИИ

Современные донные отложения акватории листа Р-57 изучены грунтовым опробованием в малой степени и недостаточно равномерно. Пробоотбор в процессе работ по листу не проводился, пробел в изучении литологии в некоторой степени устранен привлечением данных, полученных в рейсе Комплексной морской экспедиции ДВГИ ДВНЦ АН СССР на э/с «Геофизик» (1973 г.), данных по рейсам НИС «Первенец» (1980 г.) [305], НИС «Гранат» (1983 г.) [298] и НИС «Профессор Богоров» (1984 г.) [266], а также материалов геолого-геофизических работ ПГО «Приморгеология» у побережья п-ова Тайгонос [271] и данных морских карт. В дополнение использованы опубликованные картографические обобщения [62, 90, 148, 264, 267, 304].

Климатический режим и гидрологические характеристики

По своему расположению Охотское море входит в зону муссонного относительно холодного климата умеренных широт. Главный источник холода для Охотского моря находится на западе, а не на севере, при этом сравнительно высокие хребты Камчатки затрудняют проникновение теплого тихоокеанского воздуха. Ветровой режим влияет на характер ледовитости, направление дрейфа льда и величину волнового воздействия, также сказывается на изменчивости поверхностных течений и конвекции вод. Кроме того, в характеризуемом районе отмечаются и специфические стоковые бури – фен и бора, вносящие свой вклад в эоловый снос терригенного материала с суши [128, 171]. Сухой и холодный зимний азиатский муссон значительно выхолаживает северные районы моря. В январе средняя температура воздуха опускается до -20 – 25 °С. Летний прогрев невелик, средняя месячная температура воздуха в августе составляет 10 – 12 °С [70].

Относительно холодный климат определяет невысокий терригенный снос и формирование ледового покрова, который является важным фактором в поступлении и перераспределении осадочного материала в бассейне седиментации. Общая продолжительность ледового периода в заливе Шелихова составляет 260 дней (в суровые годы до 290 дней). [24, 70]. Льды в акватории залива местного образования; неподвижные льды (припай) образуются толь-

ко в некоторых бухтах, для остальной акватории характерны дрейфующие льды, составляющие преимущественно не сплошные ледяные поля, поскольку значительные приливные колебания уровня моря и сильные приливные течения препятствуют образованию сплоченного ледяного покрова. В январе и феврале дрейфующий лед достигает большой сплоченности и под влиянием течений и ветров подвергается сильному сжатию и торошению. Генеральная схема дрейфа льда представляет собой циклонический круговорот, который в общих чертах соответствует схеме постоянных течений [24]. В этих направлениях происходит и перенос льдами терригенного материала разной крупности.

Характерные черты системы неперIODических течений формируются под влиянием ветров и, в большей степени, притока вод северной ветви Западно-Камчатского течения. Основная из них – циклоническая петля течений, называемая Пенжинской, но охватывающая практически всю Гижигинскую губу и прилегающие области залива Шелихова. Вместе с тем, довольно четко выделяется узкая полоса более сильных прибрежных течений, которые, продолжая друг друга, как бы обходят береговую линию моря против часовой стрелки, начиная с южного берега Пенжинской губы. На участках приасового побережья и в крупных бухтах и заливах отдельные ответвления течений образуют мелкие циклонические и антициклонические системы [11]. Скорость постоянных течений в открытых частях залива Шелихова не превышает 1 м/с, понижаясь к центру циклонического завихрения до скромных величин в 0,1–0,2 м/с. Прибрежные течения обладают скоростями до 0,3–0,4 м/с [70, 128]. Векторы горизонтальной циркуляции водных масс на литологической карте приводятся по литературным данным [9, 148, 271, 317, 324].

Суммарные течения в рамках листа складываются из постоянных и периодических (приливных), причем последние наиболее проявлены в прибрежных районах, узкостях и проливах. Здесь наблюдаются их различные виды: полусуточные, суточные и смешанные с преобладанием суточной или полусуточной составляющих. Скорости приливных течений различны: от нескольких сантиметров до 4 м/с [70]. Исключительно сильные приливо-отливные течения приводят к интенсивному перемещению донного материала. Вся акватория листа входит в область наибольших приливных колебаний уровня моря, которые здесь повсеместно превышают 5 м [148]. А отличительной особенностью Пенжинской губы является величина суточных приливов (8,3 м), наибольшая для Мирового океана, максимальная амплитуда прилива (12,9 м) – наивысшая для российских морей. То есть в зоне механического воздействия волн регулярно оказываются заметные объемы пород, слагающих берега.

Скорость приливных течений на входе в Пенжинский залив достигает 1,5–2,0 м/с [173]. При таких скоростях отмечается перенос гравийно-галечных частиц размером до 30 мм. Являясь переменными по направлению и величине, приливо-отливные течения не производят переноса водных масс, но на многих участках оказывают определяющее влияние на характер литодинамических процессов и распределение осадков, вынося тонкообломочный, а иногда и песчаный материал с мелководья на более глубоководные участки дна [11].

Волнение в Охотском море достигает огромной силы, особенно в периоды осенне-зимних штормов [17]. На этот сезон приходится 55–70 % штормового волнения, в т. ч. с высотами волн 4–6 м и до 11 м. Средняя повторяемость штормового волнения равна 25 % [70]. Воздействие штормового волнения на дно может достигать глубин более 50 м, хотя, разумеется, наибольшие преобразования дна происходят в непосредственной близости от берега, на глубинах 8–10 м, вследствие переформирования подводного берегового склона, а также на глубинах 20–40 м вследствие перемещения активных донных форм [9].

Таким образом, гидродинамические характеристики вод и направления перемещений современных осадков в этой части Охотского моря определяются в большей степени приливно-отливными течениями и волнением, в меньшей – постоянными течениями и ледовым разносом. Влияние гравитационного фактора в пределах акватории листа весьма незначительно.

Основные факторы седиментогенеза

Питание акватории терригенным материалом идет за счет разрушения берегов материка, размыва отдельных участков дна на мелководье, речных выносов, а также поступления взвешенного вещества с течениями и эолового сноса.

Береговая линия акватории листа имеет сложные очертания. Изгибы ее, связанные с выступами крупных мысов и полуостровов, образуют губы и заливы разной степени открытости. Неодинаковые по внешним формам и строению берега принадлежат к различным геоморфологическим типам, однако и рiasовые берега, и илисто-песчаные берега с приливными осушками, и выравнивающиеся абразионно-бухтовые могут быть в общем описаны как измененные морем берега абразионных и абразионно-аккумулятивных типов [70, 148]. Продуктами абразии являются обломки пород самой различной крупности, начиная от глыб и валунов и вплоть до тонкозернистого материала. Важным агентом аккумуляции в прибрежной части акватории является механическая абразия берегов, открытых для волнения, сопровождающаяся обрушением или сползанием верхней части берегового склона под воздействием силы тяжести после разрушения его нижней части собственно механической абразией.

В привносимом реками материале преобладают мелкообломочные фракции, но наблюдается постепенное снижение крупности обломочного материала по удалению от устьев рек. Однако в период весенних паводков и вызванных летними ливнями наводнений может сильно увеличиваться роль крупнообломочного материала. На рассматриваемой территории большое значение в поставке осадочного материала в море имеют реки Пенжина, Гижига, Бол. Гарманда, Наяхан и Вилига. Однако объем их твердого стока составляет лишь 0,6–1,5 млн т/год, в то время как расчетный абразионный береговой снос в районе Гижигинской губы достигает величины в 1,4 млн т/год [200]. То есть, широкое проявление в береговой зоне абразии и размыва берегов определило значительный объем поставляемого в акваторию материала, который сопоставим с твердым стоком рек. Многие из рек впадают не непо-

средственно в море, а в небольшие бухты и лагуны, которые улавливают значительную часть твердого материала, особенно гальку, гравий и песчаные частицы [17].

Предположительно, меньшее значение в терригенном сносе имеют абразионно-эрозионные процессы на поверхности морского дна. Размыв осадков и слабоконсолидированных пород приливными и постоянными течениями проявляется на рассматриваемой части акватории до глубин в несколько метров [304]. Однако, поскольку предел воздействия шторма на волны оценивается в 50, а то и в 70 м, от четверти до трети площади акватории листа может при определенных условиях считаться зоной волновой абразии дна. И все же общая доля процессов субаквальной дезинтеграции вряд ли значительна.

Пока не поддается количественной оценке ход процессов ледовой абразии, вовлекающей разнообразный материал с пляжа и береговых уступов. Льды захватывают в прибрежной зоне грубообломочный и более мелкий терригенный материал как при своем образовании, так и при многократных взламываниях и передвижках над мелководьями. В районе с продолжительным ледовым периодом процессы вмержания в лед терригенного материала должны протекать достаточно интенсивно. Затем, при возникновении сезонной трещиноватости и при весенне-летнем таянии льдов эти частицы падают на дно, обогащая собой осадки самого различного гранулометрического состава. Особенно ледовый разнос характерен для Пенжинской губы, в которой за счет интенсивных приливно-отливных и прибрежных течений происходит постоянный дрейф ледовых масс.

Вклад эолового сноса, вероятно, можно считать незначительным. Терригенный материал поступает со стороны суши в виде пыли от развеивания песчаных береговых, валов и пляжей, но малоразвитость таких форм на побережье и длительность сохранения ледового покрова предполагают, что эта статья баланса вещества данной акватории является только добавочной.

Процессы осадкообразования зависят от множества факторов, количественный учет которых возможен лишь при целенаправленных исследованиях. До их проведения можно сказать лишь, что наиболее существенными источниками поставки осадкообразующего материала в рассматриваемом районе служат аллювиальный вынос, абразия берегов и эрозия дна. Влияние материкового стока, слагающегося из твердой фазы речного стока, сноса из активных клифов и уступов, размыва первично-аккумулятивных форм и эолового сноса, наиболее ощутимо весной и в начале лета, главным образом в прибрежной зоне [200].

Поступление, распределение и перераспределение обломочного материала в море регулируется волновыми процессами и сложной системой периодических, сезонных и постоянных течений. Часть материала, как уже указывалось, переносится дрейфующими льдами.

Гранулометрический состав

Следует отметить, что, в силу своеобразия исходных материалов, выделение гранулометрических типов осадков по классификационному тетраэдру ВНИИОкеангеологии оказалось невозможным, хотя и было сохранено разде-

ление на чистые осадки, осадки переходного и смешанного типов. Масштаб карты и недостаток фактического материала на данной акватории позволяет составить в значительной мере генерализованную литологическую схему, отражающую основные закономерности изменения гранулометрического состава осадков.

К общей особенности побережья на всей территории следует отнести повсеместное залегание под маломощным чехлом рыхлых отложений полускальных дочетвертичных пород или гравийно-галечных отложений, представляющих собой отложения древних береговых линий [12, 90].

На отдельных участках, преимущественно в Пенжинской губе, где высокая амплитуда приливов создает весьма специфичные условия седиментации, маломощные рыхлые современные осадки образуют тонкий разорванный покров на скальных и полускальных дочетвертичных образованиях: волно-приливные и ледово-морские отложения [11, 90]. Наличие весьма сильной горизонтальной и вертикальной циркуляции вод создает участки современного нестабильного осадконакопления с грунтами переменного состава с преобладанием песчаных и алевритовых фракций. Однако присутствие в осадке битой ракушки [Морские карты Гидрографической службы] подтверждает существование современного покрова, несмотря на значительную абразию бенча. Абразионно-денудационные и тектонически расчлененные берега губы [148] широко открыты для воздействия волн и интенсивных приливных колебаний уровня моря, которые здесь являются основным берегоформирующим фактором. В Пенжинской губе также активно проявляются процессы ледовой абразии и основная часть терригенного материала при этом выпадает непосредственно вблизи побережий [317]. Так что, хотя чрезвычайная подвижность водных масс увеличивает мобильность грунтов, участки обнаженного дна с выходами дочетвертичных пород, совсем лишенные покрова современных осадков, невелики по размерам и, кроме того, не поддаются четкому картированию в силу перманентного их смещения в зависимости от суммарного вектора движения вдольбереговых и приливо-отливных течений, к которым примешиваются волновой фактор летом и влияние многократных взламываний и передвижек льдов над мелководьями зимой.

Наиболее грубые осадки представлены галькой, содержание которой в отдельных пробах достигает 93–98 %. На большей части акватории преобладают мелкообломочные фракции: алевритовые и песчаные, что связано со скоростью течений, затрудняющих отложение частиц меньшего диаметра. В областях преимущественной и устойчивой аккумуляции эти осадки имеют площадное распространение. Окраска илистых осадков во влажном состоянии зеленовато-серая; местами встречаются черные включения гидротроилита [37]. На мелководье, в областях с высокой подвижностью придонных вод развиваются и более грубозернистые осадки гравийно-галечного состава или песчаные и алевритовые миктиты с заметной примесью псефитов. В одних случаях это связано с обогащением осадка материалом абразивного сноса (отличающегося от аллювиального большей крупностью), в других с палимпсестовостью отложений. Развитие песчаных и алеврито-песчаных миктитов с заметным содержанием псефитов характерно для Пенжинской губы, но встречаются они также и вдоль северного побережья Гижигинской губы, где

наличие угловатых обломков (щебня и дресвы) указывает на особенности ледового разноса. Вдоль побережья п-ова Тайгонос локально распространены мелкозернистые пески. А в зоне спокойно-застойной динамики водной среды северной части циклонического завихрения Пенжинского течения, предположительно, формируются наиболее тонкие из осадков акватории – пелитовые алевроиты. В рассеянном виде гравий и галька присутствуют повсюду во всех мелкозернистых осадках, являясь продуктом ледового разноса [317].

Отложения прибрежной зоны, а порой и расположенные на значительном удалении от берега, независимо от размерности, зачастую содержат битую ракушу. На участках с повышенными скоростями приливных течений часто встречаются в виде небольших пятен смешанные галечно-гравийно-ракушняковые и песчано-ракушняковые отложения. Они характеризуются плохой сортированностью. Ракуша представлена в основном обломками раковин двустворчатых моллюсков, а иногда баянусов. Количественное соотношение между терригенным и органогенным материалом бывает различное [17, 304].

На представленной литологической карте отчетливо виден ряд особенностей современного седиментогенеза на рассматриваемой акватории. В частности, отсутствие корреляции между типами осадка и глубиной или удаленностью от берега, а также формами подводного рельефа. Отсутствует закономерность формирования отложений, обусловленная механической дифференциацией осадочного материала и батиметрической зональностью. Алевроитовые пески присутствуют как на прибрежном мелководье, так и на участке максимальных (для листа) глубин, превышающих 200 м, литологические границы часто пересекают изобаты. Так что определяющим фактором формирования гранулометрических спектров современных донных осадков листа Р-57 является гидродинамика, отвечающая и за мобилизацию, и за латеральный перенос материала. Если перенос в сторону глубоководья происходит необратимо, то плохосортированная смесь материала речного стока и береговой абразии, дополненная материалом донного размыва, многократно перемещается как вдоль берега, так и перпендикулярно ему. Эти осадки полигенетичны и активно перемешиваются сильными приливо-отливными течениями.

Осадки на глубинах до 50–80 м характеризуются резкими переходами, без выраженной постепенной смены одних типов другими. Среди них преобладают плохо сортированные разности [173], которые развиваются неправильными пятнами в условиях поступления полигенетического материала и специфики гидрологического режима. На примере детально изученной полосы осадков вдоль п-ова Тайгонос можно видеть, что на участках со сложным рельефом и конфигурацией береговой линии распределение донных отложений приобретает очень сложный, местами хаотический рисунок.

В итоге можно сказать, что многообразие факторов осадкообразования и сложность их сочетания приводят к формированию разных типов донных осадков от галечниковых отложений до миктитов. Благодаря активной гидродинамике придонных вод, терригенный материал обычно осаждается не вблизи источников (устья рек, абразионные уступы), а перемещается в конечном итоге на участки с малой подвижностью вод: морфологические ловушки или удаленные от берега зоны низких скоростей постоянных течений.

Органическое вещество в современных осадках представлено створками и обломками раковин моллюсков, диатомовыми водорослями, спорами и пылью наземных растений, клетками бактерий, остатками тел морских животных и растений. Проведенные исследования подтвердили естественную зависимость содержания $C_{орг}$ от гранулометрического состава [37]. Содержание $C_{орг}$ в Гижигинской губе превышает 2 % от воздушно-сухого веса остатка [317].

Вещественно-генетические типы донных осадков

Изучение состава осадков всех размерностей выявило отсутствие значительных количеств примеси биогенного, железистого, марганцовистого материала.

Отсутствие карбонатных осадков при заметном количестве битой ракушки в прибрежье объясняется высоким уровнем карбонатной компенсации в данном бассейне, что приводит к низким концентрациям биогенного карбоната кальция в осадках [279]. А низкие температуры придонных вод определяют почти полное отсутствие в осадках и хемогенного карбоната кальция [200].

Количество аутигенного кремнезема возрастает по мере уменьшения дисперсности осадка, и пелитовые алевролиты в центре Гижигинской губы, где происходит накопление скелетов диатомовых, обладают более высоким содержанием SiO_2 , чем более грубые отложения более южных районов, но все же недостаточным для отнесения осадка к слабокремнистым [12, 37].

Таким образом, основным компонентом на акватории листа является терригенный материал, формирующий донные отложения в обстановке высокой гидродинамической активности среды. В прибрежной зоне наибольшее распространение получают осадки, выработанные под воздействием регулярного и штормового волнения, а также приливных потоков: волно-потоковые, волно-приливные и волновые. Мористее залегают преимущественно аккумулятивные современные осадки: течениевые и гравитационные (застойных вод) [11, 90, 264]. Можно констатировать, что изучаемый осадочный комплекс по происхождению осадочного материала является почти исключительно терригенным, а по способу поступления и осадения его – преимущественно гидрогенным.

Особенности распространения как рассеянного, так и сгруженного галечно-гравийного материала ясно свидетельствуют о том, что основным источником его поступления в осадки открытого моря является разнос дрейфующими льдами. Материал ледового разноса, попадающий в осадки на шельфе в районах с повышенной подвижностью придонных вод, в конечном итоге концентрируется в основании слоя активных наносов, формируя осадок, содержащий гравий, гальку и битую ракушу. Необходимым условием для формирования отложений подобного типа предполагается совместное проявление ледового разноса и приливных явлений. Грубообломочный материал ледового разноса концентрируется обычно в осадках смешанного гранулометрического состава, где наряду с галькой присутствует материал песчаной, алевролитовой и пелитовой размерности. Эти осадки отличаются очень плохой сортированностью [273]. При вынесении на

кату зоны распространения маломощных поверхностных псефитов были использованы литературные данные [11, 62, 90, 273], а также данные с морских карт.

Характерно, что окатанность и размерность обломочного материала, поступающего ныне в осадки акватории, не всегда полностью отражают современную гидродинамическую обстановку и часто являются гетерогенными [173]. Эти отложения, не соответствующие закономерностям распределения современных осадков, вероятно, могут считаться реликтовыми, т. е. образовавшимися при иной активности придонных вод. Из-за недостаточной обеспеченности аналитическими данными оценка реликтовости осадочного материала на поверхности дна может быть только предварительной, поэтому пока мы предпочитаем использовать термин «палимпсестово-терригенные», описывая им частично переработанные реликтовые, слабозаиленные осадки. С учетом специфики процессов поставки вещества и гидродинамики бассейна, влияющей на процессы его распределения, естественно предполагать развитие палимпсестовых отложений трех типов: 1) возникших в результате перемива береговых аккумулятивных форм на глубинах в десятки метров, 2) гидрогенно-динамических (штормовых) осадков и 3) отложений транзитной зоны, где волнения открытого моря, постоянные и периодические течения способствуют донному перемиву. Наличие аседиментогенной зоны, в которой могли бы развиваться строго реликтовые отложения без малейшей примеси современного вещества, спорно, несмотря на несомненную повышенную подвижность придонных вод. В аседиментационных обстановках реликтовые отложения обычно предохраняются от размыва маломощным остаточным и ледово-остаточным горизонтом, который удерживается покровом бентосных прикрепляющихся организмов [11].

Развитие палимпсестово-терригенных отложений, возникающих в результате перемива плейстоценовых отложений, отмечается широкой полосой вдоль южного побережья на входе в Пенжинскую губу, а также вдоль северного побережья Гижигинской губы [62, 90, 274]. Отложения представлены материалом различной крупности: от гравийно-галечного до мелкопесчаного. Грубообломочные осадки, которые, вероятно, являются собственно реликтовыми, выходят из-под чехла подвижных наносов в виде неправильных пятен и полос внутри зоны распространения палимпсестово-терригенных отложений. Они отличаются сглаженной поверхностью обломков и слабым до нулевого обрастанием [11].

Пути поступления материала в акваторию и условия осадконакопления в пределах площади листа весьма многообразны, что находит отражение в формировании разных типов донных отложений. По вещественно-генетическому составу осадки подразделяются на терригенные и палимпсестово-терригенные, более сложным является вопрос об отнесении маломощных поверхностных псефитов к строго ледовому или ледово-морскому генетическому типу.

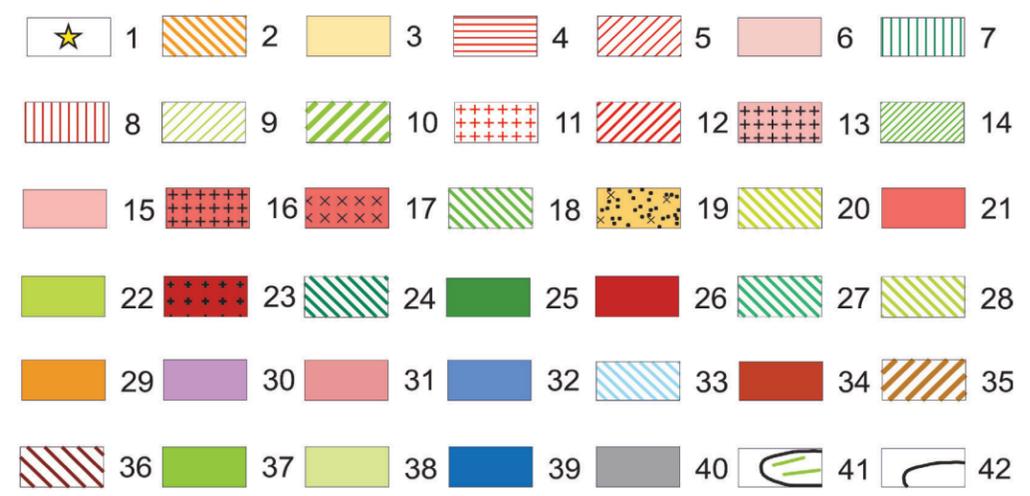
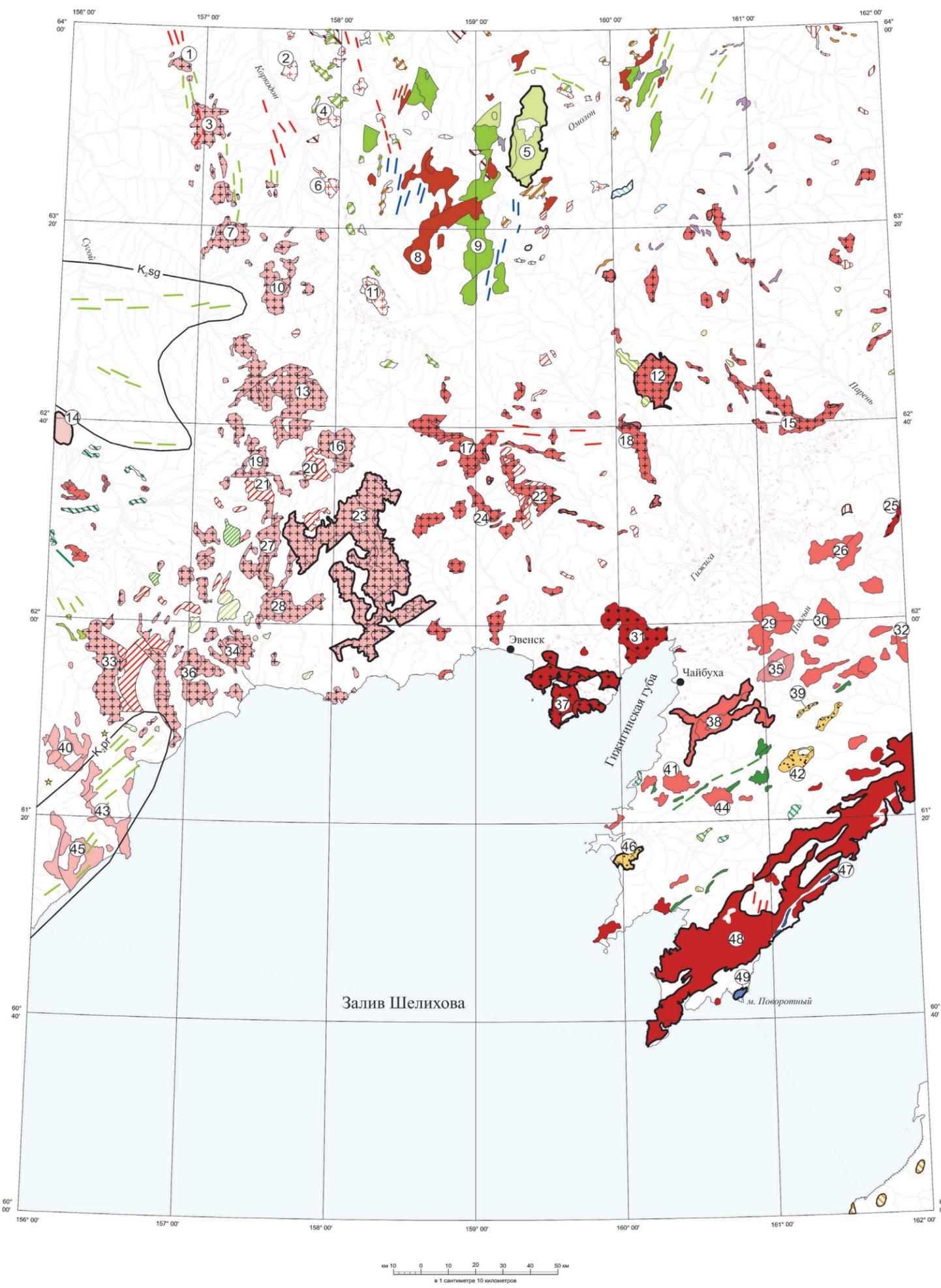


Рис. 9. Схема размещения магматических комплексов на листе Р-57.

1 – аликский вулканический комплекс нефеленит-тефритовый (N₁); 2 – кинкильский вулканический комплекс андезит-базальтовый (P₂₋₃); 3 – кытыймский вулканический комплекс базальтовый (P₁); 4 – леводьякчанский вулканический комплекс риолитовый (K₂); 5 – хайчанский вулканический комплекс риодацитовый (K₂); 6 – омсукчанский плутонический комплекс лейкогранитовый (K₂); 7 – туромчинский вулканический комплекс андезит-базальтовый (K₂); 8 – снежинский вулканический комплекс дацит-риолитовый (K₂); 9 – хигиндинский вулканический комплекс андезит-риолитовый (K₂); 10 – конгинский вулканический комплекс андезит-риолитовый (K₂); 11 – викторинский гипабиссальный малых интрузий комплекс габбро-диорит-гранитовый (K₂); 12 – наяханский вулканический комплекс риолитовый (K₂); 13 – наяханский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый (K₂); 14 – таватумский вулканический комплекс дацит-базальтовый (K₂); 15 – светлинский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый (K₂); 16 – ахавеемский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый (K₂); 17 – быстринский плутонический комплекс диорит-гранодиоритовый (K₁₋₂); 18 – чайваеэмский вулканический комплекс базальт-андезитбазальтовый (K₁₋₂); 19 – центрально-тайгоносский гипабиссальный малых интрузий комплекс монцит-граносиенитовый (K₁); 20 – рябинкинский вулканический комплекс андезитовый (K₁); 21 – северо-тайгоносский плутонический комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый (K₁₋₂); 22 – мандычанский гипабиссальный малых интрузий комплекс эссексит-габбровый (K₁); 23 – приохотский плутонический комплекс габбродиорит-гранодиорит-гранитовый (K₁); 24 – аскольдинский вулканический комплекс риолитовый (K₁); 25 – вануоноваэмский гипабиссальный малых интрузий комплекс диорит-габбровый (K₁); 26 – восточно-тайгоносский плутонический комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый (K₁); 27 – явоямский вулканический комплекс дацит-базальтовый (K₁); 28 – вавачунский вулканический комплекс андезит-риолитовый (K₁); 29 – бебеканский гипабиссальный малых интрузий комплекс щелочносиенит-бостонитовый (K₁); 30 – оломонский гипабиссальный малых интрузий комплекс эссексит-тешенитовый (J₁); 31 – тихореченский плутонический комплекс двуслюдяных гранитов (K₂?); 32 – шельнинский плутонический комплекс гарцбургит-лерцолитовый (J₁?); 33 – тумминский вулканический комплекс трахибазальтовый (J₁); 34 – булунский гипабиссальный малых интрузий комплекс гранодиорит-порфиров – граносиенит-порфиров (D₃-C₁); 35 – кедонский вулканический комплекс базальт-андезит-риолитовый (D₂-C₁); 36 – ачеканский вулканический комплекс андезитбазальт-риолитовый (D₁₋₂); 37 – абкитский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый (S₁); 38 – анмандыканский плутонический комплекс кварцевых и нефелиновых сиенитов (S₂); 39 – кенгевеэмский гипабиссальный малых интрузий комплекс перидотит-габбровый (PZ₁); 40 – стрелкинский гипабиссальный малых интрузий комплекс метагаббро и метадолеритов (RF₁); 41 – ареалы распространения дайковых комплексов: сугойского (K_{2sg}) и прибрежного (K_{2pr}); 42 – контуры петротипических массивов.

Цифрами на схеме обозначены наиболее крупные и петротипические массивы: 1 – Плитук, 2 – Ветвистый, 3 – Незаметный, 4 – Русский, 5 – Анмандыканский, 6 – Мирный, 7 – Хетагчанский, 8 – Лабазный, 9 – Коаргычанский, 10 – Хакырчанский, 11 – Мрачный, 12 – Ахавеемский, 13 – Верхне-Оломонский, 14 – Лево-Омсукчанский, 15 – Осиновский, 16 – Тенгкели, 17 – Гармандинский, 18 – Мало-Туромчинский, 19 – Няркинский, 20 – Мартахский, 21 – Очиринский, 22 – Доктомычанский, 23 – Большой Наыханский, 24 – Муннер, 25 – Верхне-Колымакский, 26 – Колымакский, 27 – Верхнетаватумский, 28 – Таватумский, 29 – Авековский, 30 – Гусинский, 31 – Кушкинский, 32 – Озерный, 33 – Вилигинский, 34 – Хигиндинский, 35 – Портос, 36 – Осиновский, 37 – Вархаламский, 38 – Чайбухинский, 39 – Айчанский, 40 – Аликский, 41 – Кальмачский, 42 – Вавачун, 43 – Калалагинский, 44 – Зевс, 45 – Туркычанский, 46 – Средний, 47 – Кенгевеэмский, 48 – Восточно-Тайгоносский, 49 – Поворотный.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования довольно широко распространены по континентальной части территории листа, по геофизическим данным частично интерпретируются и в акватории залива Шелихова. Интрузивные и вулканические комплексы (вместе с покровными фациями) занимают около 35 % площади суши и совсем немного в морской части листа. Наибольшим распространением среди обнажающихся магматических горных пород пользуются меловые вулканические и вулканогенно-осадочные толщи ОЧВП и среднепалеозойские образования Омолонского массива. Плутонические, гипабиссальные и субвулканические комплексы составляют около 15 % площади, всего выделяется и показано на карте 12 плутонических, 11 гипабиссальных и 19 вулканических комплексов (рис. 9).

Наиболее разнообразные, как по составу, так и по возрасту, магматические образования развиты на Омолонском массиве. Здесь полихронный магматизм проявился, начиная с докембрия, а наиболее объемно выраженными являются палеозойские интрузии анмандыканского, абкитского и булунского комплексов, а также тела кедонского вулканического комплекса. Позднемезозойский магматизм наиболее полно проявлен в ОЧВП, в Коркодон-Наяханской зоне и на п-ове Тайгонос.

Представления о характере магматизма на территории вырабатывались на протяжении всей истории ее изучения, первые сведения о магматических породах листа были получены в 1930 г. С. В. Обручевым и затем (1931–1932 гг.) Е. С. Бобиным. В дальнейшем изучение магматизма продолжалось партиями Омолонской экспедиции Дальстроя и учеными-первоисследователями Северо-Востока, в частности Ю. А. Билибиным (1940 г.) был выделен и описан омолонский эссексит-тешенитовый комплекс. В период среднемасштабного картирования территории наибольший вклад в изучение магматических образований внесли А. П. Шпетный, В. М. Шевченко, П. П. Лычагин, И. Л. Жуланова, Е. Ф. Дылевский. На современном этапе магматические образования территории изучаются И. Л. Жулановой [287] в подготовительный этап планировавшихся ГДП-200 на п-ове Тайгонос и В. Н. Егоровым [284]. Обобщение сведений по магматизму территории листа было выполнено при составлении сводных геологических карт по региону и при подготовке серийных легенд ГК-1000/3 и ГК-200/2.

Несмотря на большой объем проведенных работ, магматические образования территории листа оставались мало изученными современными методами

комплекс базальт-андезитбазальтовый, плоскогорская толща Тайгоносской СФЗ; 8 – ранне-среднедевонский ачеканский и позднедевонско-раннекаменноугольный кедонский вулканические комплексы; 9 – позднедевонско-раннекаменноугольный булунский комплекс гипабиссальных малых интрузий монзонит-порфиров и гранодиорит-порфиров; 10 – силурийский (ландоверий) абкитский комплекс гранодиорит-гранитовый; 11 – силурийский (лудлов) анмандыканский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов; 12 – палеопротерозойский верхнеомолонский комплекс гранито-гнейсовый; 13 – рифейский стрелкинский комплекс метагаббро и метадолеритов.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Наиболее ранними, вероятно, архейскими являются распространенные среди архейских метаморфических серий граниты-мигматиты, чаще послойные, хотя нередки агматиты, птигматиты, теневые мигматиты с аплитовой, гранитовой и пегматитовой неосомой. Их магматическая (анатектическая?) природа подтверждается наличием в наиболее мощных телах включений метаморфических пород. Из-за малых размеров и почти повсеместного распространения среди архейских метаморфитов на карте они не показаны.

Магматический материал участвует в сложении выделенных метаморфических комплексов, среди метаморфического матрикса обособляются жильобразные тела слабоперемещенных магматических пород. В составе архейского плагиогранитного ноддинского и раннепротерозойского гранито-гнейсового верхнеомолонского комплексов устанавливаются маломощные гранитоидного состава жилы, что указывает на паравтохтонные явления магматизма в ходе метаморфических процессов.

Рифейские магматические образования

Стрелкинский гипабиссальный малых интрузий комплекс метагаббро и метадолеритов ($v'RF_1s'$) выделен А. В. Чайцыным (1989 г.), распространен на юге Омолонского массива в бассейнах рек Коаргычан, Нодди, Ольдяни, Инняга, Батик. Петротипической местностью является бассейн р. Коаргычан [233]. Комплекс объединяет многочисленные дайки и силлы метагаббро, реже метадолеритов среди плагиогнейсов и кристаллосланцев грозненской метаморфической серии. В большинстве это – вытянутые в субмеридиональных направлениях тела мощностью от 0,5 до 50 м и протяженностью в первые километры [235]. Наиболее многочисленны они среди кристаллосланцев, обычно залегают согласно сланцеватости, но иногда можно наблюдать секущие контакты метадолеритов по отношению к полосчатости и сланцеватости кристаллосланцев. Нередко метабазиты сами сланцеваты и в зонах эндоконтакта трудноотличимы от вмещающих пород.

Обычно – это темно-зеленые средне-, реже крупнозернистые породы с офитовой структурой. Модальный состав: $30-40P1_{51-56} + 40-50Hb_{146} + 5-10CrX_{22} + Ar + Mt \pm Cl \pm Ep \pm Ab$. Сине-зеленый амфибол образует скопления длиннопризматических, шестоватых кристаллов, которые обуславливают лампрофиroidность базитов. Магнезиальная роговая обманка нередко развивается в краях актинолитовых псевдоморфоз по клинопироксенам, сохранившиеся реликты которых имеют минальный состав $En_{46}Fs_{13}Wo_{41}$. Плагиоклаз (An_{51-56}) всегда идиоморфен, в различной степени изменен (прениитизирован, карбонатизирован, сосюритизирован и эпидотизирован).

Среди метабазитов условно можно выделить метагаббро и метадолериты. Несмотря на сходство с амфиболитами, метагаббро довольно хорошо диагностируются благодаря массивной текстуре и иногда проявленной макроскопически и микроскопически офитовой структуре. Характерно присутствие кучных скоплений темноцветных минералов. По химизму породы комплекса относятся к толеитовым габбро и габбродиоритам с нормативными диопсидом и гиперстеном (прил. 3). На геохимических диаграммах габброиды соответствуют полям внутриплитных, MORB-подобных толеитовых магм (рис. 11). Стрелкинский комплекс может быть отнесен к габбро-диабазовой формации [139].

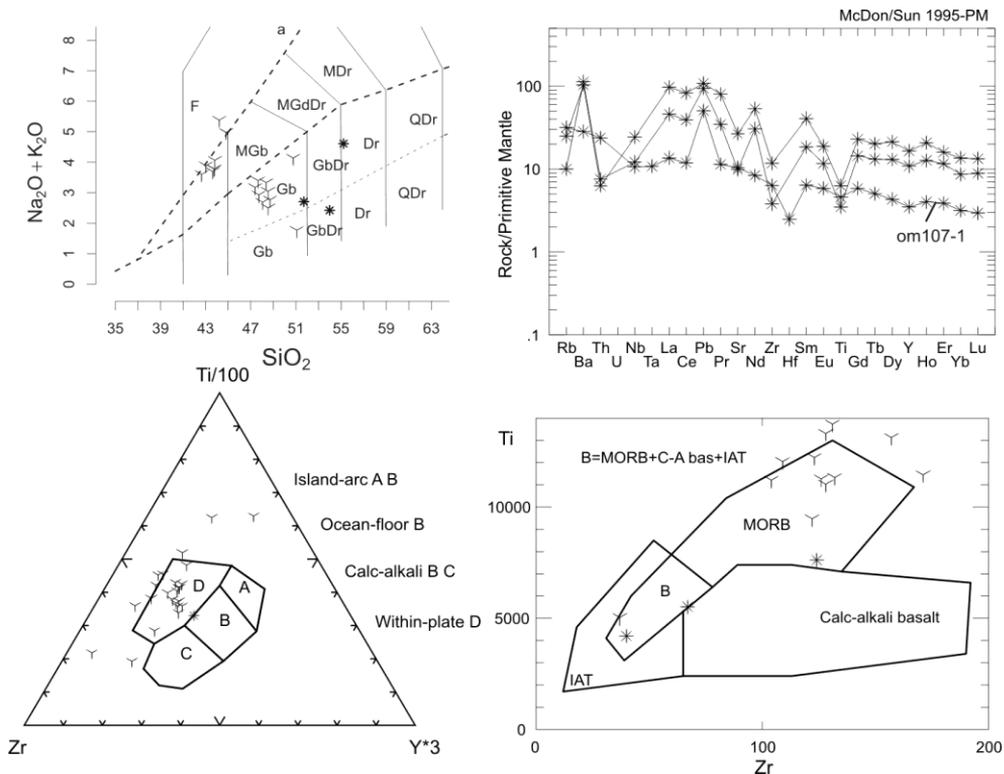


Рис. 11. Геохимические особенности габбро и габбродиоритов стрелкинского комплекса. Примечательны внутриплитные, MORB-подобные характеристики примесных элементов.

Верхний левый график – классификационная TAS диаграмма [163], фигуративные точки анализов соответствуют большей части габбро и щелочным габбро и эссекситам. На нижних диаграммах фигуративные точки анализов попадают в поле внутриплитных и MORB-подобных магм (поля по данным [254]). Звездочками отмечены наши данные, остальные значки – анализы из фондовой литературы.

Возраст стрелкинского комплекса остается недостаточно надежно датирован. Для метабазитов из Коаргычанского выступа В. Н. Егоров и В. М. Шевченко приводят Rb-Sr «изохрону» с приблизительной датой 1479 ± 31 млн лет [235, 284]. Однако на самом деле аналитические данные позволяют говорить

лишь об эрохроне. K-Ar архивные датировки дают широкий разброс данных с реликтовыми датами около 800–890 млн лет [42].

РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Силурийские магматические образования

На Омолонском массиве раннепалеозойскими (силурийскими) являются абкитский и анмандыканский плутонические комплексы, время формирования которых всегда составляло предмет дискуссий: от ордовика–силура (А. П. Шпетный, В. М. Шевченко) до среднего палеозоя (В. П. Показаньев, Н. А. Усачев). Выполненное U-Pb датирование позволило сузить возрастной диапазон этих комплексов до силура, хотя необходимо еще дополнительное изучение, в т. ч. и петротипа абкитского комплекса, расположенного севернее. На п-ове Тайгонос выделяется раннепалеозойский кенгевеемский комплекс.

Абкитский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый известен на многих выступах докембрийского фундамента Омолонского массива, часто ассоциирует с сиенитами анмандыканского комплекса (массивы Молькаты, Бродненский, Ольдянинский). Петротипом комплекса является расположенный непосредственно за северной рамкой листа крупнейший на Северо-Востоке Азии раннепалеозойский Абкитский плутон. На территории листа к абкитскому комплексу относятся Коаргычанский (433 км²), Бродненский (50 км²), Кедровый (40 км²) плутоны и ряд более мелких массивов. Гранитоиды комплекса прорывают докембрийские образования и перекрываются терригено-вулканогенными толщами кедонской серии, заключая гальку гранитоидов в базальных слоях.

В составе комплекса выделяются две фазы: первая (главная) фаза представлена биотит-роговообманковыми гранодиоритами и тоналитами ($\gamma\delta S_1^2 a$) с эндоконтактовой фацией биотит-роговообманковых, роговообманковых диоритов, кварцевых диоритов, кварцевых монзонитов ($\delta S_1^2 a$); вторая фаза включает мелко- и среднезернистые роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты и умереннощелочные двуполевошпатовые граниты ($\gamma S_1^2 a_2$). Присутствуют также более поздние небольшие тела и дайки лейкогранитов, гранит-аплитов и пегматитов.

Породы комплекса интродуцируют дорифейские метаморфические образования, отложения рифея и ордовика. Метаморфиты в большинстве случаев слабо изменены, что выразилось в перекристаллизации темноцветных минералов, грануляции и помутнении плагиоклаза, развитии позднего кварца. Контактный метаморфизм толщ рифея и ордовика проявился в мраморизации карбонатных пород и ороговикования терригенных. Ширина ореола измененных пород достигает 2 км. В краевых частях массивов нередко проявлен автометасоматоз, выраженный в интенсивной калишпатизации, как по архейским метаморфитам, так и по породам первой фазы.

Массив Коаргычанский занимает значительную часть одноименного горста, вытянут почти на 50 км в субмеридиональном направлении, при ширине

8–10 км. По данным В. Н. Егорова [284], массив значительно эродирован (1–2 км), по геофизическим данным, его основание находится на глубине 2–3 км. В строении массива участвуют преимущественно гранодиориты и адамеллиты первой фазы, которые прорываются гранитами и умереннощелочными гранитами второй фазы, преобладающими в составе массива (примерно 80 % объема), изредка встречаются монцониты.

Для пород первой фазы комплекса характерно значительное колебание в содержании биотита и роговой обманки – от равных количеств до почти полного исчезновения одного из минералов. Минеральный состав: $40\text{--}60\text{Pl}_{40\text{--}15} + 10\text{--}35\text{Or} + 15\text{--}25\text{Q} + 3\text{--}10\text{Hb}_{44\text{--}47} + 1\text{--}10\text{Bi}_{44\text{--}48} + \text{Mt} + \text{Sf} + \text{Ort} + \text{Ap}$. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой, мирмекитовой и пегматитовой. Роговая обманка и плагиоклаз одинаково идиоморфны. Обыкновенная роговая обманка образует идиоморфные длиннопризматические кристаллы (0,2–10 мм в длину), ориентирована субпараллельно. Биотит представлен крупными деформированными кристаллами, по которым развивается эпидот и пренит. Калиево-натриевый полевой шпат обычно заполняет межзерновые пространства и образует порфиробласты. Плагиоклаз зональный № 30–40 в ядре и № 15–28 в кайме.

Среди гранитов преобладают равномернозернистые (от мелко- до крупнозернистых), в эндоконтактах – порфириовидные разности. В гранитах и умереннощелочных гранитах второй фазы отмечается преобладание красного полевого шпата и серого полупрозрачного кварца. Последний определяет своеобразную пятнистую текстуру гранита. Структура гипидиоморфнозернистая, монцонитовая с элементами гранулитовой и пегматитовой. Модальный состав: $30\text{--}44\text{Pl}_{4\text{--}25} + 26\text{--}45\text{Mi}_{85} + 27\text{--}39\text{Q} + 1\text{--}5\text{Bi} + 0\text{--}2\text{Hb}_{44} + \text{Mt} + \text{Sf} + \text{Ort} + \text{Cr} + \text{Ap}$. Идиоморфный плагиоклаз по составу отвечает альбиту-олигоклазу № 4–25. Крупные кристаллы калиево-натриевого полевого шпата (до 3 см) представлены груборешетчатым микроклином. Мелкие зерна биотита и роговой обманки обычно замещены хлоритом, эпидотом, лейкоксеном, карбонатом, магнетитом. Среди гранитов второй фазы отмечаются кварц-полевошпатовые пегматоидные образования жильной и гнездообразной формы, кварцевые, реже сульфидно-кварцевые и флюорит-кварцевые жилы с повышенным содержанием золота (до 1 г/т) и молибдена [284].

Датированный образец кварцевого монцонита (обр. 289) состоит из $\text{Pl} (\text{An}_{32}) 40\% + \text{Fsp} 30\% + \text{Q} 14\% + \text{Cpx} 6\% + \text{Hbl} 9\% + \text{Mt} 1\%$. Разноориентированные таблицы плагиоклаза размером от $0,5 \times 0,8$ до 1×3 мм имеют концентрически-зональное строение, слабо ссоритизированы в центральных зонах. Между ними располагаются гипидиоморфные, уступающие по размеру зерна клинопироксена и роговой обманки и агрегаты калиево-натриевого полевого шпата и мелких ксеноморфных зерен кварца, иногда с мирмекитовыми вросками. Темноцветные минералы образуют как мономинеральные обособления, так и сростания роговой обманки с омфацитом. Рудный минерал – магнетит. Акцессорные минералы – сфен, циркон, апатит, рутил. Судя по амфиболовому барометру [257] монцонитовая магна кристаллизовалась при температуре около $830\text{--}840^\circ\text{C}$ и давлении около 1,5 кбар (что соответствует глубине около 5 км, при условии нормального геобарического градиента).

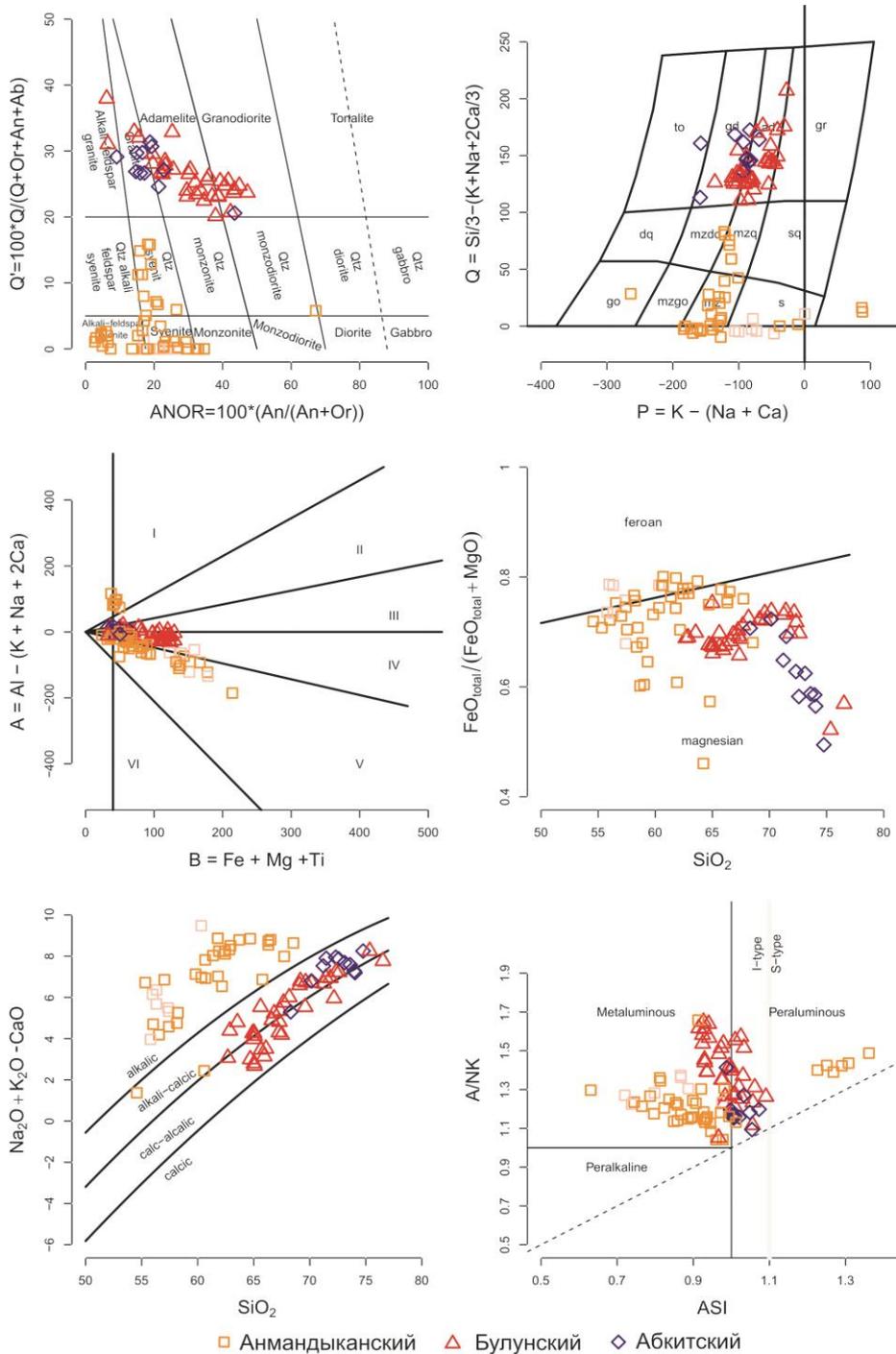


Рис. 12. Диаграммы химического состава главных палеозойских интрузивных комплексов. Поля по данным [245, 250].

Химический состав пород Коаргычанского плутона отвечает железистым гранодиоритам с уклоном до кварцевых монцитов, адамеллитам и гранитам (рис. 12, прил. 3). По нашим новым аналитическим данным, средние значения и вариации главных геохимических параметров для пород плутона составили: $Ka=0,824$ (1st Qu. = 0,787; 3rd. Qu. = 0,864), $Al_1=0,902$ (1st Qu. = 0,889; 3rd. Qu. = 0,916), $Al_2=0,521$ (1st Qu. = 0,232; 3rd. Qu. = 0,56), $Fm=0,493$ (1st Qu. = 0,44; 3rd. Qu. = 0,555), судя по индексам $ACNK$ и al' гранитоиды плюмазитовые, весьма высокоглиноземистые. Коаргычанский плутон, вероятнее всего, формировался в обстановке активной континентальной окраины (рис. 13).

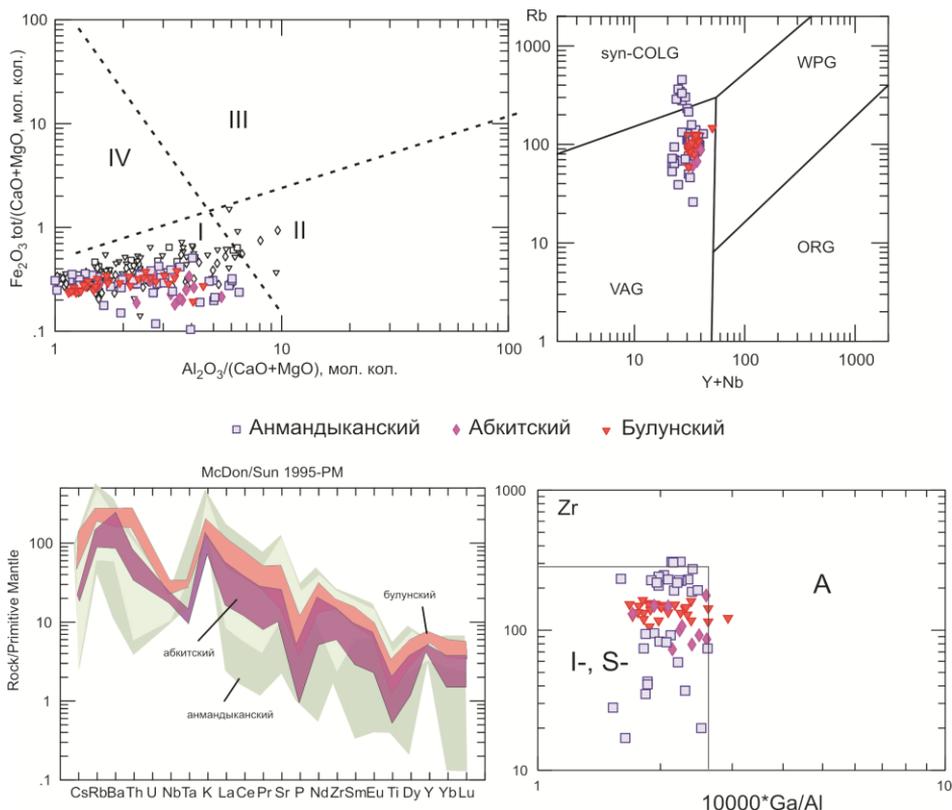


Рис. 13. Диаграммы интерпретации обстановок для главных палеозойских интрузивных комплексов.

Верхние диаграммы: геодинамические обстановки формирования здесь и далее, левая диаграмма (по данным [67]): I – зоны надсубдукционного магматизма островодужного и окраинно-континентального типов; II – зоны скольжения литосферных плит внутри- и окраинно-континентального типов; III – зоны внутриплитного океанического и континентального типов; IV – зоны спрединга. Правая диаграмма [255]: syn-COLG – синколлизонные, WPG – внутриплитные, ORG – орогенные, VAG – вулканических дуг. Цветные символы – наши данные, серые – данные из фондовой литературы.

Нижняя спайдер-диаграмма – нормированное к примитивной мантии распределение примесных элементов в палеозойских интрузивных комплексах. Примечательны более широкие вариации состава в Анмандыканском комплексе сиенитов. Нижняя правая – по типам гранитоидов [261].

Породы абкитского комплекса относятся к гранит-гранодиоритовой формации [138], возраст гранитоидов комплекса на основе геологических соотношений определялся как додевонский. В полихронном плутоне Молькаты кварцевые монцитоны, являющиеся аналогами гранитоидов абкитского комплекса, как будто прорывают щелочные сиениты анмандыканского комплекса, хотя, вероятно, близки по времени. Факт рассекания щелочных сиенитов гранитоидами абкитского комплекса требует проверки, так как, по описаниям В. М. Шевченко, «щелочные сиениты контактируют с гранитоидами, а наблюдаемые в глыбах контакты сиенитов и гранитоидов параллельны трахитоидности сиенитов» [231, 232]. Имеются указания на то, что гранитоиды Коаргычанского плутона рассекаются дайками кварцевых нордмаркитов анмандыканского комплекса [196]. Породы Коаргычанского массива прорываются дайками красных риолит-порфиров ранне-среднедевонского ачеканского комплекса, что определяет верхнюю додевонскую возрастную границу комплекса [232]. Нижняя возрастная граница определяется тем, что гранитоиды рассекают и скарнируют известняки и доломиты нижнего ордовика [196, 229, 230].

Проведенное ранее Rb-Sr изохронное датирование гранитоидов Коаргычанского плутона выявило силурийскую дату [284], хотя и со значительной погрешностью (420 ± 140 млн лет, при $Sr_0 = 0,70997$ по нашему пересчету). Выполненное U-Pb SHRIMP датирование преобладающей популяции магматических цирконов из умереннощелочного гранита и гранодиорита Коаргычанского массива на левобережье р. Омолон (обр. 75-1, 229) показало раннесилурийский (лландовери-венлок) возраст 433 ± 31 и 427 ± 9 млн лет. В ядрах цирконов установлены унаследованные домены корового протолита с возрастом 1,9–2,2 млрд лет. Возраст комплекса принимается раннесилурийским (венлок), но требует дополнительного изотопно-геохронологического изучения.

Анмандыканский плутонический комплекс кварцевых и нефелиновых сиенитов объединяет плутоны щелочного состава. Комплекс выделен К. В. Симаковым и В. М. Шевченко [196] из состава абкитского комплекса. Массивы анмандыканского комплекса находятся на юге Омолонского массива, петротипом является Анмандыканский плутон (315 км^2), к комплексу относятся также массивы Молькаты ($\sim 50 \text{ км}^2$), Ольдянинский ($\sim 38 \text{ км}^2$) и мелкие интрузии ($0,5\text{--}5 \text{ км}^2$) в бассейнах р. Бродная и ручьев Ущельный и Нарзан.

Щелочные породы анмандыканского комплекса приурочены к ядрам гранито-гнейсовых куполов докембрия, иногда ассоциируют с гранитоидами абкитского комплекса. К таким сложным телам относятся массивы Молькаты и Бродненский. Массив Молькаты, расположенный на левобережье р. Русская (Омолонская) может являться дополнительным петротипом комплекса.

Выявляется трехфазное строение комплекса. К первой фазе относятся сиениты, кварцевые сиениты ($q\zeta S_2^1 an_1$); вторая представлена лейкократовыми щелочными и апонефелиновыми сиенитами ($E\zeta S_2^1 an_2$); третью фазу составляют слюдяные нефелиновые и содалит-нефелиновые сиениты ($\phi\zeta S_2^1 an_3$). Соотношения между первой и второй фазами наблюдались в коренных обрывах р. Русская (Омолонская) пересечение дайковыми телами нефелиновых сиенитов третьей фазы пород двух первых фаз установлено в бассейне руч. Экал.

Анмандыканский плутон, по данным А. П. Шпетного [236], прорывает кристаллические породы докембрия и перекрывается вулканитами кедонской серии и карбонатными породами перми. Интрузив имеет в плане грубоовальную форму с довольно неровными краями, вытянут в меридиональном направлении на 37 км при ширине до 10–13 км. По геофизическим данным, интрузив имеет мощность около 7 км, в южной части контакт полого погружается под массив. Эрозионный срез массива превышает 1 км, а в западной части – 2 км. Полоса контактовых изменений в архейских гнейсах обычно невелика, не превышает нескольких сот метров. Интрузив имеет концентрически зональное строение: центральная часть массива сложена преимущественно кварцевыми сиенитами, а также сиенитами, кварцевыми нордмаркитами, кайма шириной от 2 до 7 км – щелочными сиенитами, на юге в узкой полосе отмечаются нефелиновые сиениты. Нефелиновые биотитовые и биотитово-эгириновые сиениты третьей фазы образуют небольшие (менее 1 км², редко до 2 км²) линзообразные и вытянутые дайкообразные тела среди пород ранних фаз. Петрографическая характеристика пород приведена в специальных работах по магматизму [220, 236].

Практически всеми исследователями отмечается наличие первичной полосчатости в сиенитах, обусловленной послойным чередованием относительно меланократовых и лейкократовых пород, а также полосчато-параллельным расположением минералов и трещиноватости. Среди широко проявленной трещиноватости массива выделяется система ортогональных крутопадающих (70–90°) трещин, перпендикулярных или субпараллельных полосчатости и система диагональных, относительно пологозалегающих (15–45°) трещин с преимущественным падением к северо-востоку или юго-западу. К последним нередко приурочены полевошпат-кварцевые, сульфидно-кварцевые, флюорит-кварцевые жилы и прожилки, несущие золотую, серебряную, медную и полиметаллическую минерализацию.

Мы исследовали Анмандыканский плутон в устьевой части р. Нодди и на правобережье р. Омолон. В датированных образцах (№ 97, 99) кварцевый сиенит сложен микроклином (70 %), амфиболом (10 %), пироксеном (10 %), плагиоклазом (5 %), кварцем (3 %) и магнетитом (2 %). Выделения темноцветных минералов собраны в группы размером 3–5 мм в поперечнике с эгириновым авгитом в центре и амфиболом на периферии. Они содержат зерна магнетита и апатит. Как правило, на границе венцовых структур встречены мелкие зерна кварца. Остальной объем породы занимает микроклин с отдельными зернами плагиоклаза An₂₉. Амфибол (преимущественно гастингсит и магнезиальная роговая обманка, редко – железистый катофорит) плеохроирует в голубовато-зеленых тонах, интерференционные цвета – аномальные оливковые. Эгириновым авгитом слабо плеохроирует от бесцветного до бледно-зеленого. Акцессорные минералы представлены сфеном и апатитом.

Химический состав пород Анмандыканского плутона отвечает щелочным полевошпатовым сиенитам, сиенитам, кварцевым сиенитам и монцонитам (рис. 12, прил. 3). Породы комплекса отличаются значительно большей щелочностью (агпайтовые), глиноземистостью (плюмазитовые, весьма высокоглиноземистые) и железистостью от пород других главных интрузивных палеозойских комплексов (прил. 3). Также для комплекса характерны более

широкие вариации примесных несовместимых элементов (рис. 13, нижняя диаграмма).

По нашим новым аналитическим данным, средние значения и вариации главных геохимических параметров* для Анмандыканского массива составили: $Ka=0,811$ (1st Qu. = 0,765; 3rd. Qu. = 0,866), $Al_1=0,751$ (1st Qu. = 0,68; 3rd. Qu. = 0,831), $Al_2=4,18$ (1st Qu. = 0,992; 3rd. Qu. = 6,48), $Fm=0,588$ (1st Qu. = 0,569; 3rd. Qu. = 0,652), по коэффициенту глиноземистости (al') – весьма высокоглиноземистые. Судя по составу, все палеозойские сиенитовые и гранитоидные плутоны могут быть интерпретированы как сформированные в зоне вулканоплутонической активной континентальной окраины. Пегматоидные слюдястые микроклиниты Анмандыканского плутона пересыщены глиноземом, из-за этого попадают на диаграмме Пирса в поле «синколлизионных», что на самом деле совершенно не определяет их таковую природу (рис. 13).

Массив Молькаты обнажается в бассейне одноименного ручья, в 5 км к западу от Анмандыканского плутона. Площадь выхода на дневную поверхность – около 50 км². Строение массива близкое к концентрическому, в центре его на площади 1,5–2 км² обнажаются серо-сиреневые среднезернистые нефелиновые сиениты первой фазы. Остальная часть массива сложена мезократовыми разномасштабными полосчатыми щелочными сиенитами второй фазы. Вдоль южного края интрузива узкой полосой (200–250 м) прослеживаются лейкократовые кварцевые и апонифелиновые сиениты [75, 113].

Кварцевые сиениты – средне-крупнозернистые породы с массивной, реже порфирированной текстурой и гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, реже пойкилитовой структурой. Минеральный состав: плагиоклаз № 10–13 (8–20 %), микроклин и ортоклаз (55–75 %), реже анортоклаз, кварц (4–20 %), роговая обманка (до 5 %), биотит (менее 5 %), пироксен (субщелочной авгит) – менее 5 %, сфен, рудный минерал – пирит, титаномagnetит (до 2 %).

Мезократовые гранат-биотит-амфиболовые сиениты и щелочные сиениты второй фазы – неравномернозернистые такситовые полосчатые породы. Структура – пойкилитовая, порфириобластовая. Количественно-минеральный состав: 68 Mi + 19–22 Nb₄₂ + 5–10 Vi₄₆ + 1–9 Gr₁₀₀ + 5–15 Pl₂₆ + 0–2 Ne + Sf + Ort. Полевые шпаты представлены субпараллельно ориентированными таблицами микроклина и небольшого количества олигоклаза. Роговая обманка ксеноморфна, густо окрашена в зелено-сине-буроватые тона; химический состав (определен на микрозонде нами) позволяют относить минерал к гастингситу и обыкновенной роговой обманке. Ярко-бурый биотит и темно-бурый гранат

* Здесь и далее: коэффициент агапайности $Ka = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$; степень насыщения пород алюминием и щелочность $Al_1 = Al / (2Ca + Na + K)$, $Al_2 = (2Ca + Na + K - Al) / 2Ca$; АСНК = насыщение пород глиноземом относительно оксидов щелочей и кальция: агапайтовые (пересыщенные щелочами) – $Na_2O + K_2O > Al_2O_3$, нормальные (метаглиноземистые) – $Na_2O + K_2O < Al_2O_3 < CaO + Na_2O + K_2O$; плюмазитовые (пересыщенные алюминием) – $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$; коэффициент глиноземистости $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$, $al' < 0,75$ (низкоглиноземистые), $al' = 0,75-1$ (умеренноглиноземистые), $al' = 1-2$ (высокоглиноземистые), $al' = 2-10$ (весьма глиноземистые), $al' > 10$ (крайне высокоглиноземистые); железистость $Fm = Fe / (Fe + Mg)$, мол. кол. Для оценки вариаций приводятся значения квартилей: 1st Qu. – первый квартиль, 3st Qu. – третий квартиль.

могут образовывать самостоятельные скопления в виде полос и линз. Биотит отличается высокими магнезиальностью ($f=46$) и титанистостью ($\text{TiO}_2=4,02\%$). На диаграмме щелочности биотит попадает в IV группу щелочности гранитоидов с высоким потенциалом щелочей [142]. Из аксессуаров широко развиты сфен и ярко-бурый зональный ортит. По химическому составу породы соответствуют щелочным и фельдшпатоидным сиенитам, характеризуются значительным содержанием щелочей и высокой глиноземистостью, принадлежат к калиевой серии.

Нефелиновые сиениты третьей фазы – среднезернистые такситовые породы. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой и агапитовой. Модальный состав: $60\text{--}80\text{Mi}_{\text{Or-75,Al-25}} + 10\text{--}30\text{Ne}_{\text{Ne-73,Ks-27}} + 5\text{Gr}_{\text{Andr92}} + 6\text{Sod} + 2\text{--}10\text{Bi} + 0\text{--}5\text{Aeg} + \text{Sf} + \text{Fl}$. Калиево-натриевый полевой шпат представлен ортоклазом-альбитом, образует удлиненные субпараллельно ориентированные таблицы (2,5–3 мм). Биотит (преимущественно лепидомелан) в виде зеленовато-бурых пластинок заполняет интерстиции. По химическому составу породы относятся к весьма высокоглиноземистым фельдшпатоидным сиенитам калиевой серии миаскитового ряда ($K_a = 0,75\text{--}1,00$).

Нормативные составы сиенитов в системе «нефелин–санидин–диопсид» можно выразить формулами: щелочной сиенит – $\text{Ne}_8\text{Or}_{76}\text{Di}_{16}$; апонепелиновый сиенит – $\text{Ne}_{2,5}\text{Or}_{95\text{--}98}\text{Di}_{10}$; гранат-содалит-нефелиновый сиенит – $\text{Ne}_{31}\text{Or}_{65}\text{Di}_4$. Несмотря на четкое формульное различие, все сиениты на тройной диаграмме системы «диопсид–нефелин–ортоклаз» попадают в поле, обогащенное ортоклазом, поле высоких температур и низких давлений, что свидетельствует о гипабиссальных условиях кристаллизации щелочной магмы. Судя по амфибол-плагиоклазовому геотермобарометру [248] и амфиболовому барометру [257], сиенитовая магма кристаллизовалась при температуре около 780–840 °C и давлении 0,9–1,5 кбар (что соответствует глубине около 35 км при условии нормального геобарического градиента). В отдельных образцах (№ 99) расчетные температуры достигают 930 °C, а давление – 3 кбар.

По обрамлению массивов рифейские породы фенитизированы, фениты отчетливо выделяются на местности благодаря их светло-серой, белесой окраске. Несмотря на различия в минеральном составе (содалитовые, гранат-роговообманковые, гранат-ставролитовые и др.) фениты, как правило, сохраняют облик осадочных пород: они тонкозернистые, с параллельной и косою слоистостью. Меланократовые фениты редки и представлены биотит-роговообманковыми кристаллосланцами, в которых полевой шпат – микроклин. Вместе с микроклиновыми кристаллосланцами наблюдаются фишашково-зеленые яшмоиды с прослоями и линзами гранатовых микроклинитов, а также массивные белые и кремовые мраморы и белые сливные кварциты. Наличие мраморов, яшмоидов и кварцитов свидетельствует о том, что фениты развиваются по рифейским отложениям.

Породы анмандыканского комплекса составляют щелочно-сиенитовую (нефелиновых и щелочных сиенитов [139]) формацию. Раннепалеозойский возраст пород комплекса основывается на том, что сиениты прорывают и метаморфизуют рифейские толщи и перекрываются терригенно-вулканогенными образованиями кедонской серии с галькой щелочных пород в базальных слоях. Rb-Sr изохронное датирование по образцам Анмандыканского массива из кол-

лекции В. А. Ковальчука показало дату 537 ± 27 млн лет (СКВО = 1,05) при $Sr_0 = 0,70687$. Большая ошибка не позволяет надежно оценить эту дату. Проведенное нами U-Pb SHRIMP датирование цирконов из двух проб Анмандыканского массива на право- и левобережье р. Омолон (образы 97 и 269-1) показало позднесилурийский (лудлов) возраст $425,5 \pm 4,6$ и $424,6 \pm 4,4$ млн лет.

С анмандыканским комплексом связаны проявления золота и серебра, полиметаллическая минерализация.

Кенгевеемский гиабиссальный малых интрузий комплекс перидотит-габбровый ($\text{vCPZ}_1?k$) распространен на побережье п-ова Тайгонос, вблизи устья р. Кенгевеем. Образования комплекса выделяются среди полосы серпентинитового меланжа и офитокластовых олистостром, включающих разнофациальные метаморфические породы. В северной краевой части полосы меланжа в серпентинитовом цементе заключены различного размера глыбы и пластины габбро, представленного полосчатыми и массивными разностями. Помимо габбро, в этой части меланжа наблюдались отдельные блоки ультрабазитов и вулканитов с плохо сохранившейся шаровой и подушечной отдельностью. Здесь вскрыта таким образом дезинтегрированная верхняя часть офиолитового разреза [226].

В составе комплекса предположительно выделяются две фазы: первая представлена роговообманковыми перидотитами, вторая – средне- крупнозернистыми пироксеновыми габбро, которые подвержены площадной уралитизации, а также еще более поздним расщеплению и перекристаллизации, локализованным в узких зонах (из-за малых выходов на карте не показаны).

Роговообманковые перидотиты комплекса слагают цепочку лентовидных, сильно деформированных и измененных тел среди образований ордовикской уттывэемской толщи, контакты с которой в большинстве сорваны (фактически это протрузии). Протяженность тел – до 8 км, мощность – 10–200 м. Породы серпентинизированы, измененные серпентинизированные перидотиты присутствуют в виде реликтов в серпентинитах, характеризуются петельчатой структурой, обусловленной расположением ромбического пироксена с массой пойкилитовых вростков оливина в ячейках серпентинитовой сетки. Серпентиниты обладают петельчатой микроструктурой и состоят из густой сетки волокнистого и пластинчатого антигорита, в ячейках которой располагается серпентин [151].

Габбро, представленное двумя телами, одно из которых обнажается в низовьях р. Кенгевеем, слагает линзообразные полосчато-дифференцированные залежи. В составе интрузий различаются лейкократовые и мезократовые разности крупнокристаллических пород габбровой структуры. Количественные соотношения роговой обманки и плагиоклаза варьируют в широких пределах, чаще всего присутствуют таблитчатый битовнит (50–55 %) и столбчатого габбрусита роговая обманка (40–45 %). В некоторых зернах роговой обманки заключены корродированные зерна моноклинного пироксена, вросстки пластинчатого рудного минерала, мелкочешуйчатый биотит [151].

В морских обрывах в районе устья р. Кенгевеем среди амфиболовых ультрабазитов и габбро обнаружена вкрапленная сульфидная минерализация (на площади 75×100 м), заслуживающая внимания в связи с золотоносностью рассматриваемой зоны приразломного магматизма и метаморфизма [226].

Породы кенгевеемского комплекса образуют перидотит-габбровую формацию, возраст комплекса оценивается по геологическим данным как раннепалеозойский, главным образом на основе сопоставления с раннепалеозойским океаническим комплексом Ганычаланского террейна [226]. Сходство Прибрежного магматического пояса с Пенжинским кряжем подчеркивается покровно-чешуйчатым строением, развитием полос серпентинитового меланжа и офиолитокластовых олистостром. Перидотиты комплекса испытывают активное воздействие со стороны раннемелового Восточно-Тайгоносского массива (в обилии кристаллизуется антофиллит). В работе [25] приведена $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка амфибола из габбро с устья р. Кенгевеем $\sim 295 \pm 6$ млн лет, однако эта дата скорее всего отражает возраст закрытия изотопной системы во время метаморфизма и деформаций.

Среднепалеозойские магматические образования

Ачеканский вулканический комплекс андезибазальт-риолитовый составляют покровные вулканы (андезиты, трахиандезиты, трахиандезибазальты, кварцевые латиты) ачеканской и спокойнинской толщ, описанных в гл. «Стратиграфия», а также связанные с ними субвулканические тела.

Субвулканические образования, ассоциирующие с нижней подсерией кедонской серии, первоначально выделялись В. М. Шевченко [113] в качестве бокэского комплекса, в Легенде Верхояно-Колымской серии выделены под наименованием ачеканского. Комплекс составляют небольшие штокообразные тела и дайки красных афировых, реже плезиафировых риолитов (λ) и темно-зеленых тонкокристаллических андезибазальтов ($\alpha\beta$), редко базальтов и трахиандезитов. В верховьях р. Омолон многочисленные дайки наблюдались В. М. Шевченко в бассейне руч. Бокэс. Мощность даек колеблется в пределах первых метров, протяженность – первые километры. Отдельные изометричные и вытянутые субвулканические тела риолитов и андезибазальтов ачеканского комплекса площадью выходов до 50 км² закартированы на левобережье р. Омолон.

Риолиты ($\lambda_{D_{1-2}a\check{c}}$) – красные, афировые или с небольшим количеством вкрапленников полевых шпатов и кварца, с плитчато-черепичной отдельностью породы. Редкие вкрапленники представлены идиоморфными таблицами альбита № 5–11, кристаллами кварца, редкими хлоритизированными и мусковитизированными пластинками биотита. Основная масса – фельзитовая, микропйкилитовая, изредка микрогранитовая, окрашена тонкодисперсным гематитом. По основной массе и вкрапленникам развиваются карбонат, серицит, гидрослюда. Почти все породы в различной степени пропилитизированы, что выражается в развитии хлорита, эпидота, карбоната и альбита; в отдельных случаях отмечается незначительное окварцевание. Зоны интенсивных изменений, контролируемые проявления полезных ископаемых, в породах ачеканского комплекса не наблюдались.

Химический состав риолитов (рис. 14) характеризуется повышенным содержанием кремнезема (74,76–77,55 %) и высоким содержанием оксида калия – (4,95–5,41 %). Анализы показывают высокое содержание в риолитах

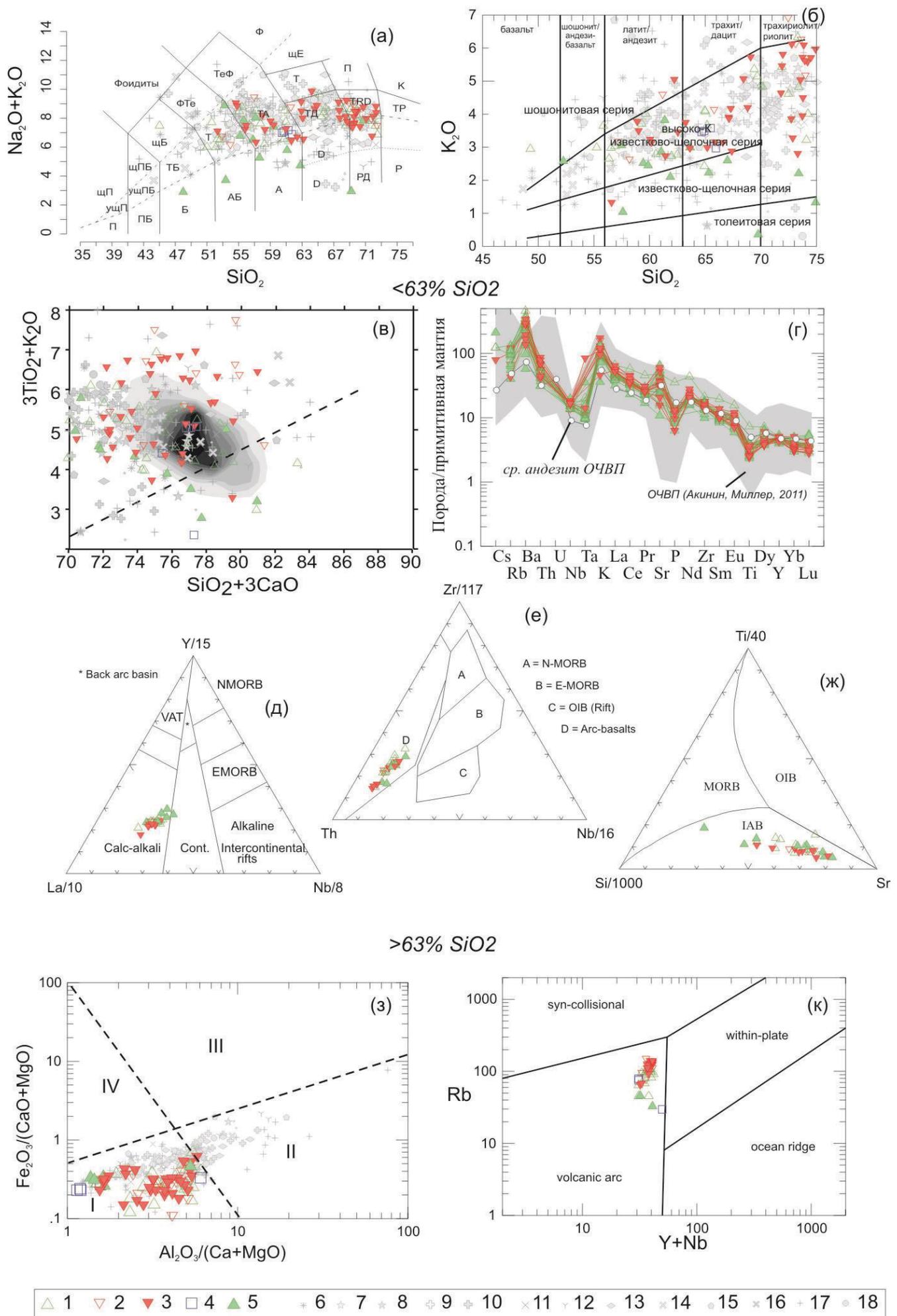


Рис. 14. Диаграммы химического состава пород ачеканского и кедонского вулканических комплексов.

Дискриминантные поля на диаграммах: а – [163], б – [256]; в – [166], здесь и на (г) серым фоном показаны данные по надсубдукционному поясу ОЧВП [7]; г – нормировано к РМ, по данным [251]; д, е – [242, 262]; ж – [260]; з – [67]; к – [255]. Цветными значками показаны наши новые аналитические данные 2015 г., серыми – аналитические данные из фондовых материалов. Вулканические толщи кедонской серии: 1 – спокойнинская, 2 – очакчанская, 3 – произвольненская, 4 – ледникская, 5 – кубакинская, 6 – ачеканская/спокойнинская, 7 – зеркальнинская, 8 – фрамская, 9 – ягоднинская, 10 – ледникская, 11 – баранинская, 12 – захаренковская, 13 – очакчанская, 14 – грунтовская, 15 – бабушкинская, 16 – неразделенные, 17 – синхронные субвулканические интрузии, 18 – данные по баранинской и захаренковской толщам со смежной с севера территории.

нормативных ортоклаза (31 %), кварца (35–38 %) и минимальное содержание нормативных гиперстена и анортита (2–3 %).

Андезибазальты ($\alpha\beta D_{1-2}a\delta$), реже базальты комплекса, как и вулканиты покровной фации отличаются повышенным содержанием оксида натрия, пониженной магнезиальностью. По времени формирования риолиты и андезибазальты комплекса соответствуют контрастной базальт-риолитовой, выделявшейся В. Н. Шаминым в верховьях р. Омолон, ниже-среднедевонской грунтовой толще [340]. Дайки андезибазальтов и риолитов распространены в докембрийской раме раннепалеозойского гранитоидного Коаргычанского плутона и пересекают граниты этого плутона. Галька красных риолитов и андезибазальтов комплекса составляет около 10 % галек в базальных конгломератах вышележащей среднедевонской очакчанской толщи, обнажающейся в скалах правого берега р. Русская (Омолонская) [231]. Возраст ачеканского комплекса, хотя и принят как ранне-среднедевонский, но требует дополнительного изучения, так как для вулканогенных образований района пока установлены наиболее древние даты около 373 ± 4 млн лет.

Кедонский вулканический комплекс базальт-андезит-риолитовый образован покровами вулканитов кислого состава, нередко умереннощелочными породами, реже породами среднего и основного составов [132, 133, 134, 135] средней и верхней частей (подсерий) кедонской серии, а также ассоциированными с ними субвулканическими телами.

Субвулканические образования комплекса присутствуют как в пределах вулканических полей, так и распространены среди толщ и пород основания. Представлены относительно крупными (до 20–50 км²) и более мелкими изометричными и вытянутыми телами, реже дайками преимущественно кислого состава, севернее территории листа имеются тела среднего–основного состава. Субвулканические тела в краевых частях иногда расщепляются на ряд апофиз, проникающих во вмещающие породы, иногда слагают многоэтажные залежи, лополиты и лакколиты. Эндоконтактные зоны тел порой брекчированы и содержат обломки вмещающих пород и кристаллов полевых шпатов и кварца. Породы нередко имеют порфировое сложение с массивной или линзовидно-такситовой и флюидалной основной массой, центральные части крупных тел имеют невадитовую структуру. Среди тел кислого состава отмечаются флюидалные и сферолитовые разновидности. На контактах субвулканических тел с вмещающими породами отмечается осветление в полосе шириной до 0,5 м, а в самих телах – зоны закалки.

В составе тел преобладают риолиты (λD_2-C_1ka), встречаются трахириолиты ($\tau\lambda D_2-C_1ka$), дациты (ζD_2-C_1ka), иногда риодациты, отмечались также более мелкие тела андезитов и трахиандезитов.

Риолиты имеют олигофировую или порфировую структуру при микрофельзитовой, микропойкилитовой структуре основной массы. Во вкраплениях (2–10 %) размером 0,3–1,5 мм – плагиоклаз № 5–20, кварц, изредка калиево-натриевый полевой шпат. Основная масса состоит из мельчайших зерен кварца, иногда калиево-натриевого полевого шпата, среди которых не более 3–5 % микролитов и лейст альбита. Вторичные изменения различной степени интенсивности: хлоритизация, серицитизация, карбонатизация.

Трахириолиты – породы с флюидалной, сферолитовой текстурой, порфировой, либо олигофировой структурой. Вкрапленники (до 10 %) представлены идиоморфными кристаллами олигоклаза (1–2 %), калиево-натриевого полевого шпата (5–7 %), кварца (3–5 %) размером до 1,5 мм. Основная масса кварц-полевошпатовая фельзитовой и микрогранофировой структуры, девитрифицирована. За счет неравномерной раскристаллизации приобретает флюидалную текстуру. Сферолиты (до 30 %) представляют собой округлые и эллипсовидные радиально-лучистые фельзитовые кварц-полевошпатовые агрегаты диаметром до 3 мм. Очень часто породы окварцованы, серицитизированы, карбонатизированы, ожелезнены. На многих участках породы претерпели окварцевание, серицитизацию и каолинизацию, сопровождающиеся золото-серебряной минерализацией до промышленных концентраций (проявление Иньяга и др.).

Дациты – массивные, порфировые породы. Вкрапленники размером до 2 мм составляют до 15 % объема породы, образованы олигоклазом (до 10 %) и биотитом (до 5 %). Основная масса кварц-полевошпатовая, фельзитовая с лейстами плагиоклаза, существенно девитрифицирована.

Субвулканические игнимбриты трахидацитов по своим петрографическим характеристикам практически не отличаются от своих покровных аналогов. Литокласты размером до 2 см представлены обломками гнейсов, гранит-порфиров, гранитов, кислых эффузивов.

Породы по химическому составу близки к покровным аналогам (ледниковская, гурникская, фрамская толщи). Кислые разности характеризуются обычно щелочным типом с преобладанием оксида калия над оксидом натрия, повышенным содержанием глинозема. На участках метасоматической проработки характерны повышенные (на 1–2 порядка) содержания золота и серебра.

В целом, по химическому составу вулканы ачеканского и кедонского комплексов отвечают андезитам, трахиандезитам, дацитам, трахидацитам, риолитам и трахириолитам (прил. 3). Характерна повышенная щелочность, фигуративные точки пород группируются на диаграммах вдоль линии, разделяющей субщелочные и щелочные серии (рис. 14 а, б). Также проявлены известково-щелочной тренд, повышенная калиевоность, слабо меняющаяся с ростом кремнекислотности, возрастание железистости с ростом кремнекислотности, низкие (мантийные) первичные отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,702\text{--}0,704$). Разделить выделяемые многочисленные толщи кедонской серии близкой основности по химическому составу не удается. На дискриминантных геодинамических диаграммах виртуальные точки состава пород серии попадают в области вулканических краевых континентальных вулканоплутонических поясов и дуг (рис. 14 в–к). Для трахиандезитов и андезитов характерно распределение несовместимых примесных элементов, такое же, как и в вулканиках надсубдукционного ОЧВП [7].

Вулканогенные образования кедонского комплекса с учетом состава покровных образований в большинстве своем могут составлять трахириолитовую и трахиандезитовую формации [130, 136].

Возраст субвулканических тел кедонского комплекса определяется синхронностью их покровным образованиям, которые перекрываются осадочными породами джигдалинской и омонской свит приуральской и биармийской

перми и пересекаются дайками раннеюрского омолонского (район месторождения Кубака) и позднемелового викторинского комплексов. Изотопный возраст эффузивных и субвулканических пород кедонской серии определялся ранее Rb/Sr изохронным методом как раннекаменноугольный, от 332 ± 8 до 344 ± 4 млн лет [105]. Новые U-Pb SHRIMP датировки циркона из вулканитов кедонской серии показали позднедевонский (фамен) и раннекаменноугольный возраст ($369 \pm 2 - 358 \pm 6$ млн лет). Субвулканическая интрузия на левобережье р. Омолон (обр. 43-1) оказалась наиболее молодой $\sim 356 \pm 4$ млн лет.

Булунский гипабиссальный малых интрузий комплекс гранодиорит-порфиоров–граносиенит-порфиоров выделен П. П. Лычагиным [132] севернее территории. Тела этого комплекса распространены в Коркодонской СФЗ Омолонской области, в их составе наиболее распространены сиренево-серые и морковно-красные гранодиорит-порфиры и граносиенит-порфиры, умереннощелочные гранит-порфиры, реже распространены диориты, кварцевые диорит-порфириты, кварцевые монцонит-порфиры и лейкогранит-порфиры. Малые тела обычно моногенны, крупные – многофазные, отмечается смена структурных особенностей пород. Всегда наблюдаются зоны закала в эндоконтактах и постепенные переходы от стекловатых пород эндоконтактов к невадитовым и порфиroidным полнокристаллическим гранитоидам центральной части. Порфиroidные разности пород являются характерной особенностью комплекса, что отличает его в группе палеозойских гранитоидов. Площадь в современном эрозионном срезе некоторых интрузий комплекса достигает сотен и десятков квадратных километров. Среди них – массив Лабазный (413 км^2), массивы Ледяной и Закатный (25 и 15 км^2), а также множество мелких интрузий, площадь которых измеряется первыми километрами, а также дайки, штоки, лакколиты и силлы.

В составе комплекса на площади листа выделяются три фазы. Первая фаза представлена диоритами ($\delta D_3-C_1b_1$) и кварцевыми диоритами ($q\delta D_3-C_1b_1$), кварцевыми диорит-порфиритами ($q\delta l D_3-C_1b_1$), вторая – гранодиоритами ($\gamma \delta D_3-C_1b_2$), гранодиорит-порфиритами ($\gamma \delta l D_3-C_1b_2$), реже кварцевыми монцонитами и их порфиroidными разностями, третья – гранитами ($\gamma D_3-C_1b_3$), граносиенитами, дайками граносиенит-порфиоров ($\gamma \xi l D_3-C_1b_3$). Соотношения между породами разных фаз наблюдались в массиве Лабазный.

Массив Лабазный расположен на междуречье Инняга – Стрела – Верх. Коргычан; вытянут в меридиональном направлении почти на 30 км. Судя по геофизическим данным, большая часть массива имеет пластообразную форму, мощность интрузивной залежи – до 1,6 км, «корневая» ее часть смещена к западу, что приближает массив к форме гарполита. Интрузив пересекает породы кристаллического фундамента, раннепалеозойские гранитоиды и кедонские вулканиты. Основная часть его сложена кварцевыми диоритами или кварцевыми диорит-порфиритами первой фазы. Во вторую фазу формировались гранодиориты, кварцевые монцониты и их порфиroidные разности, обнажающиеся в юго-восточной части массива. Позднее внедрялись штокообразные тела умереннощелочных гранитов, лейкогранитов и их порфиroidных разностей.

Кварцевые диорит-порфириты первой фазы – породы массивной текстуры, порфиroidной структуры с микроаллотриоморфнозернистой основной массой. Порфиroidные выделения составляют 60–70 % объема породы. Зональные кри-

сталлы плагиоклаза в центральной части представлены кислым лабрадором, а по краям – олигоклаз-андезином. В основной массе распространен олигоклаз № 25–30. Минеральный состав: 50–65Pl₆₀₋₂₅ + 10–15 % Or₆₈₋₇₄ + 10–15Q + 5–10Gip + 0–5Hb₃₁₋₃₉ + 0–5Bi₄₂₋₄₃ ± Di + Mt + Ap. Аксессуарные минералы – магнетит, апатит. Химический состав пород соответствует высокоглиноземистым (1,6–2,62) диоритам – кварцевым диоритам калиево-натриевой серии.

В гранодиорит-порфирах и граносиенит-порфирах второй фазы обычны небольшие, разнообразной формы ксенолиты зелено-серых тонкокристаллических или порфировых микродиоритов и диорит-порфиритов, вероятно, первой фазы. В гранодиорит-порфирах и кварцевых монцонит-порфирах состав вкрапленников (количество их колеблется от 5–10 до 50 %) соответствует диоритам, габбродиоритам; основная масса – кварц-полевошпатовая, часто – гранофировая. Минеральный состав гранитоидов: 50–60 Pl₆₀₋₁₆ + 12–22 Or₆₈₋₇₄ + 20 Q + 5–7 Hb₃₁₋₃₉ + 3–5 Bi₄₂₋₄₃ ± D ± Gip + Sf + Mt + Ort.

Плагиоклаз преобладает в виде удлиненных таблиц во вкрапленниках и в основной массе. В кварцевых монцонитах и гранодиоритах плагиоклаз зонален, состав ядра № 65, каймы – № 35. Валовый химический состав плагиоклаза из гранодиорит-порфира соответствует андезину № 40 (Al₅₉An₄₀Or₁). Химический состав такого плагиоклаза определяет молекулярный состав: Al₆₂₋₈₂An₁₄₋₂₀Or₄₋₁₈. Высокий процент ортоклазовой составляющей вызван замещением плагиоклаза калиево-натриевым полевым шпатом по краям и в виде антипертитов. Плагиоклаз окрашен окислами железа, что отражается на яркой окраске гранитоидов.

Роговая обманка во вкрапленниках образует длинностолбчатые идиоморфные кристаллы, плеохроирующие в буровато-зеленых тонах; cNg = 15–20°, –2V = 80–87°. Химический состав амфибола из гранодиоритовых интрузий, значительно удаленных друг от друга, обладает общими признаками: низкой железистостью (F = 31–40 %), высоким содержанием алюминия в четверной координации, что приближает его к паргаситовым роговым обманкам и отличается от роговых обманок гранитоидов абкитского комплекса.

В гранодиоритах и кварцевых монцонитах интрузий, изученных в процессе полевых работ по листу, роговая обманка нередко ассоциирует с диопсидом (cNg = 38°, +2V = 58°). Химический состав диопсида соответствует молекулярному составу: Woll₄₅En₄₁Fs₁₄. В гранодиоритах массива Лабазный во вкрапленниках и в основной массе содержится гиперстен. Биотит во вкрапленниках и в основной массе обычно хлоритизирован, лейкоксенизирован, карбонатизирован, эпидотизирован. Калиево-натриевый полевой шпат вместе с кварцем образует основную массу; слабо буроват, наблюдается обилие пертитовых вростков альбита. Валовый химический анализ минерала показывает высокий процент альбитовой молекулы (Or₄₈₋₆₈Al₃₀₋₄₈An₂₋₄).

Химический состав пород массива Лабазный отвечает большей частью гранодиоритам, адамеллитам, граносиенитам и умереннощелочным гранитам, реже монцонитам и лейкогранитам (рис. 12, прил. 3). По нашим аналитическим данным, средние значения и вариации главных геохимических параметров для пород плутона составили: **Ka** = 0,716 (1st Qu. = 0,647; 3rd. Qu. = 0,778), **Al₁** = 0,803 (1st Qu. = 0,749; 3rd. Qu. = 0,838), **Al₂** = 2,09 (1st Qu. = 1,144; 3rd. Qu. = 2,919), **Fm** = 0,558 (1st Qu. = 0,55; 3rd. Qu. = 0,584), судя по индексам

ACNK и *a'* гранитоиды известково-щелочные, нормального ряда по щелочности, высокоглиноземистые. Судя по геохимическим данным и дискриминантным геодинамическим диаграммам, гранитоиды булунского комплекса формировались в обстановке активной континентальной окраины (прил. 3, рис. 13).

В гранитах и граносиенитах третьей фазы плагиоклаз представлен олигоклазом № 14–20, составляющим 50–60 % объема пород. Граносиениты отличаются пониженным содержанием оксида кальция, редкие кварцевые сиенит-порфиры характеризуются порфировой или олигофировой структурой. Плагиоклаз (30–35 %) имеется в порфирировых выделениях (до 20 %) – олигоклаз № 18–25 и в основной массе – альбит-олигоклаз. Присутствует кварц (15–20 %) и калиево-натриевый полевой шпат (45–50 %), как во вкрапленниках, так и в основной массе, встречаются биотит (до 5 %), редко диопсид и амфибол. Вторичные изменения средней интенсивности – эпидотизация, серицитизация и хлоритизация.

Гранитоиды булунского комплекса претерпели слабый гидротермальный метаморфизм: хлоритизацию, эпидотизацию, карбонатизацию. Среди выходов пород комплекса наблюдались немногочисленные маломощные (0,2–0,5 м) кварцевые и флюорит-кварцевые жилы с убогой золото-сульфидной или медно-молибденовой минерализацией.

Булунский комплекс относится к гранит-гранодиоритовой формации [136]. Возраст его устанавливается на основании геологических наблюдений и изотопных анализов. Породы комплекса пересекают вулканиты кедонской серии и нижнекаменноугольные отложения, а галька гранитоидов присутствует в базальных конгломератах ниже-среднекаменноугольных ючугейской и корбинской свит [284], а также в базальных конгломератах с фауной поздней перми в бассейне р. Булун [229]. Изотопный возраст пород, определенный К-Аг методом, колеблется в пределах 183–355 млн лет [61, 284]. В четырех образцах из умереннощелочных гранит-порфириров, монзонит-порфириров и гранит-порфириров средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты цирконов варьируют от 375 ± 3 до 363 ± 5 млн лет. При этом гранодиориты и умереннощелочные граниты первой и второй фаз одной из интрузий на левобережье р. Омолон показали даты $375\text{--}372 \pm 3$ млн лет, а гранит-порфир третьей фазы – 369 ± 3 млн лет (обр. 73), что в целом согласуется с изотопными датировками вулканитов кедонской серии. Исходя из этого, можно предположить, что булунский комплекс и кедонская вулканическая серия составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию.

ЮРСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Тумминский вулканический комплекс трахибазальтовый ($\tau\beta\text{J}_1\text{tm}$) объединяет покровные образования тумминской свиты, описанной в гл. «Стратиграфия», а также субвулканические силлы, дайки и мелкие жерловые тела преимущественно трахибазальтового состава. Комплекс имеет ограниченное распространение по площади, выходы субвулканических тел отмечались в основном среди мезозойских толщ Намской брахисинклинали. По данным В. Н. Егорова [75], выходы этих пород присутствуют также в бассейне

р. Бол. Авлондя и на междуречье Парень–Крестик среди осадочных и туфогенно-осадочных отложений перми – нижней юры. Мощность силлов варьирует от 10–50 до 100 м, даек – не более 5 м, протяженность – до 2 км. На карте показано одно объединенное силлообразное тело протяженностью около 4 км.

Силлы и дайки сложены массивными, реже миндалекаменными афировыми или олигофировыми трахибазальтами, в краевых частях присутствуют агломератовые лавы, кластолавы или туфы трахибазальтов, в отдельных случаях присутствуют трахидолериты. Экзоконтактовые изменения практически не выражены либо представлены слабой перекристаллизацией цементирующей массы вмещающих отложений непосредственно вдоль контактов. В самих телах развиты низкотемпературные изменения: хлоритизация, карбонатизация, альбитизация.

Трахибазальты обладают массивной или миндалекаменной текстурой и олигофировой или афировой структурой, с гиалиновой, гиалопилитовой, интерсертальной, пилотакситовой основной массой. Состоят из микролитов плагиоклаза (10–70 %), погруженных в стекловатый базис или содержащих в интерстициях стекло, часто замещенное хлоритом (до 20–35 %), боулингом, карбонатом (до 7–10 %). Из темноцветных, довольно редко, отмечается роговая обманка. Иногда встречается ксеноморфный кварц. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, иногда гематитом. По химическому составу среди пород тумминского комплекса, кроме преобладающих трахибазальтов, отмечаются умеренно-глиноземистые ($al = 0,76$) базальты нормального ряда и низкоглиноземистые ($al = 0,67$) щелочные пикритобазальты натриевого ряда [75]. Тип щелочности пород калиево-натриевый. Отмечаются высокие содержания титана и железа. Породы комплекса характеризуются повышенными содержаниями никеля, хрома, марганца, железа, кобальта, хрома, титана, меди и фосфора.

Кластолавы трахибазальтов – породы с кластической текстурой, состоящие на 70–75 % из обломков афировых, олигофировых, массивных и миндалекаменных трахибазальтов, сцементированных флюидалным буроватым стеклом, участками замещенным лейкоксеном, альбитом, карбонатом и хлоритом. Альбит и хлорит выполняют пустоты.

Трахидолериты – мелкозернистые порфировидные, иногда порфиновые породы. Структура офитовая, пойкилоофитовая, микродиабазовая, текстура массивная или миндалекаменная. Породы состоят из лейст андезина-лабрадора (№ 35–60), иногда деанортизированного (60–65 %), небольшого количества калиево-натриевого полевого шпата (до 3–5 %), бесцветного или буровато-розового клинопироксена (титан-авгит) и развивающейся по нему роговой обманки – баркевикита размером до 5 мм (до 15–20 %), вторичного красновато-оранжевого и бурого биотита (до 10 %), псевдоморфоз по оливину и незначительного количества стекла (до 5 %). Рудный минерал – пластинки гематита (до 20–25 %), магнетит, титаномагнетит и лейкоксенизированные ильменит (3–5 %), акцессорные – апатит и сфен. Стекло и темноцветные минералы интенсивно замещаются хлоритом и боулингом (до 10–20 %), актинолитом (до 45 %), карбонатом, эпидотом. Миндалины выполнены хлоритом, боулингом.

Вулканиды составляют трахибазальтовую формацию. Раннеплинбахский возраст комплекса установлен довольно уверенно на основании их тесной пространственной и генетической связи с фаунистически охарактеризованными вулканидами тумминской толщи. Раннеюрский, несколько «удревненный» возраст (200 ± 4 млн лет) устанавливается изотопным K-Ar методом (обр. 265/9, умереннощелочной долерит).

Омолонский гипабиссальный малых интрузий комплекс эссексит-тешенитовый представляют малые тела (дайки, силлы, штоки), главным образом умереннощелочных и щелочных основных пород, таких как эссекситы и тешениты ($\epsilon\text{VJ}_1\phi$), иногда монцогаббро, трахибазальты. Более редки перидотиты, камптониты, кринаниты, тералиты и гипербазиты ($\nu\sigma\text{J}_1\phi$). Характерны преимущественно для Ауланджинской зоны Омолонского массива, распространяясь на краевую часть Гижигинской зоны (бассейн р. Парень).

Мощность силлов сильно варьирует, достигая 100 м, мощность даек – обычно до 5 м, протяженность – от сотен метров до 3 км. Площади выходов пород не превышают 10–12 км². Наиболее значительные по масштабам тела сложной конфигурации «многоэтажны». Очень редко отмечается дифференцированное строение тел щелочных габброидов. На левобережье р. Горная в одном из тел мощностью 3 м, центральная часть сложена баркевикитовыми эссекситами, краевые части (0,2 и 0,8 м) – камптонитами. Эссекситы из центральной части имеют неясно выраженное полосчатое строение, обусловленное наличием большого количества линзовидно-полосчатых (до 2 см) лейкократовых обособлений.

Единичные тела представлены перидотитами, некоторые разности из них содержат слабо окрашенный в розовый цвет моноклинный пироксен и баркевикитоподобную роговую обманку, что по-видимому, указывает на родственность этих пород с щелочными габброидами [211]. Контактные изменения в осадочных образованиях выражены в некотором уплотнении, осветлении и слабой перекристаллизации. Непосредственно на контакте образуются хлорит, карбонат, эпидот, серицит.

Основные особенности пород омолонского комплекса подробно описаны Ю. А. Билибиным [21], рассмотрены также в работе Н. А. Горячева и др. [61].

Тешениты – офитовой, гипидиоморфнозернистой структуры породы, сложенные лабрадором № 55–58 (20–50 % объема породы), титанавгитом, изредка эгиринавгитом (20–35 %), в интерстициях – анальцимом (5–20 %). Присутствуют баркевикит (иногда до 35 %), бурый или красно-бурый биотит (0–5 %), калишпат (0–5 %), псевдоморфозы по оливину ильменита и титаномагнетита (3–10 %). Акцессорные минералы – апатит и сфен.

Эссекситы обладают офитовой, пойкилоофитовой структурой, отличаются от тешенитов более кислым плагиоклазом, нередко деаноротитизированным до олигоклаза и альбита (25–55 % объема), большим количеством калиево-натриевого полевого шпата (15–25 %), постоянным присутствием баркевикита (15–30 %), изредка оливина (до 10 %); отмечаются титанавгит (до 25–35 %), анальцим (до 10 %), бурый биотит (1–3 %). Присутствуют рудный минерал (до 15 %) и апатит (4 %).

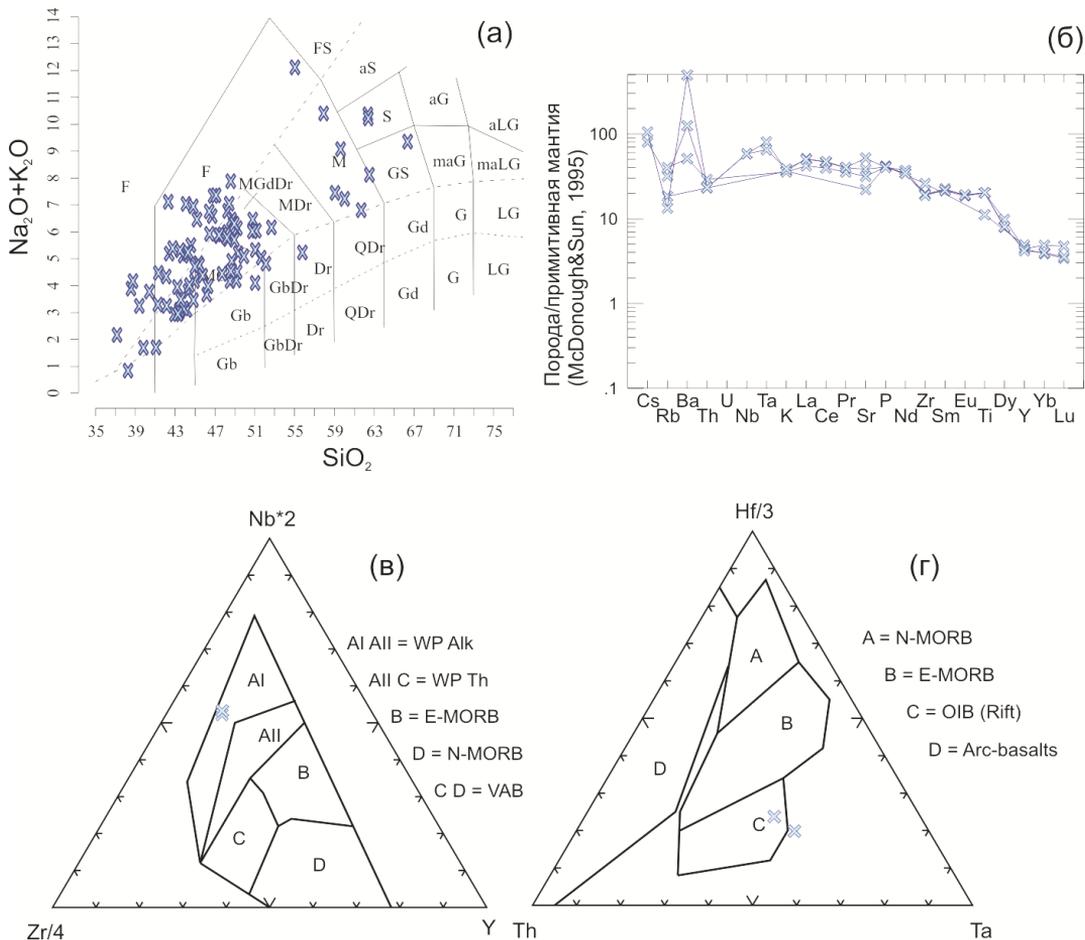


Рис. 15. Диаграммы химического состава пород раннеюрского омолонского комплекса щелочных габброидов.

Дискриминантные поля на диаграммах по данным: а – [163], б – нормировано к РМ [251]; в – [252]; г – [262].

В кринанитах 40–50 % объема приходится на плагиоклаз, 35–40 % – на титанавгит и оливин, 10–15 % – на анальцит, биотит, калиево-натриевый полевои шпат.

Перидотиты – мелкозернистые, иногда порфировидные, породы сложенные оливином (не менее 50–60 %), подчиненными ему моноклинным и ромбическим пироксеном, незначительным количеством плагиоклаза, баркевикитом и коричневато-оранжевым биотитом. Около 30–40 % породы представлено мелкозернистой пойкилитовой основной массой, состоящей из вытянутых и неправильных выделений (ло 2–3 мм) моноклинного прироксена, включающего многочисленные мелкие идиоморфные индивиды. Различаются полевошпатовые лерцолиты и серпентинизированные верлиты.

По химическому составу породы комплекса принадлежат к умеренно- и высокоглиноземистым щелочным и умереннощелочным габброидам, тип щелочности пород калиево-натриевый. Обычно присущи высокие содержания щелочей и некогерентных примесных элементов. Для пород характерен относительно плоский спектр распределения несовместимых примесных элементов, в целом повышенный относительно примитивной мантии. Обогащенность магм высокозарядными некогерентными примесными элементами, а также Та, Nb, Zr и Y указывает на щелочной внутриплитный характер магм, свойственный рифтовым геодинамическим обстановкам (рис. 15).

Породы ололонского комплекса составляют формацию щелочных габброидов [116]. Возраст интрузивов считался раннемеловым [345]. Большая часть габброидных тел находится среди пермских и триасовых осадочных толщ и лишь некоторые из них расщепляют нижнеюрские терригенные отложения. В связи с этим высказывались представления о поздне триасово-раннеюрской ассоциации [135]. В подтверждение этому приводятся также сведения о присутствии в отложениях нижней юры обломков щелочных габброидов типа эссексит-диабазы [212]. Возможно, щелочные габброиды близко синхронны с трахибазальтами тумминского вулканического комплекса. Значения К-Аг возраста, по данным И. Н. Котляра, составили от 124 до 155 млн лет, т.е. соответствуют поздней юре – раннему мелу [105, 106]. Наши новые данные К-Аг датирования щелочных пикритов и тешенитов на месторождении Кубака – среднеюрские (165–144 млн лет). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пострудной дайки тешенитов ололонского комплекса, пересекающей главную кварц-карбонатную жилу Цокольной зоны, показало раннеюрский возраст плато по породе (179 ± 8 млн лет, СКВО = 2,2, $p = 0,11$, выход ^{39}Ar на трех ступенях = 61,8 %). Монофракция плагиоклаза из этой же породы показала возраст плато 169 ± 9 млн лет (СКВО = 0,81, $p = 0,45$, выход $^{39}\text{Ar} = 85,7$ %). Возраст принимается раннеюрским.

Щельинский плутонический комплекс гарцбургит-лерцолитовый (УСЖ?Щ) изучался Г. Е. Некрасовым [151], в последние годы – С. А. Паланджяном [97, 226] и Б. А. Базылевым [14]. Как петрографическое подразделение с именем собственным выделен в Гижигинской СЛ-200 [288]. Линзовидные тела комплекса залегают среди кремнисто-вулканогенных образований поворотнинской толщи поздне триасово-юрского возраста и совместно с нею деформированы. Зоны распространения массивов с современных позиций классифицируются как меланж. В составе комплекса преобладают интенсивно серпентинизированные лерцолиты и гарцбургиты (УС), среди которых сохраняются участки относительно слабо измененных пород, встречаются верлиты, линзы хромитоносных дунитов.

Наиболее крупное тело площадью около 8 км², вскрывающееся в районе мыса Поворотный, может служить петротипом. Сложено шпинелевыми лерцолитами и гарцбургитами, дунитами и верлитами, которые, согласно Б. А. Базылеву с соавторами [14], были сформированы в ходе единого магматического этапа в супрасубдукционной геодинамической обстановке.

Лерцолиты и гарцбургиты имеют массивную или полосчатую текстуру и порфирокластическую структуру, участками переходящую в гранобластовую. В полосчатых лерцолитах иногда отмечается чередование сантиметрово-

вых, редко дециметровых прослоев дунитового и вебстеритового составов. Крупные (до 5–8 мм) порфирокласты ортопироксена содержат ламелли клинопироксена и, как правило, несут признаки деформации. Клинопироксен образует мелкие (до 0,5 мм) резко ксеноморфные зерна, редко присутствует в виде изометричных порфиробластов. В лерцолитах и гарцбургитах зерна Сг-шпинелида обычно ксеноморфные и просвечивающие, в лерцолитах – желтовато-бурые, в гарцбургитах – красно-бурые, до почти непрозрачных.

Дуниты представлены как пироксенсодержащими, так и беспироксеновыми разновидностями. Ортопироксениты отличаются грубозернистой структурой и содержат непрозрачные идиоморфные зерна шпинелида. В пределах комплекса дуниты, верлиты и пироксениты нигде не образуют крупных самостоятельных тел и, по-видимому, формируют лишь прожилки или дайкообразные тела в гарцбургитах и лерцолитах.

Породы щельнинского комплекса относятся к дунит-перидотитовой формации [139].

Подчеркивался протрузивный характер соотношений гипербазитов с вмещающими слоистыми толщами, среди «глыб» меланжа в тесной связи с наиболее крупным массивом в бух. Щель (район мыса Поворотный) были описаны «эклогиты и амфиболовые эклогиты» [47], которые, на наш взгляд, предпочтительнее назвать гранатовыми амфиболитами, т. к. в породах отсутствует омфацитовый пироксен. Возраст циркона из этих амфиболитов, определенный В. В. Акининым SHRIMP-RG методом, составил 137 ± 3 (средневзвешенный возраст из 6 кристаллов, СКВО = 0,7, $p = 0,6$). Валанжинские цирконы достаточно мелкие (<100 мкм) и в катодолюминесцентном излучении демонстрируют сложную блоково-секториальную зональность без осцилляторных доменов, что характерно для метаморфических кристаллов (Th/U отношение варьирует в зернах от 0,03 до 0,3).

Галька гипербазитов присутствует в валанжин-готеривской хаттананской свите. Юрский (возможно, раннеюрский) возраст гипербазитов принят на основе K-Ar датировки в 186 млн лет [151].

Меловые магматические образования

Раннемеловые образования

Вавачунский вулканический комплекс андезит-риолитовый ($r\lambda K_1$, и) вместе с покровными образованиями вавачунской свиты распространен в центрально-тайгоносской СФЗ. Впервые выделен и описан Г. Е. Некрасовым в 1967 г. на левобережье р. Имповеем. Субвулканические образования представлены сериями сближенных даек мощностью 3–10 м и протяженностью до 300–400 м, небольшими лакколитообразными телами, сложенными риодацитами и дацитами, располагающимися как в пределах полей одноименной вулканической толщи, так и в непосредственной близости к ним. На геологической карте показано одно лакколитообразное тело плагиориолитов в верховьях р. Имповеем. Тело приурочено к границе верхнеюрских и нижнемеловых толщ, перекрывается теланской свитой, вытянуто в северо-восточном направлении не менее чем на 7 км. Плагиориолиты – светло-серые породы с афанитовой основной массой, в которую погружены изометричные таблит-

чатые и призматические вкрапленники альбита, реже изометричные зерна кварца. Основная масса аллотриоморфнозернистая, местами с элементами лепидогранобластовой структуры, встречаются кристаллы роговой обманки, скопления мелкочешуйчатого бластического биотита [151].

Раннемеловой (берриасский) возраст комплекса основывается на синхронности субвулканических тел покровным образованиям вавачунской свиты, перекрываемым эффузивами валанжинской теланской свиты.

Центрально-тайгоносский гипабиссальный малых интрузий комплекс монцонит-граносиенитовый. Как раннемеловой комплекс граносиенитов и субщелочных и аляскитовых гранитов выделялся Г. Е. Некрасовым [150], название дано И. Л. Жулановой [288]. Представлен небольшими куполовидными массивами (Средний, Вавачун, вероятно Айчан), штоками, силлами, дайками. Комплекс трехфазный. Первая фаза представлена редкими габбро и монцогаббро ($\nu K_1 ct_1$), вторая – монцонитами и кварцевыми монцонитами ($\mu K_1 ct_2$), которые наблюдаются в виде ксенолитов в породах третьей фазы или в виде мощных пластовых залежей, штоков и даек. Третью фазу образуют амфибол-биотитовые граносиениты и умереннощелочные граниты ($\gamma \xi K_1 ct_3$), они слагают куполовидные массивы и штоки.

Массив Средний – петротип комплекса площадью около 27 км² образует куполовидный дискордантный многофазный шток асимметричного строения с крутым северо-западным контактом и пологим (10–15°) юго-восточным. В кровле и экзоконтакте массива преобладают вулканыты вавачунской свиты раннего мела, западный контакт массива – тектонический.

Согласно полевым наблюдениям 2016 г., в составе массива Средний выделяются породы всех трех фаз внедрения (монцогаббровая, монцонитовая, граносиенитовая). Первая фаза – габбро, монцогаббро и монцодиориты – слагаются многочисленными ксенолитами, иногда переходными фациями с сиенитами типа минглинга, более или менее крупные тела которых сосредоточены преимущественно в эндоконтакте и образуют зоны, параллельные кровле массива. Вторая фаза также представлена в виде ксенолитов и жиллообразных тел розовато-серых мелко- и среднезернистых роговообманково-биотитовых монцонитов, они же рассекают и содержат ксенолиты монцогаббро. Третья фаза слагает основной объем массива Средний, образована граносиенитами, умереннощелочными гранитами и лейкогранитами.

Граносиениты – равномернокристаллические или порфировидные породы гипидиоморфнозернистой структуры. Сложены калиево-натриевым полевым шпатом (40–43 %), зональным альбитом (30 %), кварцем (около 20 %), присутствует хлоритизированный биотит. Идиоморфные таблитчатые кристаллы плагиоклаза размером до 3 мм окружены ксеноморфными выделениями калиево-натриевого полевого шпата. В интерстициях между зернами полевых шпатов располагается кварц, местами в микропегматитовым срастаниях с калиево-натриевым полевым шпатом. Вторичные минералы: карбонат, хлорит, эпидот и мусковит замещают в основном полевой шпат. Акцессорные минералы – сфен и ортит. С увеличением содержания кварца (до 35 %) граносиениты сменяются гранитами и умереннощелочными гранитами.

Распространены полевошпат-кварцевые прожилки, штокверковые зоны с эпидот-хлорит-кварцевыми прожилками и сульфидными пирита, халькопи-

рита, кварцевые жилы с друзами горного хрусталя. С массивом связываются медно-порфировая минерализация, а также молибденит-кварцевые жилы [151].

Массив Вавачун (около 70 км²) имеет овальную форму, несколько вытянут в северо-восточном направлении, пересекает средне-верхнеюрские осадочные толщи. Сложен преимущественно монцонитами второй фазы, в восточной части массива обособляется выход (10 км²) габбро первой фазы.

Габбро – равномернозернистые породы, состоящие из анортит-лабрадора (50–55 %) и роговой обманки (40–45 %), включающей реликты моноклинного пироксена. Более редки рудный минерал, биотит, сфен. По химическому составу габбро отличаются высокой железистостью и титанистостью, в них больше оксида калия и выше сумма щелочей, что приближает их к монцогаббро [79]. Отмечается присутствие кортландитов, в кортландитах бурая роговая обманка (45 %) сочетается с биотитом (7–10 %), содержит вроски оливина (до 35 %), ортопироксена (до 10 %) и плагиоклаза.

Монцониты – серые и зеленовато-серые средне- и крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой и монцонитовой структурой, состоят из примерно равного количества (30–40 %) плагиоклаза и калиево-натриевого полевого шпата, темноцветных минералов (биотита и роговой обманки) – 20–30 %, в небольшом количестве отмечается кварц, иногда присутствует моноклинный пироксен. Акцессорные минералы – циркон, апатит, сфен, магнетит. Вторичные – хлорит и биотит, развивающиеся по роговой обманке, карбонат – по плагиоклазу. С увеличением количества кварца (до 10–15 %) наблюдались переходы в кварцевые монцониты.

По всей вероятности, к центрально-тайгоносскому комплексу относятся небольшие, вытянутые в северо-восточном направлении тела монцонитов в центральной части п-ова Тайгонос, в бассейне р. Бол. Чайбуха. Одно из этих тел массив Айчан (площадью 11,7 км²) был нами опробован при полевых работах в 2016 г. Интрузив сложен серыми и темно-серыми среднезернистыми амфибол-биотитовыми монцонитами и монцогаббродиоритами [79]. В монцонитах плагиоклаз (An_{31–51}), микроклин (25–30 %) и роговая обманка (замещена актинолитом) формируют гипидиоморфонозернистую структуру ранней генерации. Роговая обманка и биотит (в сумме 8–18 %). Биотит и кварц находятся в интстициях и отражают позднюю стадию кристаллизации расплава.

Породы центрально-тайгоносского комплекса представляют монцонит-сиенитовую формацию [139]. По химическому составу характеризуются повышенной концентрацией калия и суммой высокозарядных и редкоземельных примесных элементов (прил. 3), относятся к гранитоидам вулканических дуг низкоглиноземистого ряда (рис. 16).

Возраст комплекса, определенный U-Pb SHRIMP методом по цирконам из сиенита массива Средний, составляет $146 \pm 1,3$ млн лет, что отвечает пограничному интервалу юры и мела, принимается раннемеловым, возможно, формирование комплекса ассоциирует с эффузивами нижнемеловой вавачунской свиты. U-Pb SHRIMP-датировки циркона из монцонита массива Айчан показали раннепермский возраст 290 ± 2 млн лет. В то же время, интрузив прорывает и метаморфизует верхнетриасовые и нижнеюрские отложения. Можно предположить, что цирконы захвачены с глубины и отвечают магма-

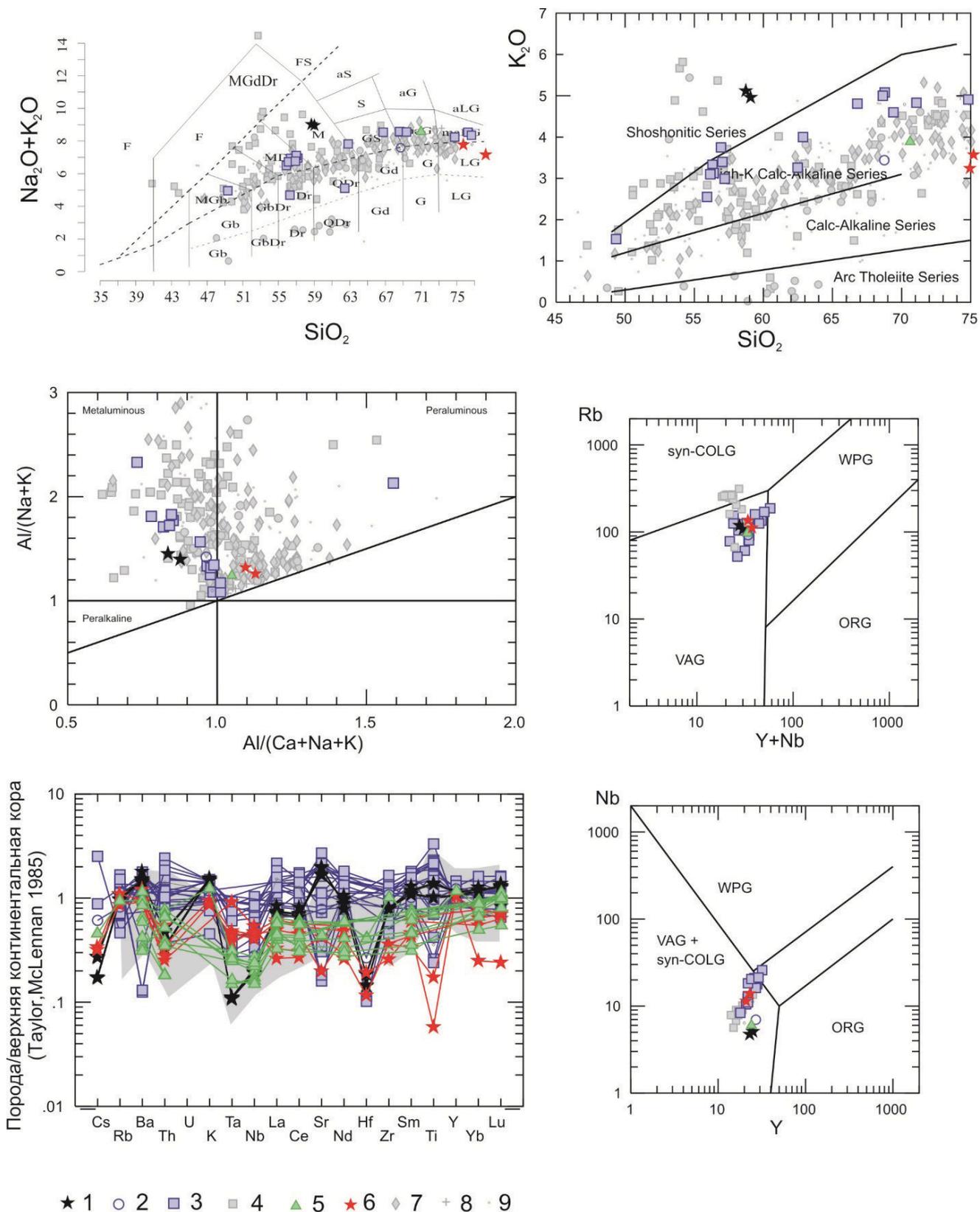


Рис. 16. Диаграммы химического состава ранне- и позднемеловых магматических комплексов гранитоидов.

На спайдерграмме – распределения примесных элементов, нормированных к среднему составу верхней континентальной коры [258], серым показана область составов восточно-тайгоносского комплекса гранитоидов. Цветные значки – наши новые данные, серые – фондовые. 1 – массив Айчан, 2 – северо-тайгоносский комплекс (мысы Авековский, Калымачский), 3, 4 – викторинский комплекс (мыс Мрачный и др.), 5 – центрально-тайгоносский комплекс (мыс Средний), 6 – тихореченский комплекс (мыс Портос), 7 – наяханский комплекс, 8 – омсукчанский комплекс, 9 – неразделенные «охотские» гранитоиды.

тическим процессам кечичминского (C_3-P_1) этапа вулканизма, в связи с чем этот результат требует дополнительного изотопно-геохронологического изучения и воспроизведения. Наши K-Ar датировки четырех проб показали даты от 195 ± 2 до 144 ± 3 млн лет, а в архивной базе данных ГЕОХРОН [3] – 179 и 228 млн лет. В любом случае этот вопрос является целью дальнейшего изучения магматизма района п-ова Тайгонос.

Явоямский вулканический комплекс дацит-базальтовый ($\zeta K_1 a v$) представлен эффузивами одноименной толщи и комагматичными субвулканическими образованиями.

Субвулканические образования комплекса составляют редкие штокообразные и трещинные тела дацитов северо-восточного простирания (4–5 км) и более мелкие, не выражающиеся в масштабе карты, трещинные тела и дайки базальтов и дацитов, обнажающиеся в истоках рек Имповеем и Явоям.

Дациты – светло-серые массивные породы с вкрапленниками зонального плагиоклаза (№ 20–40), реже биотита, амфибола и кварца. Основная масса микропойкилитовая, состоит из псевдосферолитового базиса, сложенного кварцем и калиево-натриевым полевым шпатом с пойкилитовыми вростками плагиоклаза, слюды и хлорита.

По химическому составу породы имеют натриевый характер и часто занимают промежуточное положение между средними типами дацитов и риолитов [151]. Химический анализ (обр. 1603/1) породы из нашей коллекции выявил высокие содержания суммы оксидов щелочных элементов с тенденцией в сторону трахидацитов и трахиандезитов, редкоземельных элементов (прил. 3).

Вулканиды относятся к андезитовой формации [139]. Возраст комплекса принят раннемеловым на основании сходства состава и пространственного сонахождения с покровными образованиями одноименной толщи.

Бибеканский гипабиссальный малых интрузий комплекс щелочносиенит-бостонитовый ($E \zeta K_1 b$) представлен главным образом линзовидными залежами, лакколитами площадью выходов 0,5–2 км² и более редкими дайками щелочных сиенитов, бостонитов и сиенит-порфиоров, распространенными в северо-восточной части листа на правобережье р. Крестик среди пермских и триасовых отложений.

Щелочные сиениты комплекса состоят на 80–85 % из калиево-натриевого полевого шпата, содержащего реликты кислого плагиоклаза. В интерстициях между кристаллами полевого шпата располагаются зерна эгирина и (или) арфведсонитоподобного амфибола и гораздо более редкого анальцима. Отмечен акцессорный титаномагнетит. По химическому составу это – насыщенные кремнеземом породы с высокими содержаниями щелочей (при небольшом преобладании натрия над калием) и оксидов железа, низкими концентрациями извести и магнезии.

Бостониты отличаются от щелочных сиенитов в основном специфической структурой и присутствием кварца, благодаря которому характеризуются более высокой кремнекислотностью и несколько меньшей щелочностью.

В сиенит-порфирах наряду с калиево-натриевым полевым шпатом существенна роль андезин-олигоклаза. Кварц обычно отсутствует. Цветные минералы представлены, как правило, замещенным хлоритом амфиболом и, видимо, клинопироксеном. По сравнению со щелочными сиенитами и бостони-

тами содержат меньше кремнезема и щелочей, среди которых натрий заметно преобладает над калием. Концентрации магнезии и извести, напротив, более высоки.

Бебеканский комплекс относится к формации щелочных сиенитов; считается раннемеловым, исходя из того, что его тела рассекают или расслаивают не только верхнепалеозойские и нижнемезозойские осадочные толщи, но также терригенные отложения валанжина и готерива (за пределами территории). Среди более молодых образований, в т. ч. альбских и сеноманских вулканитов ОЧВП, они не известны.

Вануоноваямский гипабиссальный малых интрузий комплекс диорит-габбровый. Породы комплекса (в основном габбро и диориты) выделялись как раннемеловые образования А. Ф. Бойшенко [23] и И. Л. Жулановой [79]. Образуют небольшие штоки, многочисленные силлы, дайки, группирующиеся в свиты среди отложений карбона – раннего мела (доаптские толщи). Развиты в бассейнах рек Кенгевеем и Кычувэвеем. В обрывах мыса Матугина на протяжении 1 км обнажена свита даек из нескольких десятков тел. Мощность интрузивных залежей колеблется от десятков до сотен метров, протяженность даек – от 1 до 30 км, а силлов – до 3–8 км. Площадь крупных штоков основного состава достигает 5–25 км² [23]. Наиболее сложные пластовые тела представляют собой дифференцированные интрузивные залежи и состоят из слоев крупно- и тонкокристаллических разновидностей габбро (vK_1). Отдельные тела в обрамлении бух. Имповеем сложены полосчатыми биотит-оливиновыми габбро, сменяющимися во внутренних частях интрузий меланократовыми разностями, которые при почти полном исчезновении плагиоклаза переходят в кортландиты [151]. Штоки преимущественно кварцево-диоритового ($q\delta K_1$), а также гранодиоритового и кварцево-монцонитового составов расположены в бассейне р. Тополовка. Они имеют в плане более или менее округлую форму и резко дискордантны по отношению к вмещающим их пермским, триасовым и юрским отложениям. В центральной части штоки сложены кварцевыми монцонитами и гранодиоритами, которые к периферии сменяются диоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами и габбро, в некоторых штоках наблюдались гранодиориты. В бассейне р. Калемнын распространены дайки габбродиортов ($v\delta K_1$), группирующиеся в полосе северо-восточного простирания.

Тела комплекса сложены лейкократовыми, мезократовыми и пегматоидными габбро, габбро-порфиритами, кортландитами, габбродиоритами, габбродолеритами, долеритами, диоритами, диорит-порфиритами, редко гранодиоритами. Наиболее распространенные породы – габбро, габбродиориты, кварцевые диориты.

Габбро – серо-зеленые и буровато-зеленые разнозернистые породы с габбровой, участками офитовой структурой, состоят из таблитчатых зерен (до 1 мм в длину) зонального плагиоклаза (битовнит № 80 в ядре, лабрадор № 55 в кайме) и наполовину замещенного хлоритом и карбонатом пироксена. Моноклинный и ромбический пироксен образуют короткопризматические кристаллы, зеленая роговая обманка – длиннопризматические выделения. В промежутках между зернами развивается хлорит, местами вместе с ним отмечается идиобластический амфибол. Габбро-порфириты отличаются

порфировидной структурой, основная масса сложена тонкими таличками битовнита, зернами моноклинного пироксена и агрегатами бледно-зеленого хлорита.

Габбродиориты, представляющие собой в основном дайки, характеризуются преобладанием в своем составе таблитчатого плагиоклаза и роговой обманки, в количестве 5–8 % содержится кварц. Акцессорные минералы – магнетит, сфен и апатит, эпигенетические минералы – кальцит, хлорит и эпидот, особенно обильны в габбро мелких интрузивных тел.

Кварцевые диориты – темно-серого цвета разнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой, а в местах скоплений темноцветных минералов, офитовой и пойкилоофитовой структурой, размеры зерен 0,5–4 мм. Состоят из плагиоклаза (60–70 %), биотита, роговой обманки, кварца (25 %) и калина-тровоного полевого шпата (ортоклаз). Плагиоклаз (An_{31-39} и до An_{44} в ядрах) представлен таблитчатыми кристаллами размером 1–4 мм, полисинтетически сдвойникованными и зонального строения; калиево-натриевый полевой шпат встречается в виде мелких ксеноморфных зерен. Зеленая роговая обманка представлена двумя разновидностями, образует длиннопризматические кристаллы. Акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен и рудный минерал.

Очень редкие гранодиориты светло-серые средне- и крупнозернистые породы. Количественные соотношения в них минералов колеблются в широких пределах, средний состав: плагиоклаз An_{31-39} (56 %), кварц (30 %), микроклин (12 %), биотит и роговая обманка [23]. Размеры зерен 2–4 мм. Акцессорные минералы – апатит, циркон и магнетит, размером 0,03–0,2 мм. Эпигенетические минералы – серицит и хлорит.

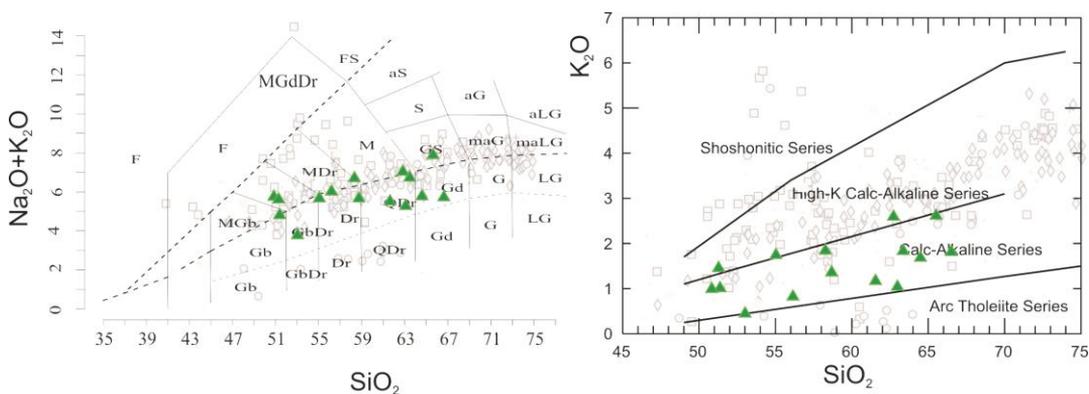


Рис. 17. Диаграммы химического состава пород вануновьяского магматического комплекса. Аналитические данные [23].

Серыми значками для сравнения показаны все составы пород нижне- и позднемеловых магматических комплексов листа P-57.

По химическому составу породы варьируют от габбро до гранодиоритов известково-щелочной серии, преимущественно натриевого типа, характерные для гранитоидов ранних стадий развития вулканических дуг (рис. 17). Поро-

ды вануоноваймского комплекса, скорее всего, принадлежат к габбро-диорит-плагиогранитовой формации [139].

Изотопное датирование (К-Аг метод) диорит-порфиритов, кварцевых диоритов показало даты 110, 119, 122 млн лет [23], что соответствует апт-альбу. Полезные ископаемые, связанные с породами комплекса, не обнаружены.

Аскольдинский вулканический комплекс риолитовый (λK_1as) объединяет покровные образования аскольдинской свиты и серию субвулканических тел и даек ультракалиевых риолитов, невадитовых риолитов, игнимбри-тов риолитов в верховьях рек Мяучан, Сугой и Эльга. Характерной особенностью комплекса является преимущественно калиевый характер пород (отношение $K_2O:Na_2O$ варьирует от 2:1 до 40:1), низкие содержания кальция и магния, обилие кремнезема [127]. При широких вариациях кремнезема (73–80 %) максимум приходится на 76–78 %.

Субвулканические интрузии площадью от 4 до 19 км² пространственно ассоциируют с игнимбридами одноименной толщи, прорывают и метаморфизуют юрские и триасовые отложения, перекрываются породами галимовской свиты альбского возраста. Представлены обычно силлообразными и трещинными, иногда извилистыми, вытянутыми залежами риолитов северо-западного и субширотного простирания. Протяженность тел – 10–15 км, мощность – 1–2 км.

Риолиты – массивные породы с вкрапленниками (от 5 до 50 %) кислого плагиоклаза, калиево-натриевого полевого шпата, кварца и подчиненного им биотита. Базис риолитов микропойкилитовый. Количество вкрапленников увеличивается к центральной части тел, так что породы приобретают отчетливую невадитовую структуру.

Породы калиевые, иногда ультракалиевые, их выделяет аномально высокое содержание хрома (25–30 г/т) и низкая величина первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7034$, свидетельствующие о глубинной природе флюида, равновесного с материнскими расплавами.

С аскольдинским комплексом связано формирование эпitherмального золото-серебряного оруденения, включая месторождение Дукал. Широко проявлена дорудная адуляризация, сопровождающаяся формированием гидрослюд [99]. Интенсивность метасоматических преобразований вулканитов отражается особенностями их геохимического состава. Породам свойственны высокие концентрации Rb (150–300 г/т), Th (15–16 г/т), Pb (30–40 г/т), Ag (до 1 г/т) [104].

Возраст комплекса принимается раннемеловым (аптским) в связи с синхронностью внедрения субвулканических тел и формирования покровов аскольдинской свиты.

Мандычанский гипабиссальный малых интрузий комплекс эссексит-габбровый выделен Ю. Н. Родновым (1986 г.). Проявлен в западной части листа, в верховьях р. Меренга. Основной ареал распространения комплекса и петротип находятся на соседнем листе Р-56.

Комплекс представлен малыми штоками и дайкообразными телами, дайками габбро (vK_1ma), реже габбро-порфиритов, долеритов, диорит-порфиритов (δK_1ma), за пределами территории известны роговообманковые перидотиты, монцогаббро, монцониты, эссекситы, тешениты. Малые штоки не превышают

по площади 2 км²; извилистые дайкообразные тела мощностью 100–200 м и протяженностью до 10 км группируются в свиту шириной до 10 км и протяженностью до 50 км конкордантно складчатым структурам. Дайки имеют крутое или вертикальное залегание, протяженность их от сотен метров до 3–10 км, мощность – от 1 до 50 м, простираение юго-восточное. Контактный метаморфизм вмещающих терригенных образований заключается лишь в их уплотнении в зоне шириной 2–3 м [127].

Габбро – темно-зеленовато-серые мелко-среднезернистые до крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой состоят из лабрадора (40–50 %), клинопироксена (20–25 %), оливина (до 35 %), биотита и рудных минералов – ильменита, магнетита, пирита. Крупно-среднезернистые габбро иногда ассоциируют с перидотитами, слагая с ними протяженные мощные расслоенные дайки и малые штоки. При этом центральные части даек, как правило, сложены перидотитами, краевые – габбро, переходы между ними постепенные [127]. Для габбро-порфиритов характерно наличие (до 20–60 %) мелких (1–3 мм) фенокристаллов лабрадора, роговой обманки и клинопироксена.

Диориты и диорит-порфириты мелко- и среднезернистые порфировидные породы, состоящие в основном из андезина, клинопироксена и роговой обманки. Порфиновые выделения андезина–лабрадора составляют около 15 % объема породы.

Вторичные изменения в основных и средних породах умеренные: по плагиоклазу развиваются серицит, соссюрит, эпидот, пренит, иногда альбит, по темноцветным минералам – хлорит, серпентин, лейкоксен, актинолит, карбонат, реже цеолиты, кварц, пирит.

Мандычанский комплекс относится к сиенит-габбровой формации [138]. По данным химического анализа выявляется принадлежность пород комплекса к нормальному и умереннощелочному рядам со щелочностью калиево-натриевого типа. Отмечается повышенное содержание железа и, соответственно, большой коэффициент железистости. По сериальному индексу отчетливо проявлено разделение пород на две ветви, одна из которых близка к шощонитовому тренду, другая к высококалийному известково-щелочному позднеорогенному.

Раннемеловой возраст комплекса определяется соотношениями со стратифицируемыми образованиями, они располагаются в основном среди триасовых и юрских толщ, на смежной с запада территории тела комплекса пересекают нижнемеловую аскольдинскую свиту и перекрываются андезитами нижневерхнемеловой каховской свиты [63]. Малые тела перидотитов западнее территории листа рассечены и метаморфизованы диорит-порфиритами быстринского комплекса, а штоки эссекситов прорваны дайками риодацитов шороховского комплекса [127]. К-Аг изотопные датировки эссекситов и долеритов комплекса варьируют от 75 до 122 млн лет [63, 302]. С учетом геологических соотношений с более древними и более молодыми образованиями возраст мандычанского комплекса принят раннемеловым.

Приохотский плутонический комплекс габбродиорит-гранодиорит-гранитовый выделен из состава широко известного «охотского» комплекса в связи с неоднозначной трактовкой возраста последнего [288]. Распростра-

нен на северо-восточном побережье Гижигинской губы и правобережье р. Колымак. Предполагается, что массивы этого комплекса образовались до формирования вулканитов ОЧВП. Комплекс объединяет сложные массивы гранитоидов значительных размеров, а также связанные с ними штоки, дайки, сложенные породами от диоритов до гранитов. Петротипами служат Вархаламский (основной) и Тылхойский (лист Р-58) массивы.

Формирование комплекса происходило в три фазы с гомодромной последовательностью внедрения. Первая фаза – кварцевые диориты ($q\delta K_1\rho_1$), реже кварцевые монцодиориты, диориты, габбродиориты – образует штоки и сателлиты однофазного строения, залежи или слагает краевые части крупных интрузий. Контакты со второй фазой интрузивные, в последней нередко переработанные ксенолиты пород первой фазы. Вторая фаза (основная) – биотит-роговообманковые гранодиориты и тоналиты ($\gamma\delta K_1\rho_2$), плагиограниты – участвуют в строении крупных массивов (Вархаламский), нередко слагая их основной объем, образуют отдельные штоки и однофазные массивы. Характерная черта пород этой фазы – появление гнейсовидной полосчатости в гранодиоритах, зон мигматитов, агматитов. Породы третьей фазы представлены в основном умереннощелочными гранитами ($\gamma K_1\rho_3$), а также лейкогранитами, их порфиоровыми разностями, пегматитами. Пространственно связаны с гранитоидами главной фазы и располагаются в краевых, реже центральных частях многофазных массивов, имея с ними рвущие контакты, часто с многочисленными апофизами, а также образуют самостоятельные штоки, куполовидные и пластообразные тела, дайки.

Вархаламский массив занимает почти всю площадь п-ова Вархалам с учетом скрытой части на дне Гижигинской губы; по геофизическим данным, занимает площадь более 400 км². Массив рассекает и метаморфизует девонские и каменноугольные отложения, соотношения с меловыми образованиями ОЧВП не установлены. В составе Вархаламского плутона [206] выделяются ранние амфибол-биотитовые кварцевые диориты с фациальными переходами в кварцевые монцодиориты (первая фаза) и более поздние тоналиты с фациальными переходами в адамеллиты и гранодиориты (вторая фаза). Кварцевые диориты, составляющие две трети площади плутона, тяготеют к западной части массива, у северного контакта они сменяются кварцевыми монцодиоритами. И в тех, и в других присутствуют многочисленные ксенолиты кристаллических сланцев, амфиболитов и основных интрузивных пород (габбродиориты), не образующих самостоятельные тела на поверхности. Тоналиты и адамеллиты второй фазы приурочены к восточной части плутона (район мыса Екатерина). С ними связаны жилы плагио- и умереннощелочных гранитов в виде непротяженных апофиз среди гнейсов и диоритов первой фазы.

Кварцевые диориты – породы серого цвета, массивной, часто гнейсовидной (согласной со сланцеватостью вмещающих пород) текстуры и среднезернистой гипидиоморфнозернистой структуры. Минеральный состав: плагиоклаз (An_{35-40}) ~ 40–60 %, кварц, биотит – по 15–20 %, амфибол – 5–20 %, акцессорные минералы – сфен, апатит, магнетит – до 5 %. Вторичные минералы – эпидот, хлорит, актинолит. Кварцевые монцодиориты внешне аналогичны кварцевым диоритам. Отличаются присутствием решетчатого микро-

клина (до 10–15 %), который иногда образует порфировидные выделения размером до 1 см, меньшим количеством плагиоклаза (30–50 %) и амфибола (до 10 %), большим – кварца (20–25 %).

Тоналиты – желтоватые или розоватые породы массивной текстуры и мелко-среднезернистой гипидиоморфнозернистой структуры. Минеральный состав: зональный андезин (An_{30-35} , до олигоклаза An_{20} в кайме) – 60–70 %, кварц – 20–30 %, микроклин – 3–8 %, биотит – 3–6 %, амфибол – до 3 %, единичные пластинки мусковита, акцессорные минералы – сфен, апатит (до 2 %). Характерно обилие мирмекитовых сростаний кварца и плагиоклаза, замещающих микроклин. Гранодиориты и адамеллиты сходны с тоналитами, differing лишь повышенным (до 15–25 %) содержанием решетчатого микроклина и меньшим (40–50 %) количеством плагиоклаза. Плагиограниты отличаются от тоналитов более светлой окраской, кислым составом плагиоклаза (олигоклаз An_{15-20}), повышенным (до 35 %) содержанием кварца и мусковита (до 5 %).

Умереннощелочные граниты имеют желтоватый цвет, массивную текстуру и аллотриоморфнозернистую структуру. Минеральный состав (%): кварц – 30–35, микроклин – 20–50, альбит – 20–30, мусковит – 5–10, единичные пластинки биотита. Характерно присутствие крупных (1–6 мм) изометрических кристаллов бурого граната, зерен сфена и черного турмалина.

Приохотский комплекс относится к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации [139]. По химическому составу породы варьируют от диоритов до лейкогранитов и умереннощелочных гранитов нормальной и высококальциевой известково-щелочной серии, низко- и высокоглиноземистые (рис. 18). Эти особенности, а также выраженная Nb-Ta негативная аномалия и невысокие концентрации Rb, Y, Nb в проанализированном образце кварцевого диорита Вархаламского массива (обр. 8) характеризуют геодинамическую обстановку, характерную для гранитоидов вулканических дуг. В сравнении с породами восточно-тайгоносского комплекса гранитоидов проанализированный образец отличается лишь пониженным содержанием Hf (рис. 18).

Для комплекса предполагается раннемеловой возраст. Тела комплекса прорывают и отчетливо метаморфизуют породы основания (архей), вулканогенно-терригенные отложения девона – верхнего триаса. Косвенными доказательствами более раннего (допоясового) возраста интрузий служат: 1) отчетливо выраженный метаморфизм мезозойских отложений, достигающий уровня пироксен-роговиковой и амфибол-роговиковой фаций и отсутствие достоверных признаков активного воздействия их на вулканы ОЧВП, 2) наличие в альбских конгломератах обломочного материала гранитов, гранодиоритов, диоритов, а в эффузивах ОЧВП – ксенолитов биотит-роговообманковых гранодиоритов [179]. По интрузивам комплекса имеется достаточно большой массив K-Ar датировок [3]. Согласно этим данным, практически в каждом интрузивном теле выявились согласующиеся реликтовые даты от 122 ± 5 (Тылхойский) до 120 ± 2 (Кольмакский, Холоховчанский) млн лет (лист Р-58), которые предварительно могут быть приняты за верхнюю возрастную границу комплекса. Изотопное U-Pb SHRIMP датирование кварцевого диорита Вархаламского массива показало дату $89,9 \pm 1,1$ млн лет, которая, по мнению И. Л. Жулановой, скорее всего, «омоложена» в связи с мощными термальными событиями при формировании ОЧВП.

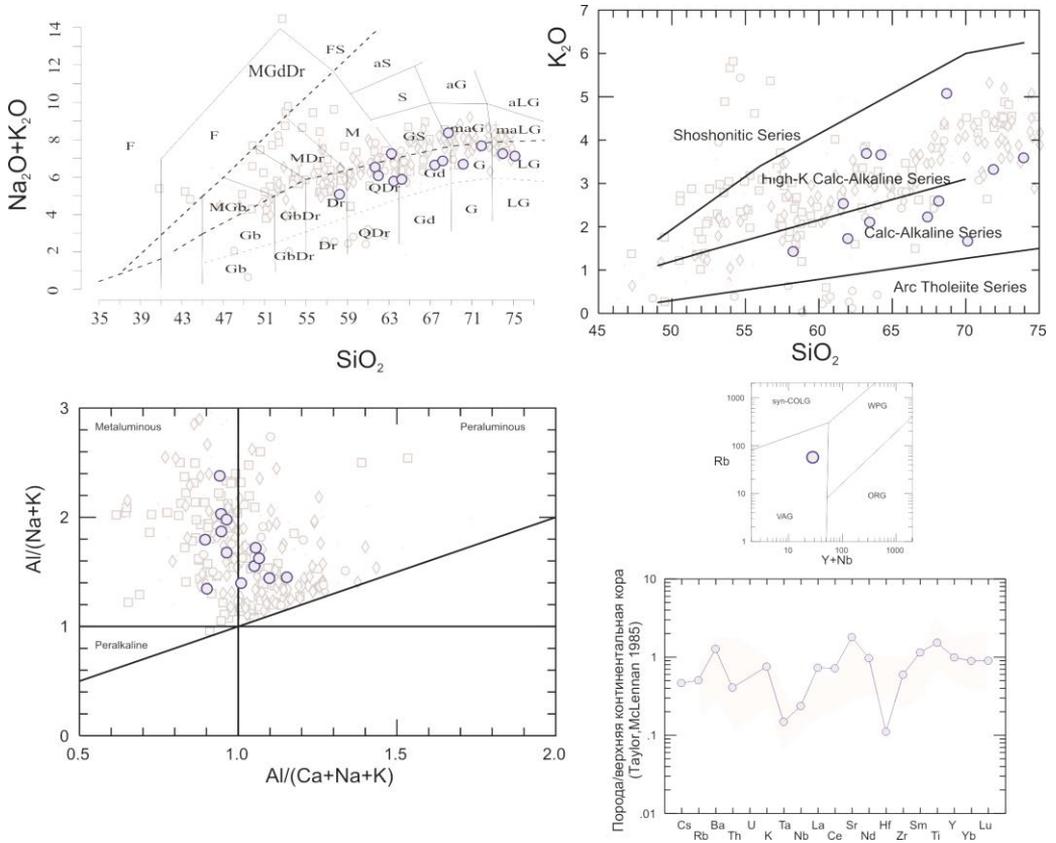


Рис. 18. Диаграммы химического состава приохотского плутонического комплекса (точки цветом).

На спайдер-диаграмме распределения примесных элементов, нормированных к среднему составу верхней континентальной коры [258], серым показана область составов восточно-тайгонского комплекса гранитоидов и кварцевого диорита Вархаламского массива (цветные кружки).

Рябинкинский вулканический комплекс андезитовый (αK_1rb) представлен эффузивами верхнерябинкинской подсвиты и сопровождающими их штокообразными субвулканическими телами андезитов и их эруптивными брекчиями. Тела обнажаются главным образом в долине р. Вискичун и на левобережье р. Кыгчувзеем.

Субвулканическое тело на правобережье верхнего течения р. Вискичун имеет изометричную штокообразную форму с площадью выходов 3–4 км². Сложено эруптивной брекчией, состоящей из обломков (до 20 см) красновато-коричневых андезитов, сцементированных кластолава той же состава. Кластолава состоит из мелких осколков плагиоклаза, погруженных в хлоритизированный стекловатый материал. Андезиты обломков – порфиоровые, в стекловатой гиалопилитовой основной массе располагаются таблитчатые вкрапленники андезин-лабрадора (до 50 % объема породы). Пустоты в ос-

новой массе выполнены хлоритом и карбонатом [151]. Мелкие трубчатые тела на междуречье Имповеем–Кенгевеем сложены черными массивными андезитами.

Вулканы относятся к андезитовой формации [139]. Апт-альбский возраст комплекса определяется синхронностью формирования субвулканических тел и эффузивов рябинкинской свиты.

Восточно-тайгоносский плутонический комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый выделен и изучен Г. Е. Некрасовым [150] как элемент Южно-Тайгоносского парного гранитно-метаморфического пояса. Объединяет крупный одноименный плутон (петротип), штоки и вытянутые в северо-восточном направлении небольшие тела в северо-западном обрамлении массива, а также интрузии, прорывающие офиолиты восточного побережья (Прибрежно-Тайгоносский пояс интрузий, по данным [25]).

Сложен комплекс гранитоидами габбродиорит-гранодиорит-гранитного ряда, в котором различаются три фазы. Первая фаза – диориты (δK_1V_1), редко габбродиориты и габбро (νK_1V_1), которые слагают эндоконтактные зоны, встречаются в виде сателлитов и ксенолитов в главной фазе, образуют апофизы, дайки, трещинные тела. Вторая (главная) фаза представлена кварцевыми диоритами ($q\delta K_1V_2$), гранодиоритами и тоналитами ($\gamma\delta K_1V_2$), реже плагиогранитами, кварцевыми монцититами, которые слагают небольшие изолированные штоки и дайки. Третья фаза – отдельные штоки двуслюдяных гранитов (γK_1V_3) и многочисленных дайки умереннощелочных гранит-порфиров ($\gamma\tau K_1V_3$).

Восточно-Тайгоносский массив (площадь 2250 км²) приуроченный к зоне глубинных разломов – Южно-Тайгоносскому конседиментационному надвигу, протягивается вдоль него на расстояние около 200 км, и представляет собой тело сложной морфологии, носящее черты трещиной интрузии и синтетектонического факолита [150]. Вмещающие породы метаморфизованы с образованием пироксен-биотит-роговообманковых, биотит-куммингтонитовых и кордиерит-биотит-гранатовых роговиков, относящихся к амфибол-роговиковой фации метаморфизма. Ширина ореолов роговикования достигает 1,5 км.

В строении массива участвуют все три фазы.

К первой фазе относятся габбро, габбродиориты и диориты, приуроченные, как правило, к эндоконтактным или апикальным зонам. Основные породы представлены пластовыми залежами полосчатого строения, приближающимися в основании залежей к амфиболовым перидотитам, горнблендитам или кортландитам. Диориты обнажаются в пределах массива в виде несколько удлиненных тел неправильной формы. Нередко породы обладают полосчатым строением, обусловленным гнейсовидными текстурами, шлировой полосчатостью и реликтами вмещающих пород, превращенных в массивные и тонкополосчатые роговики. К участкам полосчатого строения диоритов приурочены узкие тела кварцевых диоритов и линзы амфиболовых габбро, зоны мигматитов и агматитов.

Габбро сложено битовнитом № 80 (50–55 %) и роговой обманкой, включающей реликты моноклинного пироксена (40–45 %). Более редки рудный минерал, биотит, сфен. Меланократовое габбро содержит до 75 % цветных минералов и около 25 % битовнита. Диориты состоят из зонального (меняю-

шего состав от битовнит-лабрадора до андезина) плагиоклаза (до 75 %), и темноцветных минералов (25–30 % в сумме), среди которых преобладает клинопироксен, меньше амфибола, еще более редки ортопироксен и биотит. Иногда присутствуют единичные зерна кварца.

Вторая (основная) фаза представлена кварцевыми диоритами, биотит-амфиболовыми гранодиоритами и тоналитами массивного и полосчатого строения, реже крупнозернистыми плагиогранитами, редко кварцевыми монцонитами. Кварцевые диориты слагают эндоконтактные зоны массива, где связаны переходами с гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми монцонитами, содержат линзы и полосы пород, близких к гранодиоритам и плагиогранитам. Гранодиориты и тоналиты слагают центральную часть массива, нередко в ассоциации с кварцевыми монцонитами и плагиогранитами. Гранодиориты содержат ксенолиты габброидов и диоритов. Плагиограниты, кроме того, образуют трещинные тела неправильной формы в гранодиоритах и тоналитах и связаны с последними постепенными переходами, выделяясь как более равномерно- и крупнозернистые породы. В кварцевых монцонитах отмечаются шпильеры меланократовых монцонитов, ксенолиты диоритов первой фазы. Плагиограниты прорывают диориты, содержат их брекчированные ксенолиты.

Кварцевые диориты сложены варьирующим по составу (от лабрадор-битовнита до олигоклаз-андезина) плагиоклазом (55–65 %), биотитом и амфиболом (в равных количествах, 10–20 %) и кварцем (до 25 %). Калиево-натриевый полевой шпат играет роль акцессорного минерала (до 1 %).

Усредненный состав гранодиорита (%): 56 плагиоклаза, 26–27 кварца, 8 биотита и роговой обманки, 8 калиево-натриевого полевого шпата. Плагиоклаз меняется по составу от андезина № 40 до олигоклаза № 20. В тоналитах заметно меньше калиево-натриевого полевого шпата (3 % в среднем) и больше темноцветных минералов (11 %). Кварцевые монцониты выделяются в сравнении с гранодиоритами несколько большим содержанием щелочного полевого шпата, а также амфибола и биотита (14 %). Плагиограниты в сравнении с гранодиоритами обогащены калиево-натриевым полевым шпатом (13 %), но обеднены амфиболом и роговой обманкой (до 7 % в сумме).

Третью фазу составляют граниты и двуслюдяные граниты, образующие изометричные штокообразные тела, развитые преимущественно среди гранодиоритов, реже кварцевых диоритов внутренней части. Отмечаются также дайки умереннощелочных гранит-порфиров. Двуслюдяные граниты состоят из олигоклаз-альбита (до 33 %), калиево-натриевого полевого шпата (до 38 %), кварца (до 30 %), биотита и мусковита (3–4 % в сумме).

С комплексом связаны многочисленные гидротермальные образования с золотой минерализацией.

Гранитоиды Восточно-Тайгоносского массива и Прибрежно-Тайгоносского пояса, по данным М. И. Лучицкой [130], имеют ряд общих петрогеохимических черт. По соотношению глинозема и щелочей они являются преимущественно низкоглиноземистыми известково-щелочными породами, характерными для гранитоидов вулканических дуг (рис. 19). В сравнении с палеозойским гранитоидами абкитского и булунского комплексов в породах восточно-тайгоносского содержится меньше высокозарядных несовместимых (Rb, Ba, Th, K) и легких редкоземельных элементов (La, Ce) (рис. 16).

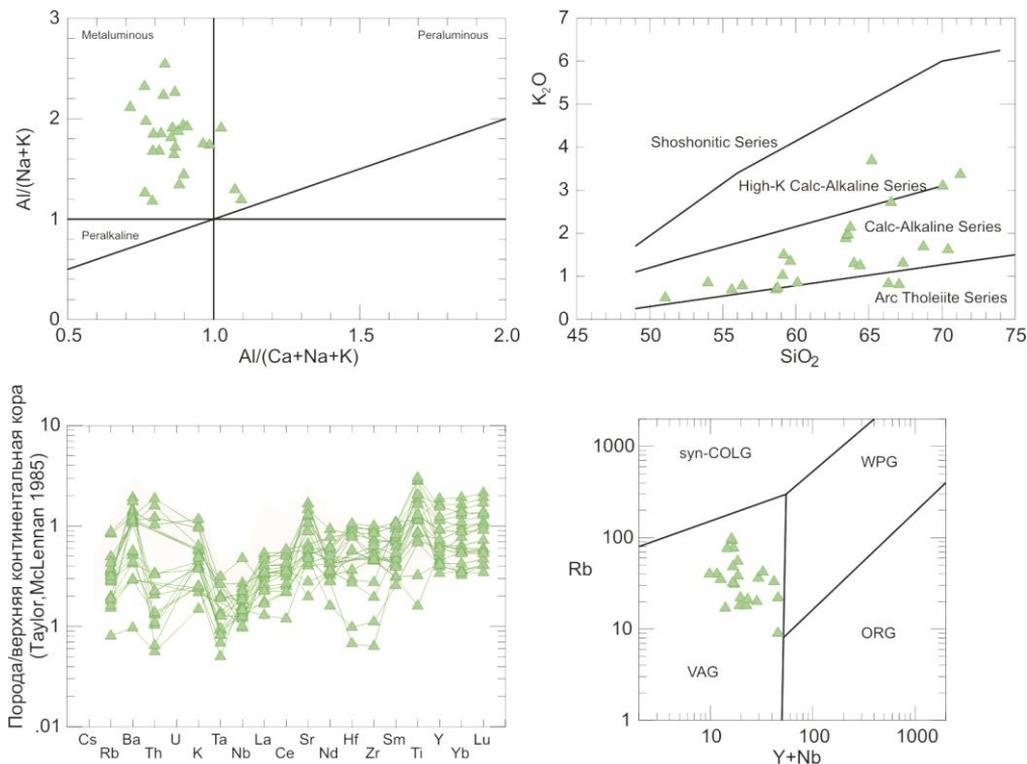


Рис. 19. Диаграммы химического состава гранитоидов восточно-тайгонесского комплекса. Аналитические данные [130].

На спайдерграмме распределения примесных элементов, нормированных к среднему составу верхней континентальной коры [258], серым показана область составов палеозойских гранитов Омолонского массива (абкитский и булуносский комплексы).

Породы восточно-тайгонесского комплекса составляют тоналит-плагиигранит-гранодиоритовую формацию [139]. Раннемеловой возраст комплекса определяется тем, что Восточно-Тайгоносский массив прорывает юрские и нижнемеловые (включая апт-альбские) отложения, а гальки кислых пород, схожих с его гранитоидами, обильны в конгломератах сеноман-турона и сенона на полуостровах Маметчинский и Елистратова. Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из гранитоидов показали главным образом альбский возраст от 103 ± 2 до $106,5 \pm 1$ млн лет [129, 249]. С этими датами коррелируются и Ar-Ar датировки биотитов и амфиболов, охватывающие интервал $103,5 \pm 1,9 - 101,3 \pm 0,5$ млн лет [25].

Ранне-позднемеловые магматические образования

Чайвавееский вулканический комплекс базальт-андезибазальтовый.

Субвулканические и экструзивно-жерловые образования, ассоциирующиеся с покровами лав ниже-верхнемеловой чайвавееской свиты, представлены штоками андезитов ($\alpha K_{1-2}Si$) и базальтов ($\beta K_{1-2}Si$) и их агломератовых туфов,

дацитов, маломощными дайками, пространственно связанными с полями развития чайваедемской свиты либо локализующимися в их обрамлении. Площадь выходов тел андезитов и базальтов составляет 1–5 км², в отдельных случаях – до 30 км². Более распространены штоки и линзовидные залежи андезитов массивного сложения. Некки рельефно выделяются на местности в виде обособленных конусообразных и куполовидных возвышенностей с поперечником от 200 до 1200 м. Контакты с вмещающими породами вертикальные, без существенных изменений.

Базальты – темно-серые массивные породы порфировой структуры. В микрозернистой основной массе размещены вкрапленники (10–20 %) лабрадор-битовнита, моноклинного пироксена, реже гиперстена. В интерстициях между лейстами полевого шпата и зернами клинопироксена развиты вторичные хлорит, кальцит, пренит.

Андезиты – темно-серые или зеленовато-серые полифировые породы с многочисленными крупными вкрапленниками андезина (An_{36–38}) и подчиненными ему роговой обманкой, реже клинопироксеном. Структура основной массы пилотакситовая, микропайкилитовая, иногда гиалопилитовая. Среди микролитов выделяются плагиоклаз (An_{32–34}), пироксен, роговая обманка, акцессорные – циркон, апатит и титаномагнетит. Породы нередко подвержены значительной серицитизации, хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации [102].

Вулканы относятся к базальт-андезитовой формации [139]; по химическому составу преобладают андезибазальты, андезиты и дациты низко- и высококальевой известково-щелочной серии, относятся к надсубдукционным комплексам окраинно-континентальных поясов (рис. 20).

Быстринский плутонический комплекс диорит-гранодиоритовый представляет собой небольшие по размерам штоки, штокообразные и дайкообразные тела, дайки на западе территории, которые размещаются среди триасовых и нижнемеловых отложений. Отличительные черты комплекса – малые размеры интрузий (5–25 км²), преимущественно умереннокислый состав пород нормального ряда. Петротипом комплекса является массив Быстринский (30 км²), находящийся западнее территории, в междуречье Омчикча–Сольвейг.

В составе комплекса устанавливаются три фазы. Первая фаза, образованная габбро, представлена отдельными штоками за пределами территории. Вторую фазу образуют диориты ($\delta K_{1-2}bs_2$), иногда кварцевые, отмечающиеся в виде небольших (1–2 км²) выходов в краевых частях штоков. Третья фаза – гранодиориты ($\gamma\delta K_{1-2}bs_3$) и граниты ($\gamma K_{1-2}bs_3$), слагающие основной объем тел.

Диориты и кварцевые диориты слагают небольшие краевые части штоков, на контакте с гранодиоритами сульфидизированы, в них появляются роговиковая структура, биотитовая сыпь и агрегаты вторичного кварца. Гранодиориты и граниты составляют основной объем тел. Граниты присутствуют в подчиненном количестве, внешне не отличаются от гранодиоритов, выделены по петрографическим признакам и химическому составу.

Диориты – зеленовато-серые и серые массивные от крупно- до мелкозернистых породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Сложены зональным плагиоклазом № 35–50 (55–60 %), кварцем (до 5 %), роговой обманкой (10–35 %), биотитом (до 10 %), иногда присутствуют единичные зерна клинопироксена, микроклина. Акцессорные минералы – циркон, апатит, анатаз,

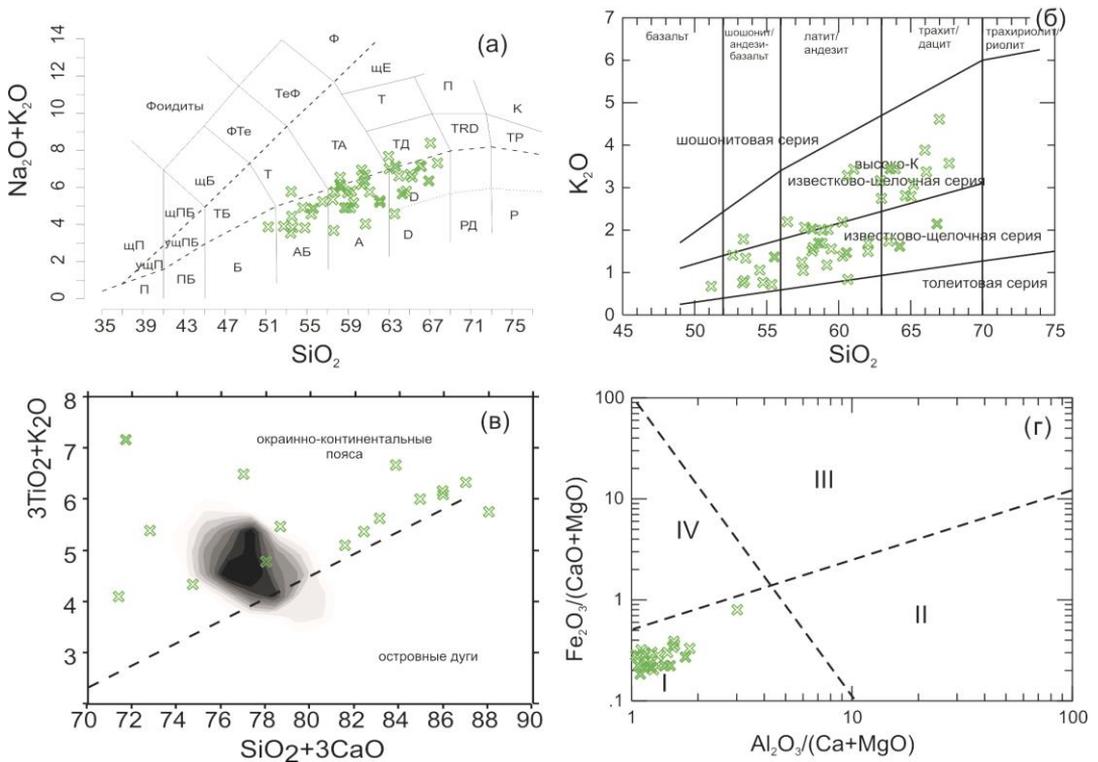


Рис. 20. Диаграммы химического состава пород чайவைемского вулканического комплекса [Кравцова и др., 1983]; [311].

Дискриминантные поля на диаграммах: а – [163], б – [256]; в – [166], серым фоном показаны для сравнения данные по всему надсубдукционному Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, ОЧВП [7]; г – [67].

ильменит, магнетит. Вторичные – хлорит и биотит, развивающиеся по роговой обманке, карбонат – по плагиоклазу. Кварцевые диориты отличаются меньшим содержанием (8–26 %) темноцветных минералов, большим – кварца (10–16 %).

Гранодиориты – серые, светло-серые мелко- и среднезернистые порфировидные породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие (%) из андезина (48–66), калиево-натриевого полевого шпата (не превышает 16), кварца (20–26), биотита (3–22), роговой обманки (0–13); аксессуарные – апатит, циркон, ортит, рудный. В порфировидных выделениях присутствуют плагиоклаз и роговая обманка. Вторичные минералы – хлорит, эпидот, кварц. Граниты отличаются повышенным содержанием кварца (27–34 %), характеризуются непостоянством минерального состава.

Участками отмечаются зоны (до 0,4 км²) турмалинизации и грейзенизации. Встречаются редкие короткие (40–60 м) турмалин-кварцевые, молибденит-кварцевые и кварцевые жилы небольшой мощности (0,1–0,7 м), содер-

жащие до 0,2 % олова. С породами быстринского комплекса ассоциируют проявления олова, золота, серебра.

Породы комплекса относятся к диорит-гранодиоритовой формации [116, 139]. По химическому анализу породы комплекса относятся к нормальному ряду со щелочностью натриевого, калиево-натриевого типов. Для гранитоидов характерно преобладание Na_2O над K_2O . Гранодиориты выделяются повышенным содержанием CaO , а рентгеноспектральным анализом выявлена также высокая концентрация Sr. Спектральным анализом в гранодиоритах установлены повышенные концентрации W, Pb, Zn, Ga, Sn [302].

Возраст комплекса устанавливается в основном по геологическим данным. Подавляющая часть имеющихся K-Ar датировок пород – позднемеловые. Однако поскольку породы комплекса прорывают и метаморфизуют отложения омусукчанской серии, но перекрываются позднемеловыми вулканитами надеждинской и шороховской свит [303], возраст принимается ранне-позднемеловым.

Позднемеловые магматические образования

Позднемеловые интрузивные образования занимают значительные площади на территории, большая часть из них генетически связана с формированием ОЧВП.

Северо-тайгоносский плутонический комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый выделен и описан Г. Е. Некрасовым [150] как Северо-Тайгоносский пояс габбро-гранодиорит-гранитных интрузий. Породы комплекса распространены в Чайбухинской и, возможно, в центрально-тайгоносской СФЗ, где их размещение контролируется разломами, флексурами и зонами линейных складчатых дислокаций. Наиболее значительные массивы – Чайбухинский (350 км²), Калымачский (150 км²), Авековский (100 км²), Тополовский (80 км²). Петролитом комплекса является Чайбухинский массив.

Комплекс представлен многофазными массивами, этмолитами, осложненными многочисленными апофизами, а также моногенными штоками, силлами, сложенными породами одной из фаз. Для многофазных тел характерно зонально-концентрическое строение, при котором в центральных частях тел располагаются более кислые разности. В строении комплекса участвуют три фазы.

Первую фазу представляют габбро ($\nu\text{K}_2\text{st}_1$), реже долериты, габбродиориты, иногда присутствуют диориты. Эти породы образуют небольшие штоки, силлы, дайки, участвуют в строении многофазных массивов, где отмечаются в эндоконтактных зонах в виде ксенолитов либо в виде изометричных выходов. Нередко габбро обладают полосчатым строением, обусловленным чередованием разностей с различной зернистостью и цветовой гаммой, диориты обладают шпиритово-такситовым строением.

Вторая (главная) фаза – равномернозернистые биотит-амфиболовые гранодиориты и тоналиты ($\gamma\delta\text{K}_2\text{st}_2$), реже кварцевые монзониты ($q\mu\text{K}_2\text{st}_2$), рассекающие породы первой фазы. Эти породы составляют основную часть массивов, отдельные штоки и многочисленные апофизы и дайки, последние чаще сложены порфиоровыми разностями – гранодиорит-

порфирами и кварцевыми монцитит-порфирами. Между гранодиоритами и габбро первой фазы и гранодиоритами и гранитами третьей фазы наблюдаются секущие контакты.

Третья фаза образована мелко- и среднезернистыми гранитами (γK_2St_3) и умереннощелочными гранитами, редко граносиенитами, которые участвуют в строении многофазных тел, образуют отдельные однофазные штоки. Порфиновые разности – гранит-порфиры, а также умереннощелочные гранит-порфиры, аплиты и пегматиты слагают жилы и дайки, размещаются как в пределах массивов и штоков, так и в их экзоконтактовых зонах.

Массивы комплекса, как правило, окружены ореолами биотитовых и амфиболовых роговиков шириной от 0,7 до 5 км. Во внутренних частях этих ореолов глинистые породы преобразуются в биотитовые, мусковит-биотитовые, кордиерит-биотитовые роговики.

Чайбухинский массив несколько вытянут в северо-восточном направлении, имеет сложную извилистую линию контакта. В южной части массива контакты крутые ($70-80^\circ$), на севере он полого ($25-30^\circ$) погружается под пермские отложения с многочисленными прихотливыми апофизами гранодиоритов. В составе интрузива выделяются габбро, ассоциирующие с диоритами, реже кварцевыми диоритами, слагающие кровлю и эндоконтактовые части, и гранодиориты и граниты, составляющие основную центральную часть. В западной и северо-западных частях массива отмечаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород, в различной степени переработанные.

Габбро, габбро-порфириты и габбродиориты сложены битовнит-лабрадором (до 60 %), пироксеном, роговой обманкой и биотитом (30–50 %). Диориты образованы плагиоклазом (60–70 %) и амфиболом (30–35 %), присутствуют биотит (до 3 %) и кварц (до 1 %), редко клинопироксен. Аксессуары – рудный минерал, апатит, циркон, сфен.

В гранодиоритах андезин-олигоклаз № 40–27 (56–60 %) преобладает над кварцем (до 35 %), биотитом, амфиболом (15–20 % в сумме) и калиево-натриевым полевым шпатом (до 12 %). Кварцевые монцититы более богаты калиево-натриевым полевым шпатом (до 20 %).

Среди гранитов различаются биотитовые и амфибол-биотитовые разновидности. Биотитовые граниты отличаются от амфибол-биотитовых не только отсутствием роговой обманки, но также меньшими содержаниями калиево-натриевого полевого шпата и более кислым плагиоклазом; они характерны для Авековского, Федоровского и Угрюминского массивов. В Авековском массиве совместно с биотитовыми присутствуют и амфибол-биотитовые разновидности [79].

Гидротермальные образования представлены кварцевыми, хлорит-кварцевыми и кварц-карбонатными жилами и прожилками [23].

Породы северо-тайгоносского комплекса составляют гранит-гранодиоритовую формацию [135, 138]. Гранитоиды прорывают и метаморфизируют преимущественно пермо-юрские и раннемеловые, в т. ч. альбские отложения [101], перекрываются палеогеновыми базальтами кытыймской свиты. Значения изотопного возраста кварцевых диоритов, определенные К-Аг методом, колеблются от 115 до 89 млн лет. U-Pb SHRIMP датирование циркона из гранита Авековского массива (колл. И. Л. Жулановой, 1975 г.) показало сено-

манскую дату $94 \pm 1,6$ млн лет (возраст конкордии, СКВО = 0,1, $p = 0,8$). Возраст комплекса принимается позднемеловым.

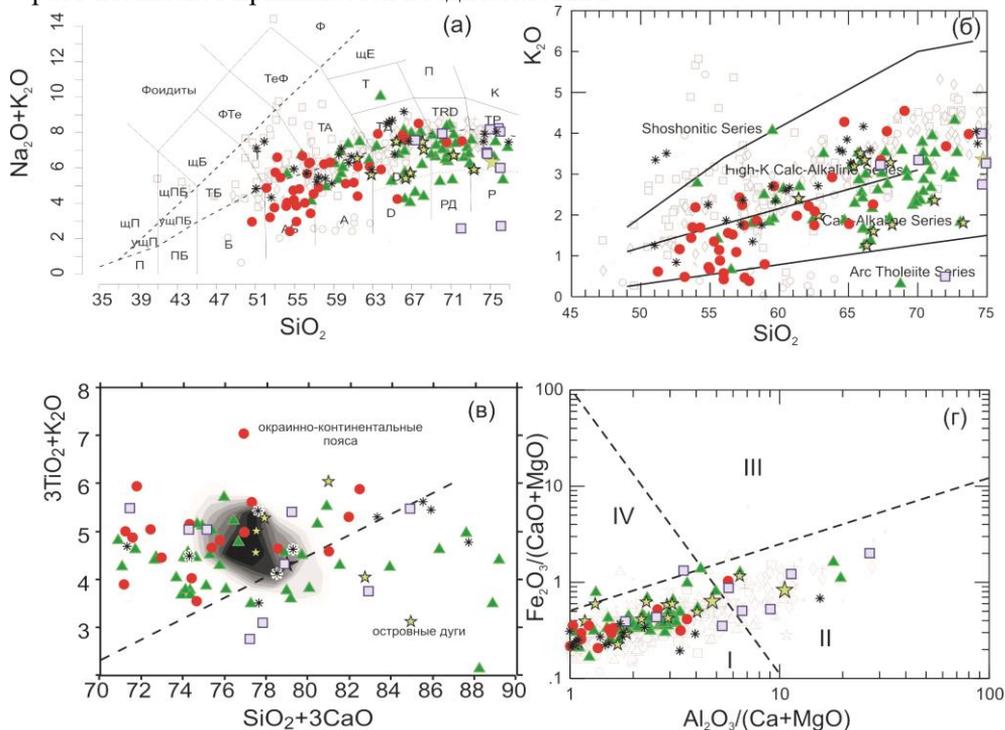


Рис. 21. Диаграммы химического состава пород позднемеловых вулканических комплексов. Анализы из [102, 107, 189, 319, 326, 336].

Значки для комплексов: таватумский (красные), наяханский (зеленые, звездочки – для субвулканических тел), снежинский (синие), конгинский (черные). Дискриминантные поля на диаграммах: а – [163], б – [256]; в – [166], серым фоном и изолиниями плотности показаны для сравнения данные по надсубдукционному Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, ОЧВП в целом [7]; г – [67]. Серыми значками показаны все архивные данные по ранне-позднемеловым магматическим комплексам листа Р-57.

Таватумский вулканический комплекс дацит-базальтовый (αK_2t) представлен на территории листа покровной фацией (таватумская свита) и единичными субвулканическими штоками, силлами и дайками андезитов, андезибазальтов и дацитов, обнажающимися в истоках рек Ненкат и Некучан. Штокообразные тела андезитов площадью до $10\text{--}30\text{ км}^2$ закартированы в верховьях р. Широкая. Отмечаются также не выраженные в масштабе карты жерловые образования, представленные некками изометричной в плане формы с поперечником $0,3\text{--}0,7\text{ км}$, с вертикальными контактами, осложненными многочисленными апофизами. Сложены породами, аналогичными покровным фациям, и визуально отличаются от них либо сравнительной свежестью завершающих порций лавы, либо, наоборот, интенсивной гидротермальной переработкой пород.

Андезиты – зеленовато-серые массивные мелко- и среднепорфировые породы, в микрзернистой гиалопилитовой основной массе располагаются мел-

кие (1–2 мм) вкрапленники плагиоклаза ($Ап_{35-38}$), нередко двух генераций – таблитчатой и резкоудлиненной формы, и роговой обманки [189]. Основная масса гиалопилитовая, реже гиалиновая: состоит из микролитов плагиоклаза, мелких зерен амфибола, магнетита и девитрифицированного стекла.

Андезитобазальты – массивные породы темного, густо-зеленого цвета порфировой структуры. Вкрапленники (5–15 %) представлены преимущественно плагиоклазом ($Ап_{45-47}$, иногда слабозонален) размером до 2 мм и, в меньшей степени, бледно-зеленой роговой обманкой. Основная масса пилотакситовая состоит из микролитов плагиоклаза, мелких зернышек и шестоватых кристаллов амфибола, заключенных в стекловатый хлоритизированный базис [336].

Вулканиты таватумского комплекса относятся к андезитовой формации [139]; по химическому составу породы комплекса большей частью отвечают андезитам высоко- и низкокальциевой известково-щелочной серии (рис. 21). В геодинамическом отношении они, так же как и вулканиты наяханского вулканического комплекса, демонстрируют геохимические характеристики, обычные для надсубдукционных окраинно-континентальных вулканических поясов (рис. 21, *з*).

Возраст комплекса в соответствии с определением остатков флоры в покровных образованиях, позднемеловой (сеноманский).

Тихореченский плутонический комплекс гранитовый ($\gamma K_2? \delta$) выделен Л. И. Тихомировым (1963 г.) как возможный аналог высокоглиноземистых гранитов позднеюрского колымского комплекса, название дано И. Л. Жулановой [287]. Петротипом комплекса является массив Портос. Породы комплекса, возможно, участвуют в сложении Авековского и Восточно-Тайгоносского массивов, где в последних также были описаны двуслюдяные граниты [151].

Массив Портос, расположенный на левобережье р. Пылгин, имеет изометричную форму, несколько вытянут в меридиональном направлении, площадь его – около 150 км². Локализован среди метаморфических образований Авековского блока, перекрывается палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

Отличительная особенность гранитов тихореченского комплекса – их двуслюдяной состав, мусковит различим невооруженным глазом. Минеральный состав (%) гранитов на левобережье р. Пылгин – кварц (25), плагиоклаз ($Ап_9$ – 25), микроклин (40), биотит (5), мусковит (5) и акцессорные гранат, циркон. В шлифах устанавливается квазиравновесное структурное соотношение биотита и мусковита, что довольно редко и не известно ни в каких гранитоидах Северо-Востока России (в колымских гранитах мусковит довольно редок и определенно наложенный). Химический состав пород комплекса отвечает лейкограниту (прил. 3), в распределении редкоземельных элементов устанавливается деплетированный характер (рис. 22). Тихореченский комплекс представляет гранитовую формацию [139].

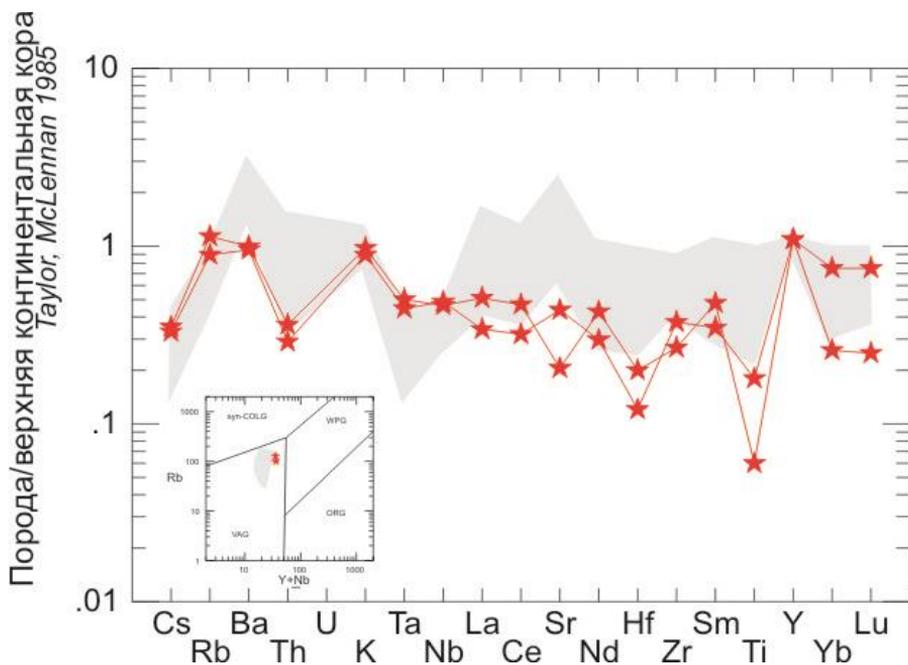


Рис. 22. Геохимические особенности двуслюдяных гранитов массива Портос (тихореченский комплекс).

Диаграмма демонстрирует деплетированный характер в отношении легких и средних редкоземельных элементов, среднего состава верхней континентальной коры. Для сравнения серым фоном показаны палеозойские гранитоиды абкитского и булунского комплексов.

Возраст гранитов, определенный по циркону U-Pb SHRIMP методом, составил 92 ± 1 (обр. 507) и $93,1 \pm 0,6$ (обр. 1601) млн лет. K-Ar датирование монофракции мусковита показало 96 ± 4 млн лет, биотита – 102 ± 2 млн лет. Несмотря на то, что результаты выдержанные и достаточно надежно характеризуют именно возраст кристаллизации, мы полагаем необходимым дальнейшее изотопно-геохронологическое изучение этого объекта. В датированных кристаллах циркона хорошо различаются унаследованные древние(?) ядра. Полученные позднемеловые датировки могут отражать и кристаллизацию, и воздействие «охотских» гранитоидов, распространенных поблизости от массива Портос.

Наяханский вулканический комплекс риолитовый ($\lambda K_2/nh$). В полях развития покровных образований наяханской свиты, а также в их краевых частях распространены субвулканические тела и дайки риолитов, гораздо реже дацитов. Наиболее значительные тела (км^2): Пропашинское (180), Мартахское (80) и Ойчириновское (60). Пропашинское дугообразное в плане тело протяженностью свыше 30 км приурочено к западному краю Осиновской кольцевой вулканоструктуры. Контакты тел крутые, наклонены в сторону вмещающих пород, часто сопровождаются ответвлениями-апофизами. Риолиты в эндоконтактных зонах заключают ксенолиты вмещающих пород. Отмечаются также мелкие экструзивные купола и трубообразные тела эруптивных брекчий, не-

редко состоящие на 60–70 % из угловатых обломков риолитов, сцементированных тонкообломочной массой микрофельзитового состава [326].

Риолиты – серые и светло-серые массивные порфировые породы местами с плитчатой или столбчатой отдельностью. Вкрапленники, составляющие 20–50 % объема породы, представлены кварцем, олигоклазом или андезином, калиево-натриевым полевым шпатом и, в небольшом количестве, биотитом и роговой обманкой. Основная масса в краевых частях тел микрофельзитовая, во внутренних частях фельзитовая, переходящая в микрографическую и микрогранитовую. Акцессорные минералы – циркон, сфен, апатит, иногда ортит. Из вторичных минералов отмечаются хлорит, эпидот, карбонаты и серицит [189].

Вулканиды представляют риолитовую формацию; по химическому составу субвулканические породы отвечают риолитам, риодацитам и дацитам низко- и высококалиевой известково-щелочной серии (рис. 21). В геодинамическом отношении наяханский вулканический комплекс демонстрирует переходные геохимические особенности от надсубдукционных окраинно-континентальных вулканических поясов к обстановкам формирования в условиях скольжения литосферных плит (рис. 21, з).

Позднемеловой (сеноманский) возраст комплекса основывается на оценке возраста наяханской свиты. Имеются только единичные определения K-Ar возраста свиты от 60 до 92 млн лет [3].

Наяханский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый представляют плутоны, группирующиеся в субмеридиональный Коркодоно-Наяханский ряд интрузий, простирающийся от побережья Гижигинской губы в бассейн среднего течения р. Коркодон. Общая площадь выходов плутонов наяханского комплекса составляет 4428 км² и является одной из наиболее масштабных. Комплекс впервые выделен Ю. Г. Кобылянским (1967 г.).

Комплекс представлен массивами (с юга на север): Большой Наяханский (около 1100 км²), Таватумский, Верхне-Таватумский (около 500 км²), Верхне-Омолонский (415 км²), Хақырчанский, Хетагчанский, Незаметный (100 км²), Медвежий.

В составе комплекса выделяются три интрузивные фазы. В первую несколько условно объединены небольшие тела кварцевых диоритов ($q\delta K_2nh_1$), реже диоритов, дайки диорит-порфиритов ($\delta\pi K_2nh_1$). Соотношения между ними не наблюдались, но все они прорываются породами второй фазы. В составе второй фазы доминируют гранодиориты ($\gamma\delta K_2nh_2$), иногда кварцевые монцититы. Третью, вероятно, главную фазу составляют граниты (γK_2nh_3), дайки гранит-порфиритов ($\gamma\pi K_2nh_3$).

Массив Большой Наяханский является петротипом комплекса, окаймляет с юго-востока Верхне-Наяханскую депрессию, прорывая и интенсивно метаморфизуя пермо-триасовые отложения, в апикальных зонах отмечаются остатки кровли, сложенные вулканиками таватумской и наяханской свит [189]. От массива отходят многочисленные апофизы длиной до 1–2 км. Контакты наклонены в сторону вмещающих пород под углом 30–60°, а подошва кровли полого погружается на запад и юго-запад. Интрузия сложена преимущественно средне- и мелкозернистыми биотитовыми гранитами, а также амфибол-биотитовыми гранодиоритами и адаметеллитами. Последние тяготеют к юго-

западной части массива, в южной части массива А. Г. Чернявский описывает многочисленные «гибридные породы» [336], которые в современном толковании относятся к минглинг-образованиям.

Массив Верхне-Омолонский расположен на левобережье верхнего течения р. Омолон, характеризуется сложной извилистой формой, сопровождается небольшими штокообразными сателлитами. Углы падения контактов в сторону вмещающих пород – 30–80°, на некоторых участках наблюдалось и обратное падение. Сложен преимущественно мелко-среднезернистыми, иногда порфировидными роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами. В краевых частях массива располагаются мелко-среднезернистые гранодиориты, в виде небольших тел (ксенолитов) площадью до 0,2–1 км² встречаются мелкозернистые кварцевые диориты и диориты. Массив пересекает и метаморфизует разновозрастные отложения, в т. ч. и верхнемеловые вулканиты. Ширина контактового ореола обычно 1–2 км, в северной и юго-восточной частях достигает 5–6 км. Во внутренних частях экзоконтактового ореола осадочные породы превращены в биотитовые или двуслюдяные роговики, нередко с силлиманитом, андалузитом и гранатом, а во внешних частях – в пятнистые и узловатые сланцы. Гидротермальные проявления представлены кварцевыми, хлорит-кварцевыми и молибденит-кварцевыми жилами и прожилками, с ними связаны проявления золота, серебра и молибдена [191].

Массив Незаметный находится на северном фланге Коркодон-Наяханского ряда гранитоидов в бассейне р. Ак-Су. Массив большей частью сложен гранодиоритами второй фазы, в северной части закартированы кварцевые диориты первой фазы. В центральной части массива отмечаются мелкие тела гранитов и маломощные дайки гранит-порфиров третьей фазы. Вмещающие осадочные породы триаса и юры в экзоконтактовой зоне массива шириной до 1 км превращены в кварц-биотитовые, кварц-биотит-мусковитовые и кварц-биотит-полевошпатовые роговики с гранатом. С гранодиоритами связаны кварцевые жилы с золотом, молибденом, реже с цинком [121].

Кварцевые диориты – серые, зеленовато-серые породы мелко- и среднезернистого сложения с гипидиоморфнозернистой, участками монцитонитовой структурой. Они состоят на 50–55 % из плагиоклаза (андезина № 40–44), калиево-натриевого полевого шпата (до 8 %), кварца (7–12 %), обыкновенной роговой обманки (25–30 %), биотита (2–4 %), редких зерен моноклинного пироксена и акцессорных минералов [137].

Диорит-порфириды – темно-серые порфировые породы с гипидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой основной массой. Вкрапленники (до 20–25 % объема) – альбитизированный андезин № 39–45, роговая обманка и биотит. Основная масса сложена плагиоклазом, роговой обманкой и редкими зернами кварца, широко развиты вторичные хлорит, серицит и карбонат. Дайки диорит-порфиров вблизи массива Незаметный срезаются гранодиоритами и содержат новообразования контактового биотита.

Гранодиориты представляют собой серые, розовато-серые преимущественно среднезернистые, иногда порфировидные породы, состоящие из зонального плагиоклаза (олигоклаз-андезин № 26–40) (40–55 %), калиево-натриевого полевого шпата (20–25 %), кварца (до 25 %), биотита и обычно

венной роговой обманки (7–12 %). Акцессорные минералы – апатит, циркон, рудный минерал [191].

Роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты – светло-серые средне- и мелкозернистые, иногда порфиroidные породы гранитовой структуры. Состоят из кварца (25–36 %), олиноклаза (20–30 %), калиево-натриевого полевого шпата (25–40 %), роговой обманки и биотита (до 5 %). Разновидности между собой различаются не только характером темноцветного минерала, но и количеством кварца. Акцессорные минералы – циркон, апатит и сфен, вторичные – серицит, хлорит, эпидот.

Гранит-порфиры – порфиroidные породы с гранофиroidной, участками фельзитовой структурой основной массы. Фенокристаллы плагиоклаза (альбит № 8–13), кварца и калиево-натриевого полевого шпата размером до 5 мм составляют 15–20 % породы. Основная масса состоит из кварца, калиево-натриевого полевого шпата, плагиоклаза и небольшого количества биотита, вторичные минералы – серицит и кальцит.

Наяханский комплекс принадлежит к гранодиорит-гранитовой формации [138]. По химическому составу гранитоиды относятся, главным образом, к высокоглиноземистым и высококалиевым известково-щелочным сериям, характерным для гранитоидов вулканических дуг (рис. 16). Отмечаются вариации щелочности и особенно калиевости в составе пород Коркодон-Наяханского ряда интрузий, которые наглядно иллюстрируют неоднократно отмечавшуюся перипацифическую зональность. Породы юго-восточной части этой структуры выделяются заметно меньшими щелочностью и калиевостью в сравнении с интрузивами северо-западной оконечности ряда [113].

С наяханским комплексом связывается проявление молибденовой, возможно, медно-молибденовой, золотой и серебряной минерализации.

Позднемеловой возраст комплекса базируется на следующих данных. К-Аг датировки дают широкие вариации от альба до кампана; из 23 К-Аг датировок Большого Наяханского плутона 17 показали значения возраст от 70 до 90 ± 1 млн лет [3]. По аналогии с предположительно субсинхронными образованиями одноименного вулканического комплекса возраст должен быть сеноманским, в то же время выполненное нами U-Pb датирование массивов в северной части Коркодон-Наяханского ряда установило возраст $85,9 \pm 0,95$ млн лет (кварцевый диорит, шток Аксу) и $84 \pm 0,97$ млн лет (гранодиорит, массив Незаметный). В связи с этим требуются еще дополнительное изучение и датирование пород комплекса, и в первую очередь его петротипического массива.

Конгинский вулканический комплекс андезит-риолитовый. Субвулканические образования, ассоциирующие со средней и верхней подсветами конгинской свиты, представлены штокообразными (площадью 5–20 км²) и вытянутыми (протяженностью до 10 км) телами риолитов ($\lambda K_2K\eta$) и более редкими и меньшего размера телами и дайками андезитов ($\alpha K_2K\eta$). Субвулканические в основном насыщают поля развития покровных вулканитов и распространяются далеко к югу, фиксируя зону Конгинского разлома фундамента. Контакты тел обычно четкие, извилистые или прямолинейные, контактовые изменения проявлены крайне слабо.

Андезиты характеризуются сериально-порфировой структурой. Они содержат вкрапленники (10–15 %) плагиоклаза нескольких поколений, фенокристаллы амфибола, иногда подчиненного ему клинопироксена, микровкрапленники титаномагнетита, единичные чешуйки биотита. Базис пород интерсертальный или микролитовый, реже пилотакситовый и микрофельзитовый. Степень изменений фенокристаллов различна, выражена в эпидотизации, карбонатизации плагиоклаза и опацизации роговой обманки.

Риолиты представляют собой в основном спорадофировые, олигофировые, реже порфировые породы с немногочисленными (до 10 %) вкрапленниками плагиоклаза № 8–12, кварца, подчиненных им калиево-натриевого полевого шпата и биотита. Структура основной массы фельзитовая, отмечается также ортофировая, микропойкилитовая, участками сферолитовая. В основной массе различаются ксеноморфные зерна калиево-натриевого полевого шпата, кварца и лейсты плагиоклаза. Плагиоклаз серицитизирован и карбонатизирован.

Вулканыты конгинского комплекса принадлежат к андезитовой формации [135, 139]. По химическому составу относятся к высокоглиноземистым калиево-натриевым породам нормальной и умеренной щелочности, риолиты – к высокоглиноземистым породам нормального и умеренно щелочного ряда калиево-натровой серии, к известково-щелочным сериям вулканических дуг (рис. 21).

Позднемеловой возраст комплекса устанавливается по петрохимической близости их с эффузивами средней и верхней подсвет конгинской свиты. Субвулканические тела пересекают все отложения, включая и конгинскую свиту, а субвулканические риолиты и андезиты пересекаются гранитоидами викторинского комплекса.

Викторинский гипабиссальный малых интрузий комплекс габбро-диорит-гранитовый объединяет многофазные массивы и моногенные тела, распространенные на западе территории листа, концентрирующиеся в полосе субмеридионального простиранья и составляющие Конгинский вулканоплутонический ряд [325, 343].

В строении комплекса выделяются четыре фазы. Первая фаза представлена габбро (vK_2vK_1), габбродиоритами ($v\delta K_2vK_1$), дайками габбро (около 3–5 % от общей площади изверженных пород), вторая – кварцевыми диоритами ($q\delta K_2vK_2$), диоритами (δK_2vK_2), реже монзонитами, дайками диорит-порфиритов ($\delta\lambda K_2vK_2$) (10–15 %), третья фаза образована гранодиоритами ($\gamma\delta K_2vK_3$), реже граносиенитами (60–70 %), четвертую фазу составляют граниты (γK_2vK_4), в меньшем количестве умереннощелочные граниты, аляскиты (15–20 %).

К числу относительно крупных многофазных массивов, сложенных преимущественно равномернокристаллическими породами, относятся: Мрачный (85–90 км²), Двойник (60 км²), Ветвистый (около 40 км²), Грозненский около (30 км²). Порфировыми породами викторинского комплекса образованы сравнительно небольшие, как правило, моногенные штоки, залежи и дайки, группирующиеся иногда в свиты протяженностью до 30–40 км и шириной в 15–20 км.

Массив Мрачный расположен на правом берегу верхнего течения р. Омолон, приурочен к южному окончанию Конгинского вулcano-плутонического ряда. Имеет овальную форму выхода, вытянут в северо-западном направлении, прорывает и метаморфизует верхнетриасовые и юрские отложения. Большая часть массива сложена гранодиоритами третьей фазы, в северо-западном контакте отмечаются выходы габбро первой фазы, в северной части массива обнажаются граниты четвертой фазы. Контакты массива крутые, юго-западный контакт частично срезан тектоническим нарушением.

Массив Базовый располагается в междуречье Ирбычан–Кудрявый, выходы его в плане имеют изометричную форму, в северной части сопровождается апофизами. Восточный контакт – крутопадающий в сторону вмещающих пород, сопровождается узкой (до 400–600 м) полосой контактовых роговиков, южный – пологий (ширина контактовых ореолов достигает 4 км). Становление массива происходило в три фазы. Первыми внедрялись мелкие штокообразные и пластовые тела диорит-порфиритов, сохранившиеся по периферии основного тела массива, потом гранодиориты третьей фазы, в завершении в центральной части массива сформировались умереннощелочные граниты.

Габбро, габбродиориты – породы субофитовой структуры, состоящие из плагиоклаза, клинопироксена и единичных мелких кристаллов биотита и рудного минерала. Второстепенные минералы – калиево-натриевый полевой шпат и ортопироксен. Плагиоклаз зональный, в среднем № 53–55. В интерстициях плагиоклаза иногда присутствует калиево-натриевый полевой шпат, обуславливая монцитонитовую структуру породы. Клинопироксен (до 2 мм) бесцветный, иногда в сростании с ромбическим пироксеном – гиперстеном. Акцессорные минералы – апатит и магнетит. Вторичные изменения выражаются в серицитизации и карбонатизации плагиоклаза, пироксен иногда замещается роговой обманкой, биотитом, хлоритом и карбонатом.

Диориты и диорит-порфириты обладают призматическoзернистой, реже долеритовой основной массой, чаще порфиоровые, чем равномернозернистые. В зависимости от преобладания того или иного темного минерала разделяются на две группы: пироксеновые и амфиболовые. Минеральный состав: 60–80Pl_{35–50} + 5–25Di(Avg) + 0–20Hb + 5–10Vi + 0–10Or ± Q. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон; вторичные – хлорит, карбонат, иногда эпидот.

Гранодиориты имеют аллотриоморфнозернистую с элементами гипидиоморфнозернистой структуру. Породы состоят из зерен плагиоклаза № 18–20 размером 0,5–1,3 мм (50–55 %), промежутки между которыми выполнены калиево-натриевым полевым шпатом (20–25 %), кварцем (13–15 %), биотитом (8–0 %). Акцессорный минерал – апатит. Вторичные изменения незначительные – эпидотизация, серицитизация.

Граниты, умереннощелочные граниты и гранит-порфиры – порфировидные или равномернозернистые породы с гранитовой структурой. Состоят (%) преимущественно из калиево-натриевого полевого шпата, плагиоклаза (1–7), роговой обманки (2–3), биотита (4–5), кварца (30–35). Основная масса порфировых разностей – аплитовая и микроаплитовая. Во вкрапленниках (5–8 %) – кристаллы плагиоклаза № 8–12 (70–75 %), калиево-натриевого полевого шпата (25 %) и биотита (3–5 %). Вторичные изменения средней интенсивности: мусковитизация, пелитизация.

Одной из особенностей рассматриваемых магматитов являются относительно высокие содержания щелочного полевого шпата, благодаря которым среди габброидов викторинского комплекса наряду с габбро и габбродиоритами присутствуют монцониты, среди диоритов – сиенит-диориты и монцодиориты, а среди умереннокислых пород, кроме гранодиоритов, отмечаются кварцевые монцониты и граносиениты. В гранодиоритах при тех же содержаниях кварца концентрации щелочного полевого шпата не превышают 30–35 %. Для гранитов характерны в основном биотит, меньше – роговая обманка.

Порфиновые породы в отличие от равномернокристаллических и порфировидных характеризуются более низкой общей щелочностью и заметно меньшей ролью оксида калия среди щелочей. Наиболее существенно выделяются этими свойствами те из них, которые образуют в более северных частях Конгинского ряда группу малых тел. Это натриевые габбро- и диорит-порфириты, калиево-натриевые гранодиорит- и гранит-порфиры.

Равномернокристаллические и порфировидные породы викторинского комплекса (массив Мрачный) в петрохимическом отношении представляют собой высококальциевую известково-щелочную серию с повышенными концентрациями высокозарядных и редкоземельных примесных элементов (прил. 3). На дискриминантных диаграммах часть проанализированных образцов тяготеет к областям гранитоидов, сформировавшихся в геодинамической обстановке растяжения или внутриплитной обстановки (рис. 16).

Породы викторинского комплекса составляют гранит-гранодиоритовую формацию [139]. По своим петро- и геохимическим свойствам породы комплекса (прежде всего равномернокристаллические) почти тождественны сопутствующим им вулканитам конгинской свиты, совместно с которыми образуют вулcano-плутоническую ассоциацию [134]. Вмещающие их вулканиты превращены иногда во вторичные кварциты, в которых известны малосульфидные кварцевые жилы, зоны прожилкового окварцевания с золото-серебряной минерализацией и небольшие по запасам россыпи низкопробного золота.

Интрузивы комплекса пересекают и метаморфизуют не только палеозойские, триасовые и юрские осадочные отложения, но и верхнеальб-сеноманские вулканиты конгинской свиты. Значения изотопного возраста умереннокислых пород и гранитов, полученные К-Аг методом, колеблются от 105–102 до 60 млн лет. U-Pb SHRIMP датирование циркона из гранита массива Мрачный показало дату 79 ± 1 млн лет (возраст конкордии, СКВО = 1,1, $r = 0,3$), что определяет поздне меловой возраст комплекса.

Светлинский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый распространён преимущественно в пределах ОЧВП, основной ареал его развития находится на смежной с запада территории; на территории листа Р-57 он проявлен лишь на крайнем юго-западе в бассейне р. Вилига, где представлен Аликским (с площадью выходов 150 км²), Калалагинским (50 км²), Туркычанским (170 км²) массивами и рядом более мелких (2–4 км²) тел. Комплекс многофазный, породы всех фаз представлены в Иреть-Малкачанском массиве за пределами территории, в названных массивах территории листа вскрываются только гранодиориты ($\gamma\delta K_2Si_2$) четвертой и граниты (γK_2Si_2) пятой преобладающих в комплексе фаз.

Массив Аликский имеет подковообразную форму выхода с извилистыми контактами, пересекает и метаморфизует юрские отложения, вулканиты таватумской и кананыгинской свит. Сложен преимущественно гранитами, более ранние гранодиориты обнажаются в северо-восточной части массива, на западе массива выделяются фации мелкозернистых гранитов. Осадочные и вулканогенные образования метаморфизованы в условиях мусковит-роговиковой фации на расстоянии до 3 км от контактов с интрузиями. В узкой (шириной до 200 м) приконтактной зоне развиты контактово-метаморфизованные породы амфибол-роговиковой фации [278, 302].

Гранодиориты – серые, светло-серые, от мелко- до крупнозернистых породы, состоящие из зонального олигоклаз-андезина (41–60 %), калиево-натриевого полевого шпата (5–27 %), кварца (9–19 %), редких зерен клинопироксена (0,1–0,2 %), коричневатозеленой роговой обманки (5–6 %), коричневого биотита (до 10 %), акцессорных (1–3 %) – апатита, циркона, сфена и, главным образом, магнетита. Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Вторичные минералы – хлорит, серицит, эпидот и карбонаты.

Граниты пятой фазы внедрения составляют основной объем комплекса. Это светло-розовато-серые породы от мелко- до крупнозернистых, состоят из зонального плагиоклаза № 20–38 (27–41 %), калиево-натриевого полевого шпата (20–40 %), кварца (25–34 %), травяно-зеленой роговой обманки (0,5–3 %), коричневого биотита (1,5–6 %), акцессорных (0,5–1,5 %) минералов, представленных цирконом, апатитом и магнетитом. Структура порфировидная, гранитовая с элементами графической. Порфировидные выделения размером до 1 см представлены плагиоклазом, иногда кварцем. Лейкограниты отличаются от гранитов отсутствием роговой обманки и низким (около 3 %) содержанием биотита, соотношения с гранитами не установлены.

Светлинский комплекс принадлежит к гранодиорит-гранитовой формации [139]. Свообразием является «рябая» окраска гранитоидов за счет контрастного сочетания черных биотита, роговой обманки и белых полевых шпатов. Ведущие примесные элементы – барий, стронций, цирконий, ванадий, кобальт, никель, медь, свинец, молибден [188]. Жильные производные комплекса – аплиты и пегматиты. Гидротермальные образования – кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы с примазками и гнездами светлой слюды. Со светлинским комплексом ассоциируют проявления золота, серебра, полиметаллов.

По химическом составе гранитоиды комплекса существенно не отличаются от других позднемеловых плутонических комплексов. Породы принадлежат к высокоглиноземистым гранитоидам высококалиевой известково-щелочной серии, часть архивных анализов попадает на дискриминационной диаграмме А. В. Гребенникова [67] в поле II, интерпретируемое как поле окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, сформировавшихся в обстановке скольжения литосферных плит (рис. 23).

Позднемеловой возраст комплекса определяется тем, что пересекает породы позднемеловых таватумской, кананыгинской и герамрынской свит; в гранитах Калалагинского массива отмечается большое количество переработанных ксенолитов этих пород. Имеющиеся К-Аг датировки пород преимущественно позднемеловые, с большим разбросом значений.

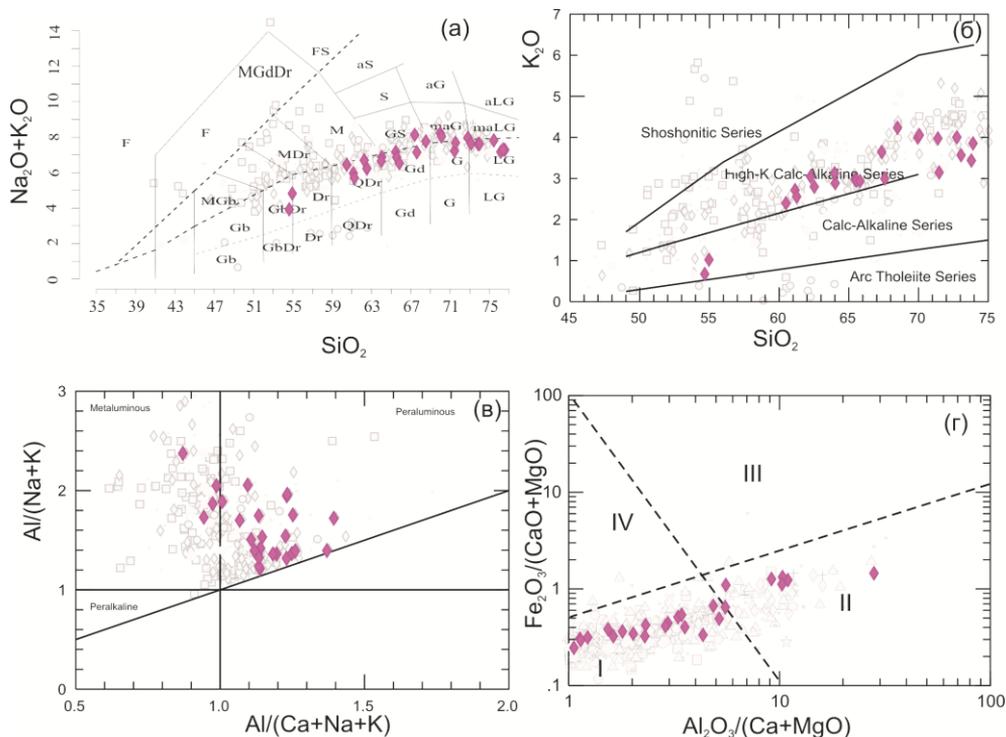


Рис. 23. Диаграммы химического состава пород светлинского плутоического комплекса.

Массивы Аликский, Туркычанский, Калалагинский, анализы [188, 326]. Дискриминантные поля на диаграммах: а – [163], б – [256]; в – [250]; г – [67]. Серыми значками показаны для сравнения все архивные данные по ранне- и позднемеловым магматическим комплексам листа Р-57.

Хигиндинский вулканический комплекс андезит-риолитовый образован покровами и связанными с ними субвулканическими образованиями, представленными штокообразными телами площадью 2–5 км², редко до 60 км², некками и дайками риолитов (λK_2hg), гораздо реже – андезитов (αK_2hg).

Риолиты слагают мелкие и более крупные тела, некки, сконцентрированные на правом берегу р. Хигиндя в основном среди андезитов и их туфов хигиндинской толщи, ограничиваются крутыми четкими контактами, иногда с апофизными ответвлениями. У контактов в ряде случаев наблюдаются переходы риолитов в кластолавы и ксенокластолавы. Встречаются также не показанные на карте непротяженные дайки риолитов северо-восточного и субширотного простирания мощностью 0,5–1,5 м. Падение даек обычно крутое (до 70°), на побережье р. Студеная встречаются и пологопадающие на восток дайки. Отмечены небольшие с крутыми контактами некки фельзориолитов.

Риолиты – серые и светло-серые массивные порфиоровые породы с плитчатой или столбчатой отдельностью. Основная масса фельзитовая, микрофельзитовая, реже витрофировая, псевдосферолитовая и пойкилитовая. В основной массе размещены порфиоровые выделения (3–5 мм) кварца, плагиоклаза, калиево-натриевого полевого шпата, реже хлоритизированного

биотита и роговой обманки. Акцессорные минералы – апатит, циркон и магнетит. Из вторичных минералов часто встречаются эпидот, карбонаты, хлорит и серицит. По химическому составу риолиты относятся к высококальциевым (K_2O до 4,09 %) разностям пород с концентрацией $SiO_2 = 74\%$ [190].

Андезиты образуют единичные мелкие (2 км^2) изометричные тела с вертикальной плитчатой отдельностью и четкими контактами, породы темно-серые массивные мелкопорфировые с гиалопилитовой основной массой, в которой различаются микролиты андезина. Порфировые выделения (1–5 мм) представлены андезином, редкой роговой обманкой. Плагиоклаз серицитизирован, по основной массе развит хлорит, отмечается эпидотизация.

Вулканисты хигиндинского комплекса составляют риолит-андезитовую формацию [139]. Позднемеловой возраст комплекса основан на принятом возрасте хигиндинской свиты.

Туромчинский вулканический комплекс андезит-базальтовый (αK_2tr) кроме покровов одноименной толщи представлен небольшим количеством субвулканических и жерловых образований, а также непротяженных даек среднего–основного состава, приуроченных к периферии Туромчинского прогиба. На карте показаны лишь единичные штокообразные тела андезитов, расположенные на левобережье р. Гижига. Они размещаются среди покровов туромчинской толщи, в поперечнике достигают 5 км. В эндоконтактных зонах включают крупные ксенолиты вмещающих пород, ориентированные согласно с контактами; вмещающие породы не испытывают существенных изменений. В центральных частях тел андезиты отличаются большей степенью раскристаллизации и большим размером порфировых выделений до перехода в диорит-порфириты [168, 292].

Андезиты – темно-зеленые массивные порфировые породы с гиалопилитовой или интерсертальной основной массой, которая состоит из лейст андезина № 40–50 и хлорит-эпидот-кварцевого агрегата, образовавшегося за счет стекла. Вкрапленники представлены сосюретизированным зональным плагиоклазом (лабрадор–андезин), роговой обманкой и авгитом. Акцессорные минералы – магнетит, сфен, циркон, апатит.

Позднемеловой (сеноманский) возраст комплекса соответствует возрасту покровов туромчинской толщи.

Снежинский вулканический комплекс дацит-риолитовый образован эффузивами снежинской толщи и серией небольших субвулканических тел среди покровов толщи и подстилающих палеозойских отложений в бассейне р. Крестик. Это мелкие и более крупные (до 15 км^2) изометричные штоки и вытянутые дайкообразные тела (протяженностью до 5–6 км) риолитов (λK_2Sn) и, реже, дацитов (ζK_2Sn). [102]. Обособленное тело риолитов с фрагментом вулканического покрова закартировано в бассейне р. Колымак.

Риолиты – светло-серые породы массивной, флюидалной или брекчиевидной текстуры, мелкопорфировые с фельзитовой и микропйкилитовой хлоритизированной основной массой. Вкрапленники (5–20 % объема) представлены кварцем, альбит-олигоклазом и биотитом. В основной массе, кроме этих минералов, встречаются калиево-натриевый полевой шпат (до 5 %), единичные зерна хлоритизированного амфибола.

Дациты отличаются микролитовой (микролиты олигоклаза № 20–25) и микрофельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники плагиоклаза (зональный олигоклаз-андезин) сочетаются с более редкими зернами роговой обманки. Местами проявлено интенсивное гидротермальное преобразование пород (хлоритизация, адуляризация, карбонатизация).

Вулканыты образуют дацит-риолитовую формацию; по химическому составу субвулканические породы комплекса отвечают большей частью риодацитам и риолитам низко- и высококалиевой известково-щелочной серии (рис. 21). В геодинамическом отношении снежинский комплекс, так же, как и наяханский вулканический комплекс, демонстрирует переходные геохимические особенности от надсубдукционных окраинно-континентальных вулканических поясов к обстановкам формирования в условиях скольжения литосферных плит (см. рис. 21, з).

Хайчанский вулканический комплекс риодацитовый в совокупности с покровами одноименной толщи представлен серией штокообразных субвулканических тел риолитов ($\lambda K_2h\check{c}$) и значительно реже риодацитов ($\lambda\zeta K_2h\check{c}$) площадью 4–23,5 км², обнажающихся в верховьях рек Туромча и Вархалам. Описаны также не показанные на карте дайки и небольшие изометричные штокообразные и дайкообразные тела андезитов площадью от 0,1 до 0,8 км² и жерловые образования флюидалных лав и кластолав риолитов на левобережье р. Гижига [168].

Наболее крупным является *Джольское тело* риолитов, вытянутое в северо-западном направлении на 30 км, рассеченное и местами прорванное позднемеловыми гранитами Доктомычанского массива. В то же время в риолитах в бассейнах ручьев Инач и Джол присутствуют ксенолиты лейкогранитов и гранодиорит-порфиров.

Тело сложено в основном серыми массивными риолитами с порфировой структурой. Вкрапленники (20–30 %) представлены олигоклаз-андезином, кварцем и биотитом. Вблизи контактов количество вкрапленников уменьшается, основная масса приобретает флюидалную микроструктуру. В центральной части тела (в истоках руч. Чирол) риолиты постепенно переходят в светло-серые невадитовые разности, состоящие из полнокристаллической тонкозернистой основной массы с более крупными (3–10 мм) вкрапленниками, составляющими 40–60 % объема породы.

Более мелкие тела риолитов образуют купола и дайки с крутыми контактами, в краевых частях тел наблюдаются магматические брекчии, состоящие из обломков вмещающих пород и цементирующих риолитов. Около 60–70 % объема кластолав риодацитов составляет связующая апостекловая масса со следами течения. Обломки пород составляют от 10 до 20 %, они представлены кристаллокластическими туфами риолитов и гранит-порфирами.

Риолиты и риодациты по структурно-текстурным особенностям сходны и характеризуются порфировой структурой с гиалопилитовой основной массой, перекристаллизованной в микропйкиллобластовую. Вкрапленники занимают от 10 до 20 % породы и представлены главным образом призматическими зернами и гломеропорфировыми сростками плагиоклаза (An_{35-45}) размером от 0,5 до 4–6 мм, а также более редкими калиево-натриевым полевым шпатом, кварцем, биотитом и амфиболом(?), замещенным микрочешучатым гидрослю-

дистым агрегатом. Риодациты отличаются некоторым увеличением основности плагиоклаза вкрапленников, меньшим количеством кварца и повышением роли темноцветных минералов. По химическому составу породы соответствуют риолиту высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 24).

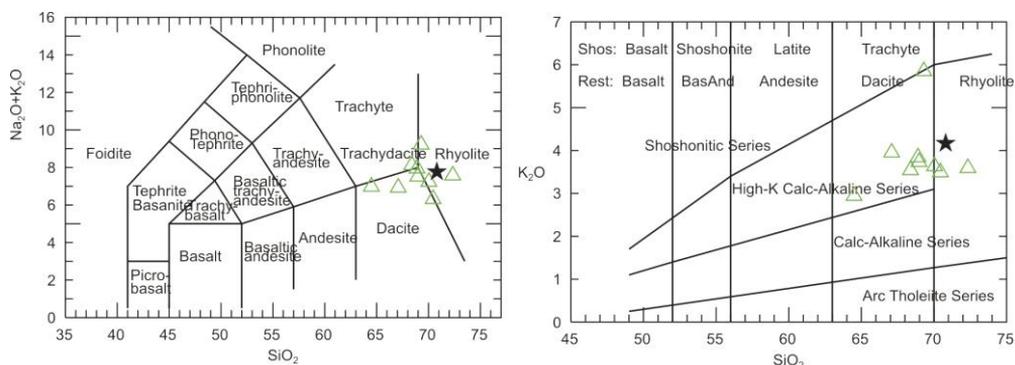


Рис. 24. Химический состав пород хайчанского вулканического комплекса.

Хайчанская толща (зеленые треугольники), субвулканическая интрузия риолитов (звезда) из верховьев рек Туромча и Вархалам. Анализы пересчитаны на 100 % из работ [289, 301].

Вулканиды представляют риолитовую формацию. Позднемеловой возраст устанавливается на основании комагматичности субвулканических тел покровам толщи.

Ахавеемский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый распространен преимущественно в пределах восточного фланга ОЧВП и его складчатого обрамления, являясь частью гранитоидов «охотского» типа. Представлен многочисленными крупными лакколитообразными и трещинными телами, небольшими массивами, штоками, пластовыми залежами, прорывающими и метаморфизиующими почти все меловые вулканиды. Петролитом может служить Ахавеемский массив (180 км²), наиболее крупными на рассматриваемой являются массивы Гармандинский (около 270 км²), Доктомычанский (200 км²), Осиновский (160 км²).

Комплекс трехфазный, формировался в гомодромной последовательности. Первая фаза – небольшие штоки, дайки, силлы однофазного строения, расположенные вблизи крупных интрузий, а также сохранившиеся в эндоконтактовых и краевых частях многофазных массивов; представлена диоритами (δK_2a_1), кварцевыми монцодиоритами ($q\delta K_2a_1$), редко габбродиоритами ($v\delta K_2a_1$). С породами второй фазы контакты интрузивные. Вторая фаза (главная) – лейкократовые роговообманково-биотитовые гранодиориты, тоналиты ($\gamma\delta K_2a_2$), реже граниты, плагиограниты, кварцевые диориты, в эндоконтактах нередко отмечаются агматиты. Породы слагают массивы неправильной формы, лакколитообразные и трещинные тела, штоки, этмолиты. Третья фаза – граниты, умереннощелочные граниты (γK_2a_3), лейкограниты, граносиениты и их порфировые разновидности, гранит-порфиры ($\gamma\pi K_2a_3$) слагают куполовидные и пластообразные тела, штоки, иногда моногенного строения, дайки, иногда пересекающие интрузии первой и второй фаз.

Массив Ахавеемский занимает верховья р. Ахавеем, в плане почти изометричен с поперечником 15–20 км, эрозией он вскрыт на глубину 700–800 м, общая форма интрузива представляется в виде лакколита, его западный контакт крутой, с других сторон контакты пологие (15–20°). С выходом интрузива совпадает остаточная аномалия поля силы тяжести, наиболее интенсивный минимум выявляет, вероятно, подводящий канал. Предполагается наличие куполовидной структуры, к ядру которой и приурочен Ахавеемский массив. Преобладающие породы в массиве крупно- и среднезернистые граниты, в краевых и сводовых частях сменяющиеся их мелкозернистыми разновидностями.

Массив Гармандинский пересекает верхнемеловые вулканогенные образования, а также верхнепермские и триасовые отложения; преобладающие в составе массива гранодиориты, по данным А. Д. Силинского [189], мелко- и среднезернистые, иногда порфиroidные с гипидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой, структурой.

Массив Доктомычанский расположен на левобережье р. Бол. Гарманда, сложен большей частью гранитами, имеет сложную конфигурацию и вытянут в северо-западном направлении на 28 км. Максимальная величина эрозионного среза – 500–600 м. Контакты массива в основном пологие, падают в сторону вмещающих пород под углом 5–20° и лишь северный контакт крутой. Явления метаморфизма у контактов массива прослеживаются в осадочных породах до 2 км, в меловых вулканогенных образованиях – не более 200 м. Отмечается интрузивный контакт гранитов с субвулканическими риолитами, в гранитах присутствуют ксенолиты риолитов.

Диориты, кварцевые диориты, габбродиориты слагают небольшие штоки, трещинные тела и залежи площадью 1–5 км². Диориты состоят из среднего и основного андезина (60–70 %) и темноцветных минералов (30–40 %), кварца и калинатрового полевого шпата (не более 5 %). Различаются биотит-пироксеновые и пироксен-амфиболовые разности с диопсидом, обыкновенной роговой обманкой и биотитом. При повышенных содержаниях кварца (до 10–15 %) они переходят в кварцевые диориты, количественно преобладающие над диоритами. Габбродиориты отличаются преобладанием плагиоклаза и пироксена, присутствием амфибола и биотита, иногда оливина.

Гранодиориты – светло-серые массивные средне- и крупнозернистые породы гранитовой структуры с элементами диоритовой и монзонитовой. Они состоят из зонального плагиоклаза, преимущественно андезина (30–50 %), калинатрового полевого шпата (15–25 %), кварца (до 20–25 %), роговой обманки и биотита (в сумме до 15 %), иногда присутствует авгит. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, сфен, циркон. Эндоконтактные порфиroidные разности состоят из кристаллов (30–60 %) плагиоклаза, кварца, калинатрового полевого шпата, роговой обманки, биотита, погруженных в более мелкозернистую массу, состоящую из тех же минералов.

Граниты характеризуются средне-крупнозернистой, иногда порфиroidной структурой, состоят из олигоклаз-андезина (20–30 %), калинатрового полевого шпата (25–50 %), кварца (до 30–38 %) и темноцветных минералов (до 10 %). Отдельные разновидности отличаются количеством и соотношением темноцветных минералов [102].

Гранит-порфиры в виде даек прослежены в верховьях р. Гижига вдоль Гижигинского разлома в полосе протяженностью 50 км и шириной 10 км. Протяженность даек – от 2 до 10 км, мощность – в основном первые десятки метров. Дайки наблюдались также в эндоконтактах Ахавеевского массива. Минеральный состав их аналогичен составу гранитов, породы отличаются отчетливо порфировидной структурой. Отмечаются обильные крупные (до 5–6 мм) выделения дымчато-серого кварца и розового калинатрового полевого шпата (в сумме до 40 %). Основная масса состоит из микроскопических зерен калинатрового полевого шпата и кварца, кислый плагиоклаз составляет 20 %, биотит – до 5 %. Акцессорные минералы – апатит, циркон, ильменит, монацит, магнетит; эпимагматические – серицит, хлорит, эпидот и карбонаты.

Породы ахавеевского комплекса составляют гранит-гранодиоритовую формацию [138], они пересекают триасово-юрские отложения основания ОЧВП и поясовые вулканиты вплоть до хайчанского вулканического комплекса, с которым они, возможно, образуют вулcano-плутоническую ассоциацию. К-Аг датированием для Гармандинского массива получены главным образом позднемеловые даты [3].

С породами комплекса связываются кварцевые, кварц-карбонатные или сульфидно-кварцевые жилы и прожилки, вдоль контактов интрузивов нередко развиты грейзенизация и сульфидизация, предполагается связь золото-серебряной и полиметаллической минерализации.

Леводяпкачанский вулканический комплекс риолитовый (λK_2d). Субвулканические образования, связанные с покровом леводяпкачанской толщи, представлены единичным штокообразным телом риолитов (λ) с поперечником в 2 км. Располагается среди покрова флюидальных риолитов толщи, имея четкие рвущие контакты, пересекает породы нижележащей коркодонской толщи.

Риолиты – это желтовато-серые массивные мелкопорфировые породы с редкими (1–5 % объема) порфировыми выделениями кварца, альбита и калинатрового полевого шпата. Основная масса фельзитовая, сферолитовая, иногда перлитовая; отмечаются литофизы (до 3 мм) округлой и уплощенной формы, выполненные кварц-полевошпатовым агрегатом с микрогранитной структурой. Вулканиты принадлежат к риолитовой формации; согласно химическому анализу, относятся к низкощелочному типу риолитов калиево-натриевой серии [153].

Позднемеловой возраст увязывается со временем формирования покровов толщи.

Омсукчанский плутонический комплекс лейкогранитовый ($l\gamma K_2O$) распространен преимущественно в пределах Балыгычано-Сугойского прогиба и его обрамления, на территорию листа попадает лишь восточная часть петротипа комплекса массива Лево-Омсукчанский.

Массив Лево-Омсукчанский (общая площадь массива – 290 км², на территорию листа заходит примерно треть его часть) имеет изометричную форму. В составе комплекса присутствуют две фазы, главная из которых образована крупно-среднезернистыми лейкогранитами, она в основном и представлена на территории листа. Границы лейкогранитов с вмещающими породами извилистые, обусловлены преобладающими пологозалегающими контактами, реже

отмечаются и крутые углы падения контактов. Вмещающие осадочные отложения юры и нижнего мела превращены в разнообразные роговики: биотитовые, биотит-кордиеритовые, биотит-андалузитовые, в т. ч. графитсодержащие, мусковит-кварцевые, кварц-актинолитовые. Роговики на удалении от контакта постепенно сменяются узловатыми и пятнистыми сланцами. Ширина зоны интенсивного ороговикования составляет от десятков метров до 120 м и зависит от угла наклона контактов, общая ширина зоны контактово-метаморфизованных пород достигает 500 м, на отдельных участках – до 2 км.

Различаются крупно- и среднезернистые, реже мелкозернистые породы. Крупнозернистые лейкограниты преобладают в восточной части массива, отмечаются в его центральных частях, среднезернистые разности приурочены к западным выступам плутона (за рамкой листа). Мелкозернистые лейкограниты встречаются в виде небольших тел на контактах с роговиками.

Лейкограниты главной фазы – светло-серые, светло-буровато-серые породы – состоят из олигоклаза до альбита в оторочках зерен (в среднем 18,7 %), микроклина или анортоклаза (43,5 %), кварца (34,5 %), буровато-зеленого или бурого биотита (2,7 %), акцессорных (0,6 %) – магнетита, циркона, ортита, флюорита, более редких апатита, циртолита, ксенотима, ильменита, турмалина, ураноторита. Структура лейкогранитов порфириовидная, гранитовая, участками графическая. Вторичные минералы – хлорит, серицит, кварц, карбонат, эпидот, альбит, мусковит.

Жильные производные относительно редки, представлены пегматитами и аплитами, встречающимися в виде гнезд, часто зонального строения. Они сложены ортоклазом, кварцем, биотитом, реже мусковитом; в них присутствуют флюорит, турмалин, касситерит, альбит, кристаллы мориона (до 20 см), редкоземельные акцессорные минералы – ортит, ксенотим, монацит, малакон.

С лейкогранитами связаны зоны грейзенизации. Грейзены проявлены в апикальных частях интрузива и в роговиках экзоконтактной зоны. Выделяются кварц-мусковитовые, кварц-мусковит-турмалиновые, андалузит-мусковит-турмалиновые грейзены. Гидротермальные жильные образования – оловоносные турмалин-кварцевые и турмалиновые, кварц-хлоритовые и хлоритовые, хлорит-турмалиновые, турмалин-касситеритовые, кварц-сульфидно-касситеритовые жилы, прожилковые зоны и минерализованные зоны дробления, сопровождаемые зонами турмалинизации и хлоритизации вмещающих пород. С гранитоидами омсукчанского комплекса ассоциируют месторождения и проявления олова, железа, свинца, цинка, золота.

Омсукчанский комплекс – типичный представитель лейкогранитовой формации [138]. По данным химического анализа, лейкограниты омсукчанского комплекса относятся к нормальному и умереннощелочному ряду с щелочностью калиево-натриевого типа. K_2O преобладает над Na_2O во всех породах. На диаграмме Л. С. Бородина тренд комплекса соответствует высококалиевому (позднеорогенному) тренду [63].

Позднемеловой возраст комплекса определяется тем, что его тела прорывают и контактово метаморфизуют вулканы каховского и надеждинского вулканических комплексов (западнее территории листа). Для пород и минералов омсукчанского комплекса имеются многочисленные К-Аг и

Rb-Sr датировки, заключенные преимущественно в интервале 62–96 млн лет со статистическим максимумом – 85 млн лет. В центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb методом для Лево-Омсукчанского массива (непосредственно за западной границей листа) получен такой же возраст: $81,7 \pm 0,8$ млн лет [63].

Сугойский гипабиссальный малых интрузий комплекс габбро-долеритовый (vK_2sg) представляет окончание Нижнесугойского пояса гипабиссальных малых интрузий. Комплекс выделен В. М. Мерзляковым и др. [144], его составляют малые штоки, дайкообразные тела, дайки габбро (v), гораздо реже в составе комплекса отмечаются долериты, диориты и кварцевые диориты, в т. ч. и умереннощелочные их эквиваленты – монцодиориты и кварцевые монцониты. На рассматриваемой территории комплекс представлен немногочисленными дайками габбро, иногда группирующимися в нечетко выраженные свиты юго-восточного и субширотного простираний. Дайки преимущественно крутопадающие, протяженность их – 2–4 км, мощность – 5–10 м.

Габбро – зеленовато-серые мелко- или среднезернистые породы, в центральных частях тел состоят из плагиоклаза № 70–83 (55–60 %), пироксенов (30–35 %) при значительном преобладании моноклинного над ромбическим, роговой обманки (10–15 %), аксессуарных – ильменита, реже магнетита, редких зерен апатита. Структура габбровая; вторичные минералы – хлорит, серицит, актинолит, карбонат. В краевых частях тел отмечаются порфириовидные мелкозернистые разновидности габбро, иногда содержащие кварц (до 5 %).

Сугойский комплекс относится к габбро-долеритовой (габбро-диабазовой) формации. По химическому составу породы относятся к нормальному ряду с натриевым типом щелочности и к умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом. На диаграмме Л. С. Бородина выявляется большой разброс значений, в связи с чем малые интрузии не увязываются с каким-либо вулканическим комплексом. Породы сугойского комплекса пересекают триасовые и юрские толщи. Имеющаяся одна K-Ar датировка долеритов из штока на левобережье р. Нягаин (за пределами площади) – 88 млн лет [63] указывает на позднемеловый возраст интрузий.

Прибрежный гипабиссальный малых интрузий комплекс габбро-диоритовый распространен в юго-западной части площади, в пределах ОЧВП. Малые тела комплекса прорывают меловые вулканиты и интрузии позднемелового возраста. Представлен дайками габбродиоритов ($v\delta K_2pr$), на смежной с запада территории в составе комплекса присутствуют дайки, иногда малые штоки габбро, габбродолеритов и долеритов. Ориентировка даек преимущественно северо-восточная, подчинена главным направлениям разрывных дислокаций, намечается их группировка в нечетко выраженные свиты шириной до 10 км. Дайки обычно крутопадающие, протяженность их – до первых километров, мощность меняется в широких пределах, достигая 10–20 м. Вмещающие породы около малых тел комплекса слабо изменены на расстоянии не более первых метров. Из новообразованных минералов отмечаются серицит, хлорит, эпидот [63].

Габбродиориты – темно-серые и серые породы от мелко- до тонкозернистых, состоят из лабрадора (30–60 %), кварца (1–5 %), клинопироксена, в подчиненном количестве ортопироксена, в небольших количествах отме-

чаются роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы – магнетит, ильменит, апатит, сфен. Структура в соответствующих разновидностях габбровая, офитовая, порфиристая с микрогипидиоморфнозернистой или субофитовой основной массой. Вторичные – соссюрит, серпентин, хлорит.

Прибрежный комплекс относится к габбро-диоритовой формации [138]. По данным химического анализа, породы прибрежного комплекса относятся к нормальному и умереннощелочному ряду с щелочностью калиево-натриевого, иногда натриевого типа. Как и для пород сугойского комплекса, на диаграмме Л. С. Бородина выявляется большой разброс значений. На основании активных контактов с позднемеловыми вулканитами ОЧВП принимается позднемеловый возраст прибрежного комплекса [63, 113].

КАЙНОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кайнозойские проявления магматизма, представленные вулканическими комплексами, знаменуют активизацию тектонических и магматических процессов при формировании в регионе кайнозойских рифтовых систем и впадины Охотского моря.

Кытыймский вулканический комплекс базальтовый ($\beta F_2^{1-2} k t$). Субвулканические образования, ассоциированные с покровами кытыймской свиты, представлены единичными штоками кайнотипных базальтов и мелкими, не показанными на карте дайками базальтов, реже андезибазальтов, андезитов и дацитов. Отмечаются также редкие жерловины, выполненные агломератовыми кластолавами, вулканическими бомбами, шлаками и туфами базальтов. Штокообразное субвулканическое тело базальтов площадью выходов около 4 км² располагается среди покровов кытыймской свиты в верховьях р. Широкая. Шток сложен массивными мелкопорфировыми породами с немногочисленными вкрапленниками лабрадора № 52–60, клинопироксена, реже оливина и ортопироксена. Основная масса образована лейстами лабрадора и мельчайшими зернами моноклинного пироксена, между которыми развиваются вторичные хлорит, кальцит, пренит, замещающие вулканическое стекло [102].

По химическому составу преобладают андезибазальты и андезиты известково-щелочной серии, характерные для вулканических дуг (рис. 25). Породы отличаются от базальт-андезибазальтовой мыгдыкитской свиты ОЧВП существенно более низкими концентрациями TiO₂, P₂O₅, Zr и практически всех примесных некогерентных элементов. Базальты кытыймской свиты характеризуются наличием вкрапленников ортопироксена, что резко отличает их от базальтов финальной стадии развития ОЧВП (мыгдыкитская и хакаринская свиты). Для последних характерны оливин-клинопироксеновые и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновые парагенезисы. Кроме того, изотопный состав Sr и Nd в андезибазальтах и кытыймской свиты отличается от такового для мыгдыкитских базальтов [7] более деплетированным характером (рис. 25).

Вулканиты относятся к базальтовой формации; эоценовый возраст комплекса определен в соответствии с принятым возрастом кытыймской свиты, но требует еще уточнения.

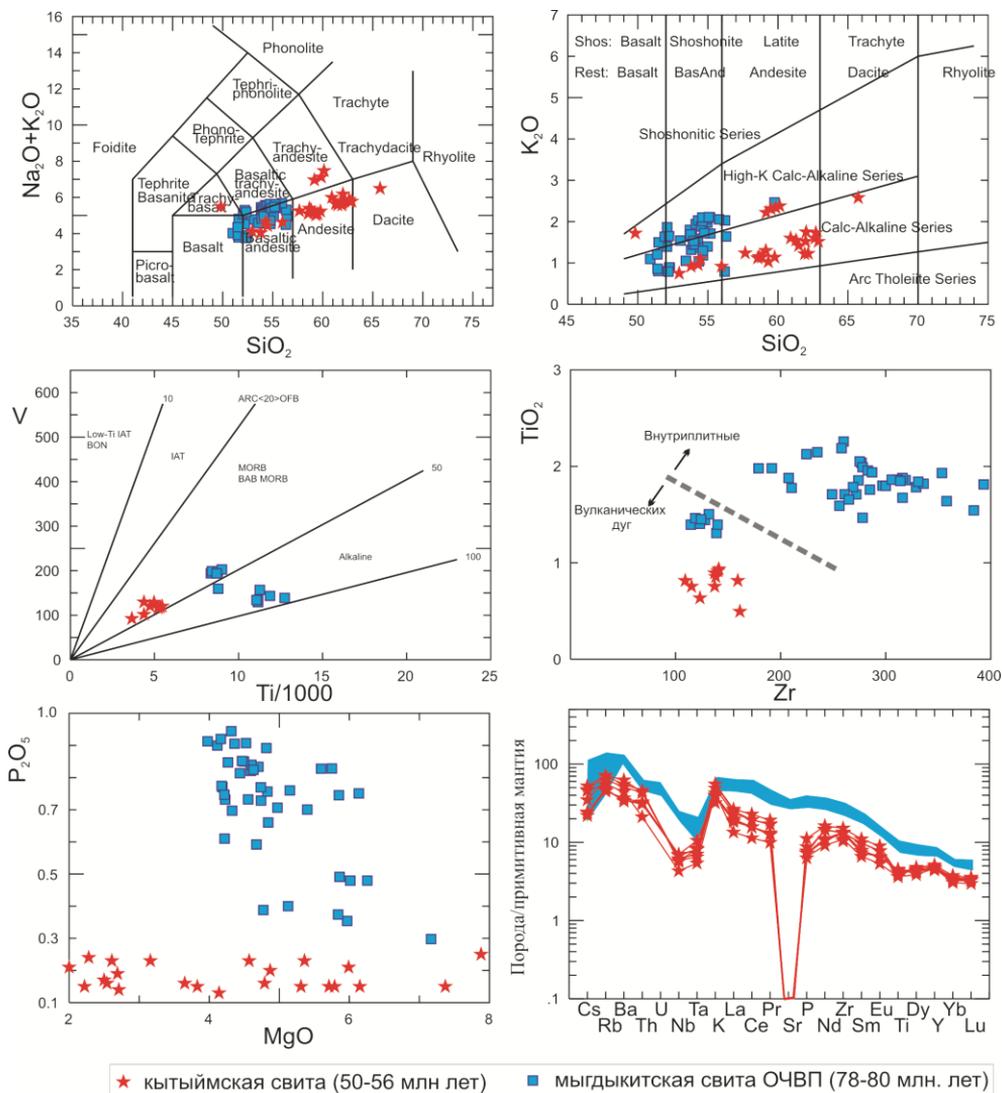


Рис. 25. Вариации главных и примесных элементов в породах кыргызского вулканического комплекса (красные значки).

Для сравнения показаны анализы вулканических пород мыгдыкитской свиты (синим), финальная стадия развития ОЧВП [7, 240].

Кинкильский вулканический комплекс андезит-базальтовый. Субвулканические образования пространственно тесно связаны с покровной фацией вулканитов кинкильской свиты. Они представлены на территории листа немногочисленными штоками 1–4 км в поперечнике, имеются маломощные дайки и силлы. Значительные по размерам штоки сложены базальтами

(βP_2kn), более мелкие дацитами (ζP_2kn), очень редко андезитами. На карте магнитных аномалий отдельные крупные штоки выражены локальными положительными аномалиями, отдельные штоки, хорошо выраженные в рельефе, уверенно дешифрируются в метериалах МДС. Вмещающими служат покровные образования кинкильской и отложения геткиллинской свиты. Контактные изменения проявлены слабо и выражены маломощными зонами обжига и рассланцевания.

Базальты – серые, темно-серые, зеленовато-серые массивные породы. Структура порфировая. Структура основной массы пилотакситовая, микролитовая. Вкрапленники (5–25 %) представлены пироксеном (5–10 %), плагиоклазом (андезин, лабрадор, 1–15 %). Основная масса состоит из лейст, микролитов плагиоклаза, мелких зерен пироксена и рудного минерала.

Дациты – светло-серые массивные породы. Структура порфировая. Структура основной массы микрофельзитовая, микролитовая. Вкрапленники (10–30 %) в основном представлены плагиоклазом (олигоклаз–андезит), реже в отдельных разновидностях роговой обманкой. Основная масса состоит из микролитов и микротабличек плагиоклаза, мелких зерен кварца, рудного минерала, иногда с остатками пелитизированного стекла.

Вулканыты составляют дацит-базальтовую формацию. По химическому составу субвулканические образования кинкильского комплекса представлены основными, средними и кислыми нормальнощелочными породами с калиево-натриевым типом щелочности и в целом сходны с эффузивами покровных образований комплекса [66].

Эоценовый возраст комплекса соответствует возрасту кинкильской свиты. Изотопный К-Аг возраст субвулканических андезитов на территории сопредельного с востока листа Р-58-XXXI, составляет 43 ± 2 млн лет.

Аликский вулканический комплекс меланефеленит-тефритовый (oN_2al) проявлен на правом берегу р. Вилига и в верховьях рек Кананыга и Алики. Субвулканические образования (купола, некии и дайки), а также останцы вулканических покровов аликской толщи на территории и на смежном с запада листе составляют Вилигинское вулканическое поле [2]. Один из некков оливиновых меланефелинитов (о) площадью около $0,2 \text{ км}^2$ располагается в верховьях р. Маймачан. Породы порфировой структуры с фенокристаллами оливина, реже клинопироксена размером до $0,1 \text{ мм}$. Основная масса сложена оливином, клинопироксеном, нефелином, лейцитом, плагиоклазом. Породы содержат глубинные включения лерцолитов, кроме того встречаются обломки кристаллов моноклинного пироксена и оплавленные пластинки биотита. Особности химического состава пород комплекса отражены на рис. 26.

Породы представляют щелочно-базальтоидную формацию. Возраст покровов и некков миоценовый, К-Аг возраст лейцитосодержащих оливиновых меланефелинитов, варьирует от 6 до 9 ± 1 млн лет [6]. Эти даты слегка отличаются от ранее опубликованных датировок (10–13 млн лет, по данным [2] и удовлетворительно согласуются с более прецизионными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками тех же образцов (от 8 до 10 млн лет, по данным [259]).

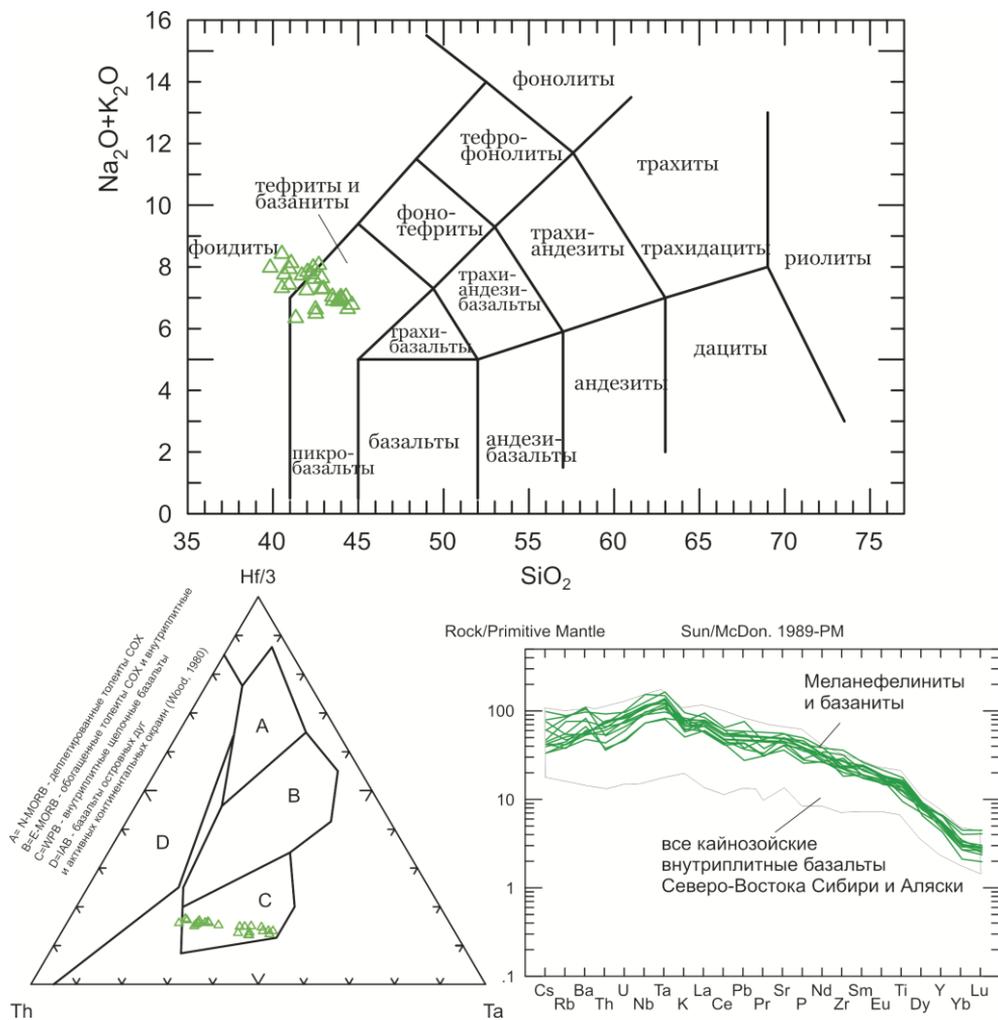


Рис. 26. Вариации главных и примесных элементов в меланеферинитах, тэфритах и базанитах аликского вулканического комплекса.

Характерно преобладание щелочных базальтов, тэфритов и базанитов (верхняя диаграмма TAS) и внутриплитные геохимические характеристики для большинства лав (нижние диаграммы) по данным [5].

СХЕМА РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА

Современные представления о тектоно-магматической эволюции региона обычно основываются на модели формирования орогенных поясов и террейновой концепции [87, 120, 160, 161, 253]. Представляется, что аккреционная структура Северо-Востока Азии сформировалась при длительном взаимодействии Сибирского кратона, Арктиды и океанических плит Палеоокеана. Сближение и взаимодействие континентальных и океанических плит сопро-

вождалось коллизией, рифтогенезом, субдукционными процессами, открытием и последующим закрытием малых океанических бассейнов в тылу континентальных и островных дуг, сопровождаемых деформациями в результате как фронтального взаимодействия, так и в результате крупных продольных сдвиговых перемещений примерно параллельно границам палеоконтинент–палеоокеан [161, 224]. Все эти геологические процессы сопровождались магматическими проявлениями в соответствующей геодинамической обстановке, которая может быть реконструирована (с определенной степенью спекуляций) как по сонахождению магматических и осадочных формаций и стилю их деформаций, так и по химическому составу магматитов [140].

Ранними и продолжительными по времени проявлениями магматизма характеризуется Омолонский массив, в дальнейшем магматическая активность смещается к югу, где реконструируются Кони-Тайгоноская и Удско-Мургальская магматические дуги и более молодой надсубдукционный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

История магматизма Омолонского массива прослеживается с докембрия до кайнозоя [135, 136]. Возраст протолита наиболее древних метаморфических пород массива надежно установлен по цирконам как палеоархейский И. В. Бибиковой и др. [20], Собоновичем и др. [199], в последнее время В. В. Акининым и И. Л. Жулановой (3,25–3,22 млрд лет, SHRIMP-RG датирование [8]) и менее надежными датировками по навескам с использованием ТИМС [235]; формирование протолита сопровождалось площадной мигматизацией пород.

Более поздние проявления очковых гранитогнейсов верхнеомолонского комплекса с возрастом около 1,9 млрд лет отражают процессы гранитизации дорифейского фундамента [8, 13]. Nd модельный возраст по верхнеомолонскому гранитогнейсу оценивается в 2,9 млрд лет, что согласуется с выплавлением магмы из зрелого корового материала архейского возраста. Примечательно, что геохимические особенности исследованного и датированного SHRIMP образца очковых гранитогнейсов соответствуют внутриплитным анорогенным гранитоидам обогащенного А-типа, что позволяет предполагать воздействие плюма на области выплавления в нижней коре в это время.

В рифее, предположительно, происходит деструкция и рифтогенез Омолонского кратонного блока, формируются рои даек и малых тел толеитовых габбро и габбродолеритов стрелкинского комплекса. Однако точное время проявления этого магматизма неизвестно, требуются дополнительные специальные изотопно-геохронологические исследования.

В силуре (433–424 млн лет) можно предположить откол Омолонского микроконтинента от Сибирского кратона, рифтогенез и движение (скольжение) блока в северо-восточном направлении в современных координатах, коллизионные процессы(?). В результате коллизии в косых сколах и зонах растяжения на континентальной окраине Омолонского блока происходит внедрение гранитоидных и сиенитовых магм абкитского и анмандыканского плутонических комплексов, не сопровождаемых вулканическими излияниями. Nd модельные возрасты для пород комплексов варьируют от 2,6 до 1,9 млрд лет, что однозначно указывает на омолонский фундамент как источник выплавления магм. Повышенная щелочность и довольно высокое

(мантийное) первичное изотопное отношение Sr в анмандыканских сиенитах ($Sr(i) = 0,7042-0,7046$ (рис. 27) демонстрирует существенную долю мантийного компонента в источнике магм. Такие особенности могут отражать поступление астеносферного материала в «окна» разрыва континентальной плиты при сдвиговых трансляциях, по типу slab-window [143, 224].

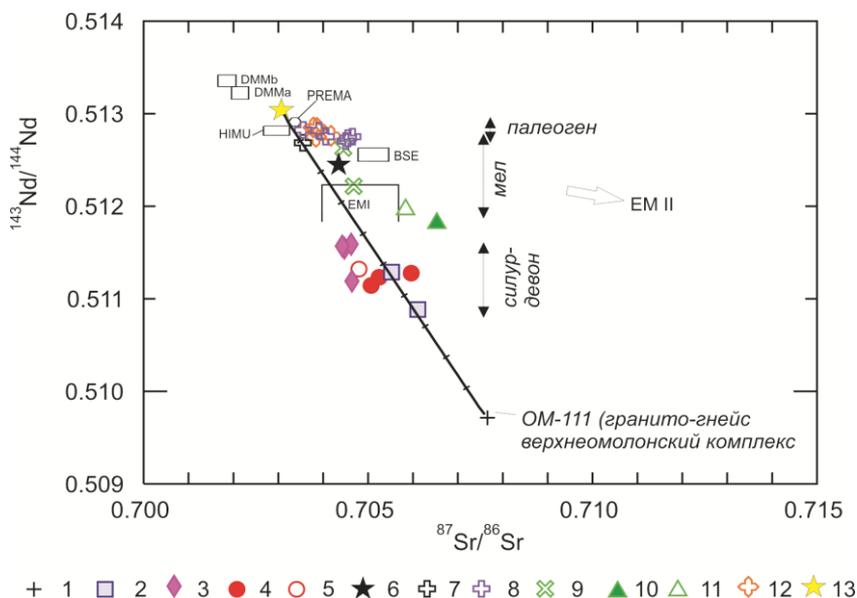


Рис. 27. Эволюция изотопного состава Sr и Nd в магматических породах Омолон-Тайгоносского района (лист Р-57). Первичные изотопные отношения рассчитаны с учетом U-Pb возраста по циркону.

1 – верхнеомолонский комплекс гранитогнейсовый (палеопротерозой), 2 – абкитский комплекс (силур), 3 – анмандыканский комплекс (силур), 4 – булунский комплекс (поздний девон–ранний карбон), 5 – кедонский комплекс (девон–ранний карбон), 6 – массив Айчан (ранний мел?), 7 – центрально-тайгоносский комплекс, мыс Средний (ранний мел), 8 – восточно-тайгоносский комплекс (альб), 9 – северо-тайгоносский комплекс (альб–сеноман), 10 – тихореченский комплекс, мыс Портос (поздний мел?), 11 – викторинский комплекс, мыс Мрачный (поздний мел), 12 – кытыймский комплекс андезит-базальтовый (палеоген), 13 – аликский комплекс меланефеленит-тефритовый (миоцен). Серым цветом показаны области составов пород альб-кампанского ОЧВП [7, 240]. Линия с рисками – модельная кривая смешения корового протерозойского (верхнеомолонский комплекс) и мантийного миоценового (аликский комплекс) источников. Конечные мантийные компоненты DMM, PREMA, BSE, HIMU, EMI-2 [263].

Наиболее масштабные проявления плутонического и вулканического магматизма на Омолонском кратоне приходятся на девон и ранний карбон [135, 136]. Известково-щелочные плутонические (булунский комплекс) и более ранние и синхронные вулканические (преимущественно андезитобазальтовый ачеканский и андезит-риолитовый кедонский комплексы) изотопными данными (U-Pb SHRIMP датировки по циркону, настоящая работа) по возрасту подтверждены в интервале от 375 ± 3 до 356 ± 4 млн лет (с учетом погрешностей, позднедевонский–раннекаменноугольный возраст). При этом как в плутоническом, так и в вулканическом комплексах намечаются два возрастных

импульса магматизма: 1) ~ от 375 до 372 млн лет; 2) ~ от 366 до 358 млн лет. Приблизительно 10-миллионный период относительного магматического покоя на границе франа и фамена демонстрирует смену преимущественно андезитового и трахиандезитового вулканизма (ранний этап) на трахириолит-трахидацитовый и гнибритовый (поздний этап). Изотопный состав неодима в магмах (eNd = от -15 до -16 в вулканических породах и от $-17,5$ до -20 в плутонических) свидетельствует о выплавлении их из зрелого корового протолита в фундаменте Омолонского массива. Судя по геохимии исследованных комплексов, они формировались в геодинамических условиях краевых континентальных вулкано-плутонических поясов и дуг. Для трахиандезитов, андезитов и риолитов ачеканского и кедонского вулканических комплексов характерно распределение несовместимых примесных элементов, такое же, как и в вулканитах надсубдукционного ОЧВП [7]. Для булунского интрузивного комплекса характерны порфириовидные (близповерхностные) разности пород, что отличает его в группе палеозойских гранитоидов, и одновременно, вместе с похожими на кедонские вулканиды геохимическими особенностями, сближает с последними. С большой долей уверенности можно считать, что булунский интрузивный комплекс и кедонский вулканический комплекс составляют единую вулкано-плутоническую ассоциацию окраинно-континентального типа. Ранее такое предположение высказывалось П. П. Лычагиным [135, 136], а Л. М. Парфенов здесь на границе Северной Евразии с палео-Тихим океаном выделял Северо-Охотскую окраинно-континентальную магматическую дугу, фрагменты которой выявляются в пределах Охотского и Омолонского массивов [161]. С позднедевонско-раннекаменноугольным вулканизмом связано формирование золоторудной минерализации (месторождения Кубака, Биркачан, Ольча, Елочка).

В дальнейшем магматическая активность снизилась, в пермское и триасовое время вулканические излияния андезитового и базальтового, реже кислого состава происходили в пределах формирующейся вдоль окраины континента Кони-Тайгоносской вулканической дуги. Севернее отмечаются лишь эпизодические вспышки синхронного вулканизма, как отголоски процессов в вулканической дуге. В юрский период проявления магматизма тумминского трахибазальтового и омолонского эссексит-гешенитового комплексов, по-видимому, фиксируют процессы ранне- и среднеюрского рифтогенеза, локально действовавшего в восточной краевой зоне Омолонского массива. Южнее Кони-Тайгоносской дуги в прибрежной полосе п-ова Тайгонос обнаружены триасово-юрские кремнисто-вулканогенные образования, слагающие в совокупности с ультрабазитами и габбро (щельнинский комплекс) типичную офиолитовую ассоциацию; присутствие меланжа и олистостром позволяет интерпретировать эти образования как аккреционную призму предостроводужного склона [226].

В поздней юре и раннем мелу магматические, главным образом вулканические процессы происходили в пределах Удско-Мургальской и Кони-Тайгоносской вулканических дуг, где накапливались вулканогенные толщи преимущественно среднего состава с подчиненной ролью лав кислого состава. Формирование Удско-Мургальской магматической дуги, прослеживаемой главным образом западнее территории листа, происходило, вероятно, в усло-

виях трансформной континентальной окраины [60]. В окраинно-континентальной части, косо по отношению к континенту развиваются протяженные зоны растяжения (левосторонние сдвиги) рифтогенного типа (Балыгычано-Сугойский прогиб), что сопровождается проявлением контрастного вулканизма формаций ультракалийевых риолитов аскольдинского комплекса, а также базальтов арылахской толщи (западнее территории) [117]. С этими процессами связано формирование эпитеpmальной серебряной минерализации, в т. ч. с образованием крупных месторождений. В Кони-Тайгоносской дуге и ее обрамлении проявились относительно контрастные габбро-гранитоидные (приохотский) и базальт-дацитовые (вавачунский, явоямский) комплексы геодинамической стадии скольжения и локального растяжения.

В альбе в условиях предполагаемой фронтальной субдукции под юго-восточную часть Евразийского континента [244] формируется один из крупнейших надсубдукционных окраинно-континентальных поясов – ОЧВП. Многочисленные ранне- и позднемиеловые известково-щелочные комплексы гранитоидов и вулканитов на территории листа (крупнейшие из которых по объему – восточно-тайгоносский, северо-тайгоносский, ахавеемский, хигиндинский и др.) отражают продолжающиеся почти 20 млн лет процессы субдукции на континентальной окраине Северо-Востока Азии. Для ранних магматических комплексов этого этапа (восточно-тайгоносский, северо-тайгоносский) в гранитоидах характерны низкие первичные изотопные отношения Sr (0,703–0,704) и относительно «молодые» Nd модельные возрасты от 400 до 500 млн лет, что указывает на существенную долю в источнике магм относительно примитивного незрелого корового материала (рис. 27).

В позднем мелу, вероятно, вследствие изменения вектора тектонических напряжений происходило заложение оперяющих разломов трансформного типа с возникновением присдвиговых зон растяжения. Вдоль них формировались сопряженные с субдукцией зоны вулканоплутонических комплексов: Балыгычано-Сугойский прогиб (омсукчанский плутонический комплекс); Коркодон-Наяханский ряд (наяханский вулканический и плутонический комплексы); Конгинский пояс (конгинский вулканический и викторинский гипабиссальный комплексы). С проявлениями известково-щелочного вулканизма ОЧВП связано большое количество эпитеpmальных месторождений золота и серебра, а также молибдена.

Завершается этап мелового окраинно-континентального вулканизма проявлениями субщелочного базальтового вулканизма мыгдыкитской свиты ОЧВП (за пределами территории), в интервале примерно 76–78 млн лет на стадиях локального растяжения [7, 240]. На границе палеоцена и эоцена (около 56 млн лет назад) образовался андезит-базальтовый кытйинский вулканический комплекс, который, по-видимому, отражает стадию рифтогенеза с формированием неотектонических впадин и ложа Охотского моря. На восточном побережье Охотского моря (п-ов Камчатка) формируется субсинхронный кинкильский вулканический андезит-базальтовый комплекс.

Амагматичный этап продолжался в регионе с раннего эоцена (48–49 млн лет) по поздний миоцен; 8–10 млн лет назад на Северо-Востоке Азии локально действовал щелочно-базальтовый внутриплитный вулканизм, одно из проявлений на территории листа представляет аликский меланефелинит-

тефритовый комплекс в Вилигинском вулканическом поле [2, 6]. Генерация первичных расплавов этого типа связана с геодинамическим режимом локального растяжения и разрыва мантийного слэба, как следствие – вскрытия астеносферного фертильного материала мантии и его декомпрессионного плавления [259].

Эволюция изотопного состава Sr и Nd в исследованных магматических комплексах в целом следует линии смешения древнего корового источника (верхнеомолонский комплекс) и молодого миоценового мантийного источника (аликский комплекс) (рис. 27). Это позволяет предположить разную степень контаминации протерозойской коры палеозойскими и мезозойскими магмами.



МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метаморфические и метасоматические образования, установленные на территории листа, разнообразны и играют важную роль в ее геологическом строении и рудоконтроле. Среди метаморфических образований выделяются регионально-метаморфические, динамометаморфические и контактово-метаморфические (роговики). К метасоматическим принадлежат железистые кварциты и другие Fe-Mg-Ca метасоматиты рифея, автометасоматические продукты заключительных стадий среднепалеозойского и мелового суб-аэрального вулканизма, контактово-метасоматические и околорудные образования. Наиболее интенсивным региональным метаморфическим преобразованиям подверглись архейские породы, вскрываемые в фундаменте Омолонского массива и в выступах основания складчатых систем. Дислокационно-метаморфические образования проявились в линейных тектонических зонах, иногда представляют собой пояса зонального строения. Контактный метаморфизм свойственен обрамлению разновозрастных интрузивов площади и отличается составом интрузивных и вмещающих пород. Пространственное распространение метаморфических пород того или иного типа обусловлено особенностями тектонического строения и развития территории, метасоматитов – характером и интенсивностью магматизма (рис. 28).

Регионально-метаморфические образования

Регионально-метаморфические образования представлены комплексами двух типов – ареальными и зональными (полифациальными). Ареальные слагают выступы фундамента Омолонского массива, Яно-Колымской и Тайгонско-Западно-Корякской складчатых систем мезозоид. По прямым геологическим данным их возраст определяется как дорифейский. Контур их выходов на дневную поверхность варьируют от первых десятков до 2 тыс. км² (Авековский блок) и зависят от наличия перекрывающих отложений, рвущих интрузивных массивов, тектонических нарушений. Зональные метаморфические комплексы (диапазон от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) сопряжены с крупными, как правило, магмоконтролирующими разломами; наиболее мощные и протяженные из них могут классифицироваться как метаморфические пояса или зоны смятия.

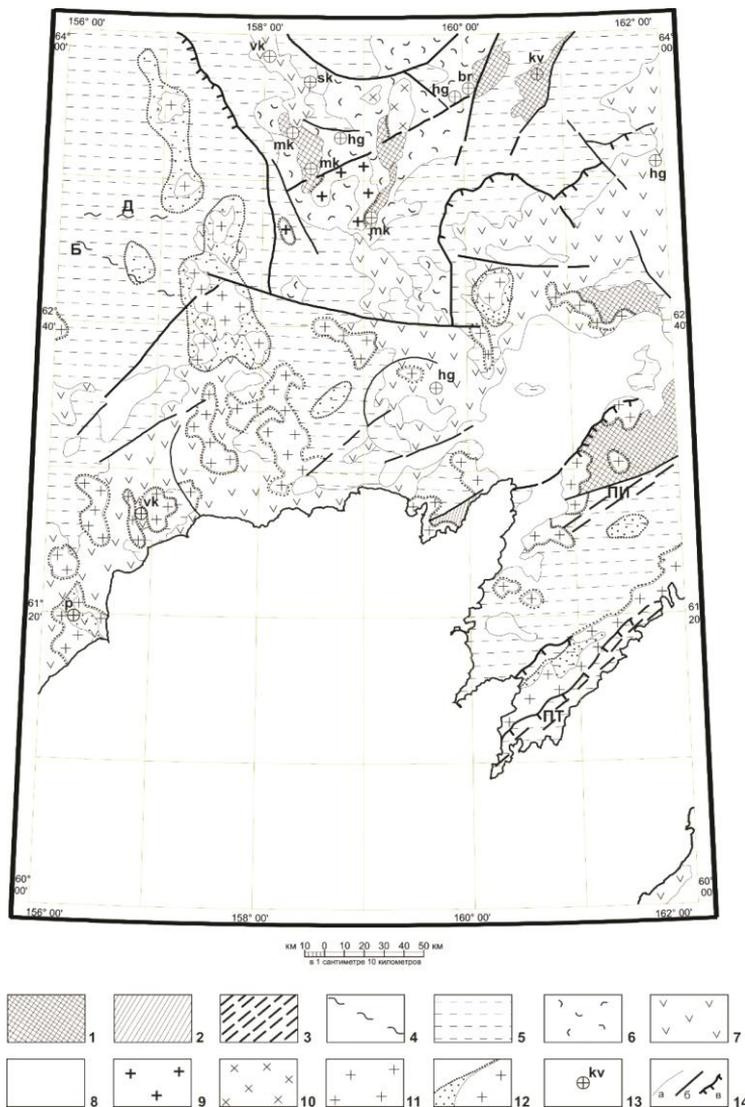


Рис. 28. Схема размещения метаморфических и метасоматических образований.

1, 2 – выходы ареальных полиметаморфизованных комплексов нижнего архея: 1 – гранулитовой, 2 – амфиболитовой фации метаморфизма; 3 – линейные зоны зонального метаморфизма и динамометаморфизма: ПИ – Пылгинская (Пылгин-Инчикская), ПТ – Прибрежно-Тайгонская; 4 – узкие зоны динамометаморфизма и кливажированных пород: Д – Джапкачанская, Б – Бургалинская; 5 – площади проявления зеленосланцевого метаморфизма и эпигенеза в морских отложениях рифея – мезозоя; 6–7 – автометасоматически измененные субаэральные вулканогенные образования: 6 – краснокаменные среднепалеозойские, 7 – пропилитизированные меловые; 8 – неизмененные образования палеогена и неогена, в т. ч. кайнотипные вулканы; 9–11 – массивы плутонических комплексов: 9 – раннепалеозойского абкитского, 10 – раннепалеозойского анмандыканского, 11 – меловых комплексов; 12 – зоны развития контактовых роговиков; 13 – участки (ареалы) развития кислотного выщелачивания (kv), железистых кварцитов (mk), скарнов (sk), березитов (br), вторичных кварцитов (vk), полнопроявленных пропилитов (p), кварц-адуляр-гидрослюдистых метасоматитов (hg); 14 – границы (а) и разрывные нарушения (б), в т. ч. надвиги (в), разделяющие разновозрастные толщи и разнотипные метаморфические образования.

Ареальные метаморфические комплексы принадлежат к категории полиметаморфических. В их составе различаются относительно более древний глубокометаморфизованный субстрат, вещественное разнообразие которого в своих главных чертах отражает истинную слоистость протолита (дометаморфические супракрустальные отложения – вулканогенные и осадочные), и продукты его гранитизации: лейкосома мигматитов (доминируют послойные), очковые (за счет порфиروبластов калинатрового полевого шпата) гранитогнейсы, автохтонные гнейсы, пегматоидные обособления неправильной морфологии, реже – маломощные незначительно перемещенные жильные и линзовидные тела мелкозернистых гнейсовидных лейкогранитов, где субстрат сохраняется лишь в скиалитах.

В легенду геологической карты породные ассоциации минимально гранитизированного субстрата (палеосома мигматитов и очковых гнейсов) введены в ранге стратиграфических серий нижнего архея. Их геологическая характеристика приведена в гл. «Стратиграфия». Петрологические данные свидетельствуют о том, что первоначальная перекристаллизация протолита протекала изохимически в термодинамически закрытом статическом поле и по своей природе отвечает метаморфизму погружения. Благодаря этому нижнеархейские образования сохраняют многие текстурные и отчасти структурные особенности протолита. К ним относятся хорошо прослеживаемое при картировании чередование толщ контрастного состава (чаще всего – апобазитовых кристаллосланцев и амфиболитов с глиноземистыми гнейсами, особенно характерное для приискательской серии), тонкое унаследованное переслаивание кальцифиров с основными кристаллосланцами и высокоглиноземистыми парагнейсами в верхах косовской серии, ясные признаки реликтовой слоистости в текстуре гранат-биотитовых плагиогнейсов пургоносской серии.

Помимо ареально метаморфизованных супракрустальных образований, в нижнеархейскую стратиграфическую схему Омолон-Тайгоносской СФО в качестве нижнего подразделения входят амфиболовые эклогиты и метапериidotиты поварнинского инфракрустального комплекса. Они закартированы в Ауланджинском выступе фундамента Омолонского массива, где слагают цепочку (прослежена на расстояние около 5 км) линзовидных тел мощностью 5–50 м внутри широкой (4–5 км) полосы полигенных гранитогнейсов, залеживающих зону скрытого несогласия между золотогорской и приискательской сериями; интерпретированы как тектонические отторженцы нижнекорových метаморфитов [81, 177].

В Омолон-Тайгоносской СФО установлена закономерная взаимосвязь между положением местных стратон в сводном разрезе нижнего архея, особенностями их вещественного состава и степенью прогрессивного регионального метаморфизма. Его РТ-параметры направлены снижаются от гранулитовой фации высокого давления (сугамский тип) в низах приискательской серии ($T = 700\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{общ}}$ – не менее 9 кбар) к амфиболитовой фации повышенного давления (становой тип) в екатерининской серии ($T = 550\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{общ}}$ – не менее 6 кбар). Смена фаций носит скачкообразный характер и приурочена к литостратиграфической границе между существенно метабазитовой косовской серией (на принадлежность к гранулитовой фации указывают двупироксеновые кристаллосланцы, присутствующие

в том или ином объеме по всему ее разрезу) и паракристаллической екатерининской серией (индикаторами метаморфизма амфиболитовой фации выступают гранат-амфибол-биотитовые плагиогнейсы и амфибол-биотит-эпидотовые плагиосланцы) [81]. Таким образом, супракрустальные образования, составляющие нижнеархейский стратиграфический разрез Омолонотайгоносской СФО, распадаются на две петрологические совокупности: *гранулитовая* и *амфиболитовая* фации. Каждая из них может быть квалифицирована как монофациальный метаморфический комплекс, поскольку в этом случае стратиграфические границы совпадают с границами фаций прогрессивного регионального метаморфизма.

Полиметаморфизм дорифейских прогрессивно метаморфизованных образований. Основной формой проявления полиметаморфизма в дорифейской истории Омолонотайгоносской СФО является гранитизация, признаки которой (присутствие того или иного количества лейкократового материала, корродирующего и замещающего более ранний изохимически перекристаллизованный субстрат) на современном эрозионном срезе фундамента проявлены практически повсеместно, но по латерали неравномерно. Реконструированы три последовательно проявлявшихся этапа гранитизации: чарнокитизация, плагиогранитизация и калиевая гранитизация. Два первых имеют четкую хроностратиграфическую привязку: чарнокитизация ограничена уровнем омолония, плагиогранитизация регионально проявлена в монофациальных толщах ауланджиния и местами захватывает нижние горизонты екатериния. Гранитизация калиевого профиля накладывается на монофациальные образования всех уровней, а также продукты их чарнокитизации и плагиогранитизации.

По геохимической сущности чарнокитизация и плагиогранитизация представляют собой метасоматическую дебазификацию. Первая протекала в температурных условиях гранулитовой фации при повышенной щелочности и пониженном химическом потенциале воды во флюиде. Плагиогранитизации свойственен нормальный режим щелочности и снижение температуры в конце процесса до уровня амфиболитовой фации. Специфика гранитизации третьего этапа – ее палингенно-метасоматический характер, указывающий на высокий потенциал калия и высокое парциальное давление воды во флюиде. РТ-условия калиевой гранитизации отвечают преимущественно средне-низкотемпературной ступени амфиболитовой фации, локально снижаясь до эпидот-амфиболитовой (парагенезис железистый эпидот + кислый плагиоклаз + микроклин). На регрессивной стадии эволюции эвтектоидного гранитного магматизма фиксируется кислотное выщелачивание.

С каждым из этапов гранитизации связано формирование самостоятельных мигматит-гнейсовых комплексов и своя генерация долгоживущих структур гнейсово-купольного типа. Процесс чарнокитизации установлен только в Ауланджинском блоке (около 350 км²) – крайнем выступе фундамента Омолонского массива, где вскрыта наиболее глубинная часть архейского разреза. В границах Ауланджинского блока реконструируется фрагмент (западная половина) купола, ядро которого слагают два мигматит-гнейсовых комплекса: 1) относительно более ранний анманджинский чарнокитоидный, 2) пустогорский паравтохтонных гранитогнейсов. Этапу плагиогранитизации

отвечает ноддинский плагиогнейсовый комплекс, калиевой гранитизации – верхнеомолонский гранитогнейсовый комплекс. Три первых датированы ранним археем, четвертый – ранним протерозоем.

Анманджинский комплекс чарнокитоидный (cAR_1a) выделен И. Л. Жулановой и др. [289], петротипическая местность – междуречье Бол. Ауланджа – Анманджа. Отличительными особенностями чарнокитоидов являются: 1) лентиккулярная (гранулитовая) структура, 2) повсеместное присутствие реликтов кристаллосланцевого апобазитового субстрата с диффузными границами, 3) парагенезис гиперстена с ортоклазом. При увеличении количества ортоклаза они локально переходят в чарнокиты. Кроме того, в состав комплекса входят мелкозернистые массивные биотитовые гнейсы – продукты замещения чарнокитоидов, происходившего, как предполагается, на регрессивной стадии процесса. Комплекс отнесен к раннему архею на основании соотношений с пустогорским комплексом.

Пустогорский комплекс (из-за незначительности выходов на карте не показан) представлен мелкозернистыми биотит-микроклиновыми гранитогнейсами светло-розовой окраски, слагающими небольшие согласные тела с редкими секущими апофизами среди чарнокитоидов анманджинского комплекса. Возраст, по результатам U-Pb датирования циркона классическим методом дискордии, не менее 3,4 млрд лет [84], по результатам исследования на ионном микроанализаторе SHRIMP-I (Австралия) – возможно до 3,65 млрд лет [20].

Ноддинский комплекс плагиогнейсовый (pgAR_1r). Впервые выделен А. В. Чайцыным с соавторами [335] в бассейне верхнего течения р. Омолон. Петротипическая местность – Коаргычанский выступ фундамента Омолонского массива. Преобладающие породы – биотит-амфиболовые плагиогнейсы, типоморфный парагенезис которых роговая обманка + кварц является критическим для амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Биотит-амфиболовые плагиогнейсы связаны постепенными переходами, с одной стороны, с плагиомигматитами, в которых хорошо сохраняется гранитизируемый субстрат, с другой – с биотитовыми плагиогранито-гнейсами, образующими послойные, изредка незначительно перемещенные жилы. Субстрат представлен чаще всего среднезернистыми биминеральными плагиоклаз-роговообманковыми породами, которые традиционно определяются как амфиболиты, в действительности представляющие собой минеральную разновидность кристаллосланцев гранулитовой фации, на что указывает их переслаивание с двупироксеновыми кристаллосланцами (особенно характерно для грозненской серии, изредка отмечается в нижней толще косовской серии [81]. По всем характеристикам ноддинский комплекс сопоставим с «серыми гнейсами» щитов древних платформ. Rb-Sr-изохронным методом установлено, что его формирование завершилось к рубежу 3,8 млрд лет [3].

Верхнеомолонский комплекс гранитогнейсовый (gyPR_1v) выделен И. Л. Жулановой [81], изучался В. А. Ковальчуком [335], В. Н. Егоровым [284]. Петротипическая местность – бассейн р. Ольяни (левый приток р. Омолон) расположена в бассейне р. Нодди. Объединяет петрографически разнообразные продукты палингенно-метасоматической калиевой гранитизации: ярко окрашенные биотит-микроклиновые гранитогнейсы, мигматит-граниты, порфиробла-

стические (очковые) гнейсы, жилы лейкогранитов, аляскитов. Rb-Sr-изохронным методом для продуктов калиевой гранитизации Ольдянинского и Коаргычанского выступов получены даты 2270 и 1790 млн лет, указывающие на то, что в фундаменте южной части Омолонского массива этот процесс проявлялся дискретно: сначала в раннем, затем в позднем карелии (раннем протерозое). В Авековском, Хебикенджинском, Хопкинейском и Ауланджинском выступлениях тем же методом установлены даты 1970, 1880, 1780 и 1670 млн лет соответственно [81].

Распространенные в Ольдянинском выступе очковые гнейсы нередко формируются вдоль контактов биотит-амфиболовых плагиогнейсов и кристаллосланцев грозненской серии. Поля очковых гнейсов установлены в бассейне верхнего и нижнего течения р. Ольдяни, их площадь колеблется от 5–6 до 20–30 км². Модальный состав гнейсов: 30-40Pl + 20-40Q + 0-30Or + 10-30Bt, Hb, Cl + 5-15Mt, Ap. В процессе полевых работ изучен и опробован очковый гнейс из бассейна р. Нодди. Датированный очковый гнейс (обр. 111) обладает гетеробластовой структурой, катаклазирован. Изометричные зерна соссюритизированного плагиоклаза An₃₀ (40 % объема породы) и более мелкие агрегаты ортоклаза с облачным погасанием, иногда с мельчайшими микропертитовыми вростками (20 %) разделены сложными рудно-эпидот-хлоритовыми зонами (20 %) и скоплениями относительно свежего мозаичного кварца (17 %). Кордиерит представлен идиоморфными и неправильными мелкими зернами (1 %). Лейкоксенизированный магнетит часто составляет цемент почти прямолинейных прожилков (2 %) мощностью 0,1–0,4 мм, которые на треть заполнены обломками кварца и ортоклаза. Акцессорные минералы – апатит, сфен, рутил, циркон. По химическому составу (прил. 3) очковый гнейс высокоглиноземистый, обогащен фосфором, принадлежит к петрохимической группе кислых метаморфических образований известково-щелочного ряда калиево-натриевой серии. Примечательно, что он сопоставляется с типичными анорогенными гранитами внутриплитного А-типа. Согласно результатам U-Pb SHRIMP датирования, возраст акцессорных цирконов составил 1989 ± 10 млн лет.

Зональные метаморфические комплексы объединяют породы по признаку одновременно испытанного метаморфизма; петрографически разнообразны, поскольку образуются за счет различного по составу субстрата в диапазоне нескольких фаций метаморфизма. Возраст в общем случае определяется как послераннедокембрийский. Максимально интенсивно зональный метаморфизм проявлен в структурах п-ова Тайгонос, где выделены две зоны смятия (метаморфические пояса) – северная Пылгинская (Пылгин-Инчикская), окаймляющая с юго-востока Авековский выступ [78], и южная – Прибрежно-Тайгоносская, приуроченная к сочленению Южно-Тайгоносского антиклинория, ядро которого слагают раннемеловые гранитоиды, с Восточно-Тайгоносской офиолитовой зоной [308].

В Пылгинской (Пылгин-Инчикской) зоне смятия проявлен зональный метаморфизм сиалического геохимического профиля (площадное развитие имеют серицитизация, биотитизация, мусковитизация). Четко фиксируется горизонтальная метаморфическая зональность, обусловленная градиентом температуры, и вертикальная, связанная с градиентом давления. В верхнем

структурном этаже, сложенном вулканогенно-осадочными породами средне-верхнетриасовой верхнепылгинской толщи и верхнепермскими алевролитосланцевыми отложениями, прогрессивная перекристаллизация пород протекала при низком общем давлении, соответствующем андалузит-силлиманитовому типу метаморфических поясов [147]. Об этом свидетельствует характерное сочетание широкой внешней зоны биотит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации с относительно узкой внутренней зоной амфиболитовой фации, индекс-минералами которой служат кордиерит и жедрит. В нижнеархейских породах, слагающих фундамент зоны смятия, синхронно протекавший диафторез сопровождался формированием зоны голубой (низкоглиноземистой) роговой обманки и зоны кальциевого граната, которые отвечают различным температурным ступеням эпидот-амфиболитовой фации. Ее проявление указывает на более высокие значения общего давления – промежуточного – между андалузит-силлиманитовым и кианит-силлиманитовым типами метаморфических поясов [147]. Более высокое значение давления, при котором протекал мезозойский метаморфизм в породах фундамента зоны смятия, объясняется глубинными условиями их залегания. Характерна вертикальная геохимическая зональность. В верхнем структурном этаже прогрессивная перекристаллизация осадочно-вулканогенного протолита протекала при широкой подвижности и привносе магния и железа (развитие биотита, кордиерита, жедрита независимо от химизма исходных пород), а в наиболее высоко приподнятых блоках кристаллического фундамента фиксируется процесс кислотного выщелачивания, комплементарный по отношению к магнезиально-железистому метасоматозу. Общее невысокое значение давления свидетельствует о том, что мезозойский метаморфизм в южном обрамлении Авековского блока осуществлялся в условиях высокого геотермического градиента. Верхний временной предел процесса определяется присутствием гальки метаморфизованных вулканитов верхнепылгинской толщи в конгломератах нижнемеловой угрюмовской толщи [287].

Прибрежно-Тайгоноская зона смятия прослеживается вдоль восточного побережья полуострова на расстояние свыше 100 км к северо-востоку от бух. Тайгонос. Здесь развиты сложно связанные друг с другом и в разной степени метаморфизованные кремнисто-терригенно-вулканогенные отложения, гипербазиты и габброиды, ранее включавшиеся в единую офиолитовую ассоциацию позднеюрско-барремского возраста [151]. Полученные позже данные были обобщены и дополнены при проведении работ ГДП-200 [287]. Особенно важны изменения в стратиграфии: 1) установлено блоково-чешуйчатое строение и большой временной диапазон (поздний триас – берриас) терригенно-кремнисто-вулканогенных образований района мыса Поворотный, выделявшихся ранее как кингивеевская свита валанжинского возраста [38, 97]; 2) в низовьях р. Кенгевеем выделены слои, содержащие конодонты ордовика [226]. В итоге выявилась четкая продольная метаморфическая зональность Прибрежно-Тайгоносской зоны смятия, коррелирующаяся с ее тектоническим строением. На юго-западном фланге зоны (от северного берега бух. Тайгонос до устья руч. Поворотный), где распространена позднетриасово-раннемеловая офиолитовая ассоциация, уровень метаморфизма наиболее низкий. Породы перематы, катаклазированы, в отдельных зонах милонитизи-

рованы, тонко рассланцованы и изменены в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Центральная часть зоны смятия, где вскрыты, предположительно, палеозойские отложения, метаморфизована гораздо более глубоко. Здесь выделяются две метаморфические толщи. В нижней преобладают аповулканогенные волнисто смятые эпидот-актинолитовые и биотит-актинолитовые сланцы, включающие будинированные линзы доломитов. Верхняя толща – метатерригенная; сложена апопелитовыми биотитовыми сланцами и апопесчаниковыми, биотитовыми микрогнейсами. Сланцеватость здесь наследует первичную слоистость, динамометаморфические структуры не характерны. Уровень метаморфизма палеозойских отложений отвечает биотитовой субфации зеленосланцевой фации, местами повышается до эпидот-амфиболитовой.

Регионально-метаморфические образования, развитые по осадочным отложениям рифейского, палеозойского и мезозойского возрастов, до позднеюрского времени включительно, на территории слабо выражены, представлены продуктами зеленосланцевой фации. Зеленосланцевый метаморфизм связан с глубинными тепловыми потоками коллизионного этапа (поздняя юра–мел), приведшими в конечном счете к магмообразованию.

Рифейские толщи, в которых значительную долю составляют мраморизованные известняки с прожилками кальцита, кварцитопесчаники и серицит-хлоритовые филлиты, метаморфизованы на уровне метагенеза и зеленосланцевой фации. Изотопный Rb-Sr изохронный возраст пород в 824 ± 58 млн лет отвечает, вероятно, времени завершения метагенеза отложений. В ордовикских известняках часты признаки перекристаллизации, многочисленные водораслевые пелоиды сцементированы мелкокристаллическим кальцитом. Тонкие (миллиметровой мощности) глинистые прослои преобразованы в гидрослюдистый агрегат с хлоритом и примесью зерен кварца, слюды и полевых шпатов [284].

Верхнепалеозойские и мезозойские преимущественно терригенные породы представлены продуктами зеленосланцевой фации метаморфизма низкой ступени, диагностируемой только при изучении глинистых пород в шлифах. Возможно выделение хлорит-серицитовой и стильпномелановой зон. В хлорит-серицитовой зоне минеральный состав новообразований довольно однообразен. Глинистый цемент в различной степени кливажированных пород замещен серицитом и хлоритом, которые обычно приспособляются к направлениям сланцеватости. Метаморфизованные породы стильпномелановой зоны более характерны для площадей с тектонически спокойной обстановкой. Стильпномелан в глинистых породах встречается в виде листочков и табличек размером до 0,1 мм, характеризуется преобладанием зеленых тонов окраски, наличием спайности в двух направлениях. Кроме наличия стильпномелана, принадлежность к зеленосланцевой фации подтверждается присутствием слюды. Наиболее распространенная ассоциация вторичных минералов в рассматриваемой зоне: хлорит + серицит + кварц + стильпномелан +/- мусковит. В регрессивную стадию в разной степени проявлена аргиллизация (развитие гидрослюд, иногда монтмориллонита и, редко, каолина).

Динамометаморфические образования

Проявление динамометаморфизма наблюдается в зонах тектонических нарушений в результате дифференциальных блоковых движений, отмечается различие этих проявлений в зависимости от возраста и состава пород. В качестве фактора метаморфизма выступает одностороннее давление, вызывающее перекристаллизацию пород, характерна неоднородность проявления метаморфизма.

Наиболее ранними являются продукты рифейского динамометаморфизма в породах раннедокембрийского кристаллического фундамента Омолонского массива. Динамометаморфизм этого этапа фиксируется в узких зонах, ориентированных чаще всего субмеридионально. Тектонические нарушения, обусловившие рифейский динамометаморфизм, классифицированы как зоны сдвига [213]. Для них характерен смешанный хрупко-пластический стиль деформаций. Под совместным воздействием литостатического давления, стресса и локального повышения температуры преобразованы как структурно-текстурные особенности субстрата, так и породообразующие минералы. Индикаторами деформаций на минеральном уровне являются волнистое и блоковое угасание индивидов, их растрескивание, дробление, механическое двойникование, ленткулярное растяжение. На породном уровне это кливаж, зеркала и борозды скольжения, мелкие приразломные складки, директивные текстуры, будинаж, бластомилониты.

На Ольдянинском и Коаргычанском выступах фундамента небольшие разрывные нарушения имеют субмеридиональную ориентировку, совпадающую с осью раннепротерозойских гранитогнейсовых валов, трассируются зонами бластомилонитов, сопровождаются телами метагаббродолеритов. Зоны диафторитов, образующиеся в результате регрессивного метаморфизма, приурочены к некоторым разрывным нарушениям в бассейнах рек Анмандя и Нодди, они рассматриваются в качестве благоприятных структур для золотого оруденения [232].

Разрывные нарушения среди метаморфических пород закороннинской серии вдоль бортов долин рек Омолон и Закоронная сопровождаются диафторитами. Диафториты – обычно зеленовато-серые сланцеватые мелкозернистые кварц-плагиоклазовые породы с биотитом и амфиболом, количество которых может колебаться в пределах 10–40 %. Нередко плагиоклаз, амфибол и кварц образуют мономинеральные скопления, что создает впечатление крупнозернистой структуры породы. Сланцеватость подчеркивается линзовидными гранобластовыми скоплениями кварца, которые как бы расслаивают рогообманково-плагиоклазовый агрегат. Все минералы, как правило, деформированы, часто с обрушенными краями, волнообразно гаснут. В диафторитах обычно много сульфидов, магнетита и апатита [75].

Наиболее многочисленные зоны динамометаморфизма имеют раннемезозойский возраст и пространственно приурочены к области сочленения складчатых структур Гижигинской и Северо-Тайгоносской зон. Тектоническим барьером между ними выступает Авековский блок, ограниченный взбросами северо-восточного простиранья, которые сопровождаются мощными зонами динамометаморфизма. Падение сланцеватости у обеих границ блока устойчивое

юго-восточное с углами наклона 60–80 °. Того же типа нарушения наблюдаются и внутри Авековского блока, в силу чего в современной структуре он выступает как совокупность крупных тектонических чешуй, наклоненных в сторону Гижигинской зоны.

Проявления динамометаморфизма орогенного этапа Яно-Колымской складчатой системы выражены в виде линейных приразломных зон на правобережье р. Сугой [122].

Джапкачанская и Бургагинская зоны смятия на юге Хетагчанского поднятия имеют субширотное, согласное с направлением складчатых структур простирание. Они прослеживаются на 30–50 км при ширине 1–2 км. Юрские и триасовые осадочные толщи в пределах зон рассечены продольными разломами, среди которых преобладают круто (80 °) наклоненные к северу левосторонние сдвиги. С разломами ассоциируют полосы аномально напряженной линейной складчатости пород, границы зон смятия с обычными кливажированными, в разной степени осадочными породами, нерезкие.

Для зон смятия и динамометаморфизма характерны интенсивный кливаж глинистых и алевроито-глинистых пород (вплоть до образования филлитов, филлонитов), сульфидизация, наличие жил и прожилков кварца, зон прожилкового окварцевания. Среди интенсивно кливажированных и преобразованных в филлиты осадочных пород отмечаются блоки слабоизмененных пород и участки развития мелкоамплитудной (до первых метров) складчатости, а также сложной дисгармоничной складчатости. Наиболее сильно преобразованные породы в зонах – 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 удлинённые линзы кварца, иногда с хлоритом и бесцветной слюдой.

Иногда отмечаются метасоматические преобразования пород в пределах зон динамометаморфизма, они связаны как с последующим контактовым метаморфизмом, так и гидротермальными процессами, локализованными в пределах зон благодаря их высокой проницаемости. Новообразованные минералы представлены кварцем, мусковитом, железистым карбонатом, альбитом, пиритом. Отмечается также аргиллизация, выраженная в развитии гидрослюд, монтмориллонита, редко – каолинита, а также грейзенизация (мусковит, турмалин). Сульфидная минерализация представлена преимущественно кубическим пиритом, значительно реже отмечается пирротин. Полезных ископаемых, генетически связанных с зонами динамометаморфизма, не установлено, однако зоны смятия, в силу их высокой проницаемости, – важный фактор, влияющий на локализацию оруденения.

Наиболее поздними являются зоны динамометаморфизма, наложенные на раннемеловые гранитоиды Восточно-Тайгоносского массива. Наиболее отчетливо этот процесс прослеживается на восточном побережье п-ова Тайгонос, в береговых обрывах бух. Лахтачья, которые ориентированы вкрест простирания зон динамометаморфизма.

Контактово-метаморфические образования

В разных типах тектонических структур территории контактовый метаморфизм проявлен по-разному. Наиболее мощные ореолы роговиков наблюдаются вокруг меловых гранитоидных интрузий, прорывающих позднепалеозойские и раннемезозойские терригенные толщи, наиболее слабо выраженные – у раннепалеозойских плутонов абкитского комплекса, залегающих среди гранитизированных нижнеархейских комплексов фундамента Омолонского массива. В то же время локализованные среди кристаллических образований Авековского блока меловые, а также, предположительно, позднемеловые гранитоидные массивы (тихореченский комплекс) в большинстве случаев сопровождаются четко выраженным ороговикованием. Здесь контакты гранитоидных тел с архейскими породами резкие, без послойных инъекций и мигматитов [102]. Ореол контактового метаморфизма имеет ширину от 0,4 до 1–2 км. Вмещающие породы экзоконтактовых зон, несмотря на высокую степень своего первоначального метаморфизма, подвергаются значительному уплотнению, приводящему к образованию типичных сливных роговиков с раковистым изломом. В шлифах устанавливается перекристаллизация крупных зерен кварца в мелкозернистый мозаичный агрегат, грануляция полевых шпатов. И в высокоглиноземистых, и в богатых кальцием архейских гнейсах главным новообразованием является яркоокрашенный красновато-коричневый биотит, образующий скопления мелких хорошо окристаллизованных, беспорядочно ориентированных чешуек. В метаморфических породах основного состава контактовый биотит, имеющий чаще всего коричнево-бурую окраску, замещает роговую обманку вплоть до возникновения полных псевдоморфоз. Характерным минералом ороговикованных архейских метабазитов является также амфибол, представленный, в одних случаях, бледно окрашенным актинолитом, в других – голубовато-зеленой роговой обманкой.

В предварительно расланцованных архейских породах из внутренних зон Авековского блока контактовый метаморфизм приводит к обильному развитию высокожелезистого коричнево-красного биотита и мусковита. Типоморфными новообразованиями здесь выступают кордиерит и андалузит, изредка встречается силлиманит. Подобные роговики отличаются хорошей кристаллизационной сланцеватостью, в них систематически наблюдаются плейчатые текстуры – индикаторы высокой степени тектоно-термальной активизации Авековского блока на мезозойском этапе развития территории.

В пределах Пылгинской (Пылгин-Инчикской) зоны смятия контактово-измененные породы пользуются еще более широким распространением, чем в Авековском блоке, поскольку она, будучи высокопроницаемой, вмещает большое количество интрузивных тел. В центральной части зоны смятия меловые гранитоиды непосредственно прорывают мезозойские образования, и здесь разделение продуктов контактового и регионального метаморфизма встречает наибольшие сложности, поскольку те и другие сформировались в близких термодинамических условиях, характеризующихся низким давлением. В подобных случаях различие между контактовым и региональным типами метаморфизма, в первую очередь, определяется не особенностями

минерального состава пород, а тем, зависит ли термальная структура от отдельных магматических масс [147].

Среди верхнепалеозойско-мезозойских преимущественно терригенных толщ в связи с внедрением интрузивных образований контактовый метаморфизм проявлен отчетливо. Ширина зон контактовых роговиков и ороговикованных пород зависит главным образом от массы внедренных интрузий и составляет от первых сантиметров у даек и до 3–4 км у батолитов (ширина ореола ороговикования зависит также от наклона контактов и на поверхности может достигать 10 км). Зоны ороговикования сближенных массивов Коркодон-Наяханского плутонического ряда практически сливаются в единую полосу контактового метаморфизма.

Выделяются две основные фации контактового метаморфизма: амфибол-роговиковая и мусковит-роговиковая. Образования амфибол-роговиковой фации наиболее четко фиксируются в измененных вулканогенных породах. Ширина зон, как правило, не превышает 200 м, при пологих контактах достигает 600 м. Характерная минеральная ассоциация в измененных вулканитах среднего–основного состава: роговая обманка + плагиоклаз (олигоклаз-андезин) + кварц + биотит +/- калиево-натриевый полевой шпат +/- клинопироксен +/- гранат +/- андалузит.

Сложнее определяется принадлежность роговиков к амфибол-роговиковой фации в контактовых ореолах гранитоидов, залегающих в осадочных породах. Здесь наряду с обычными минералами для этой фации (андалузит, кордиерит, биотит, плагиоклаз, кварц, калиево-натриевый полевой шпат) обычно присутствуют мусковит, серицит, что не всегда позволяет однозначно отнести роговики к амфибол-роговиковой фации.

Основной объем контактово-метаморфизованных пород принадлежит к 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 ореолов обычны биотит, серицит, хлорит, более редко встречается кордиерит.

Метасоматические образования

Метасоматические преобразования по-разному проявляются в разновозрастных и в разных по составу геологических подразделениях.

В архейских метаморфических толщах выявляются образования кислотного выщелачивания и железистые кварциты метасоматической природы.

Продукты кислотного выщелачивания. Ведущим фактором при этом служил метасоматоз, в результате которого образовались мусковитовые кварциты, возникшие на регрессивной стадии гранитизации нижнеархейских кристаллических толщ Ауланджинского выступа фундамента Омолонского массива. Они слагают мощные тела сланцеватой текстуры, которая бывает конформна сланцеватости окружающих глубокометаморфизованных образований. Интенсивнее всего кислотное выщелачивание проявляется в толщах пород, богатых кальцием, чем объясняется возникновение ассоциации кварцитов с амфиболитами, нередко принимаемое за переслаивание.

При детальном наблюдении вторичная природа кварцитов выявляется по многим признакам. В шлифах систематически наблюдаются реликты метаморфических минералов – чаще всего серицитизированного среднего плагиоклаза и биотита, в то время как типоморфными минералами кварцитов являются мусковит и микроклин, что указывает на среднетемпературный режим и высокий химический потенциал калия при их формировании. Описаны секущие соотношения кварцитов с амфиболитами [286]. В итоге надежно устанавливается, что закономерная ассоциация кварцитов с амфиболитами отражает не первичную стратификацию разреза, а избирательный характер воздействия поздних метасоматизирующих растворов на породы различного химического состава. Кварциты, судя по всему, формировались за счет переработки гнейсов, слагавших прослой в толщах амфиболитов. Распространение мусковитовых кварцитов в Ауланджинском блоке в целом контролируется крупными тектоническими нарушениями.

Еще более ярко процесс кислотного выщелачивания проявлен в диафоритах по раннеархейским породам пургоносской и косовской серий в фундаменте Пылгинской (Пылгин-Инчикской) зоны смятия. Структурно он контролируется зонами динамометаморфизма, ширина которых колеблется от десятков метров до первых километров. Здесь наглядно прослеживается химическая сущность кислотного выщелачивания – последовательный вынос из пород подавляющего большинства катионов с формированием в замещаемых породах метасоматической зональности и образованием в конечном итоге на месте различных исходных пород мусковит-кварцевых метасоматитов. Интенсивнее всего процесс проявлен в блоках фундамента, выведенных с наибольшей глубины [81].

Время проявления метасоматических процессов точно не установлено, скорее всего они проявлялись долго, конечный этап метасоматоза проявился в мезозое. Цирконы, выделенные из мусковитовых кварцитов в бассейне р. Пылгин (пр. 1604), детритовые, но имеют, вероятно, раннепротерозойский возраст, в средне-позднепротерозойское время породы, заключающие цирконы, подверглись частичному плавлению, а в мезозое – метасоматическому преобразованию.

Магнетитовые (железистые) кварциты. Присутствие железистых кварцитов в Ольдянинском и Коаргычанском выступах фундамента Омолонского массива впервые установил А. П. Фадеев в начале 1970-х гг. Он же заключил, что метагаббродолериты с хорошо сохранившимися реликтами офитовой структуры слагают малые интрузивные тела, которые прорывают метаморфические породы фундамента, но не проникают в осадочный чехол. В базальных песчаниках рифея А. П. Фадеев нашел магнетит-кварцевую гальку. На основании указанных данных становление метагаббродолеритов было отнесено к концу раннего протерозоя. Предполагалось, что оно предшествовало мигматизации пород фундамента, а формирование железистых кварцитов произошло позже, метасоматическим путем [49, 219]. В то же время был подчеркнут единый структурный контроль в размещении метабазитов и железистых кварцитов (те и другие сосредоточены в узких субмеридиональных поясах, трасирующих оси раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов). Впервые выполненное Rb-Sr изохронное датирование позволило сделать вывод о связи

железистых кварцитов и других Fe-Mg-Ca метасоматитов с деструкцией раннедокембрийского фундамента Омолонского массива на предпозднерифейском рубеже: для двух проб железистых кварцитов (руч. Ольяни) и одной – куммингтонит-магнетитового сланца (руч. Нодди) была получена Rb-Sr изохрона с возрастом 1150 ± 78 млн лет [80, 81]. Эта дата, полученная для Fe-Mg-Ca метасоматитов Южно-Омолонского поднятия, также интересна тем, что практически точно совпадает с датировкой золото-сульфидно-кварцевой минерализации (1148 ± 23 млн лет) в Абкитском поднятии Омолонского массива (территория листа Q-57) [100].

Предложена модель, согласно которой, фактором накопления больших масс железа служило его высвобождение при гранитизации кристаллических толщ, движение книзу и осаждение на нижней кромке фронта гранитизации. После длительного перерыва на этапе рифейской деструкции и основного магматизма железо вовлекалось в повторную мобилизацию и участвовало в формировании широкой гаммы Fe-Mg-Ca метасоматитов (железистые кварциты, куммингтонит-магнетитовые, диопсид-гранат-магнетитовые, актинолитовые и другие бедные глиноземом кристаллические сланцы, гранатиты, метасоматические кальцифиры) [81, 83]. Детальный анализ разномасштабных деформационных проявлений в рудных полях, приуроченных к зонам рифейского динамометаморфизма, позволил сделать вывод о ведущей роли деформаций сдвига в процессах концентрации и локализации железистых кварцитов. Эти процессы обуславливали структурное разуплотнение субстрата, способствовали притоку флюидов и многократному увеличению скорости химических реакций [213, 214].

Интенсивные метасоматические процессы проявились в связи с контактовым воздействием раннепалеозойских интрузивов гранитоидов и щелочных пород. В зонах влияния интрузивов рифейские и ордовикские карбонатные породы скарнированы, со скарнами связаны проявления железа, свинца, цинка. К контактовым зонам раннепалеозойских щелочных массивов приурочены ореолы флюорит-микроклин-кварцевых метасоматитов, вмещающих золотоносные кварц-флюорит-полисульфидные жилы [335].

На контакте с массивом щелочных сиенитов Молькаты рифейские карбонатно-терригенные отложения рамы фенитизированы, фениты, по данным В. М. Шевченко [113], сохраняют признаки первичных осадочных пород. Они прослеживаются полосами мощностью 200–300 м и протяженностью 2–5 км. Фениты – серые или розовато-серые сланцеватые либо полосчатые породы, иногда с жилками микроклиновой лейкосомы. Среди них выделяются амфибол-гранат-кордиеритовые, биотит-гранат-амфибол-пироксеновые, биотит-гранат-ставролитовые, гранат-содалитовые разновидности. Структура гранобластовая, роговиковая, микропойкилитовая; 50–70 % объема фенитов составляет калинатровый полевой шпат, представленный плотно прилегающими полигональными табличками, почти без пертитов, часто с микроклиновой решеткой. Кроме микроклина, практически постоянными минералами всех разновидностей фенитов являются зеленовато-бурый гранат-меланит и биотит, количество которых колеблется от 1–2 до 10–15 %. В кордиеритовых фенитах количество кордиерита достигает 25–30 %; в ставролитовых фенитах ставролит составляет около 5 % объема, представлен кристаллами

с характерными крестообразными двойниками, сростается с меланитом и замещается по краям микроклин-плагиоклазовыми симплектитами. В амфиболовых фенитах 5–10 % составляют ситообразные порфиробласты изумрудно-зеленой с синеватыми оттенками роговой обманки. В содалитовом фените содалит составляет 10–15 %, развивается среди серицит-мусковитовых псевдоморфоз, возможно, по нефелину. Постоянны также сфен, апатит, флюорит, карбонат, светлые слюды, эпидот, цеолиты.

Метасоматические изменения широко распространены среди разновозрастных вулканогенных образований.

Вулканиды среднепалеозойской кедонской серии характеризуются повсеместным краснокаменным перерождением, на значительных участках подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям. Вулканическая деятельность в среднепалеозойский этап на Омолонском массиве сопровождалась низкотемпературной пропилитизацией и кремнещелочным метасоматозом с образованием кварц-серицит-гидрослюдистых золотоносных (обычно доли граммов на тонну) метасоматитов. Нередко в центральной части такой метасоматической колонны локализуются адуляр-кварцевые прожилково-жильные тела с золото-серебряным оруденением. Подобные образования установлены на месторождении Кубака и выявляются в рудных полях многих проявлений [75].

Верхнепалеозойско-мезозойские отложения Северо-Тайгоносского синклинория слагают мощный (до 12 км) комплекс вулканогенно-обломочных, вулканомиктовых терригенных и вулканических андезитовых формаций, 4 раза повторяющихся в разрезе. В основании каждого цикла располагаются терригенные и вулканогенно-обломочные формации, а завершается каждый цикл вулканогенными породами андезитовой формации. В составе обломочного материала преимущественное значение имеют породы андезибазальтового состава. Для пород основного состава характерен зеленокаменный характер вторичных изменений, вулканические породы более кислого состава, присутствующие в верхах комплекса, несут следы краснокаменного изменения [85].

В Южно-Тайгоносском районе юрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации представляют собой парагенез зеленокаменно измененных лав, разнообломочных туфов андезитов и андезибазальтов, вулканомиктовых песчаников и кремнисто-глинистых пород. Туфы, важнейший член этой ассоциации, содержат обломки сильно измененных пород со спилитовой, пилотакситовой и гиалопилитовой структурой, а также обломки альбитизированного и эпидотизированного плагиоклаза, реже цветного минерала, нацело замещенного карбонатом, пренитом и эпидотом. Цементирующая масса – тонкоструктурная пепловая или туффитовая, замещенная лейкоксеном, хлоритом и кварцем [150].

Вулканиды ОЧВП рассматриваются как область проявления региональной пропилитизации. Пропилитизации подвергнуты вулканогенные образования ранне- и позднемелового возраста, позднемеловые образования изменены в целом слабее.

Распространение и локализация этих изменений подчинены контурам вулканоструктур и плутоногенных поднятий, различаются площадные и линейные

участки и зоны метасоматических изменений формаций пропилитов, березитов, вторичных кварцитов и аргиллизитов. Среди пропилитов выделяются высоко-, средне- и низкотемпературные разновидности и пропилитизированные породы, собственно пропилиты распространены в локальных зонах; для региональной пропилитизации характерны относительно более слабые изменения [303].

Среднетемпературные пропилиты отделяются от низкотемпературных по появлению эпидота, а высокотемпературные содержат актинолит. Высокотемпературные пропилиты характеризуются новообразованиями преимущественно актинолита, эпидота, альбита, в небольшом количестве присутствуют кварц и более низкотемпературные хлорит, серицит, глинистые минералы, цеолиты. Количество новообразований составляет до 30–50 % объема породы, они представлены эпидотом, хлоритом, меньшим распространением пользуются кварц, серицит, кальцит, цоизит, пренит, калиево-натриевый полевошпат. В пропилитизированных породах количество новообразований меньше и не превышает 5–10 %, вторичные минералы представлены главным образом хлоритом, серицитом, могут присутствовать гидрослюда, альбит, кварц, глинистые минералы. Обнаруживается преимущественная приуроченность рудных проявлений к низкотемпературной фации пропилитов.

В западной части ОЧВП вулканогенные породы (преимущественно андезиты и их туфы кананыгинской толщи) пропилитизированы, вмещают жильные зоны с золото-серебряным оруденением. Околорудные изменения представлены гидрослюдистыми березитами, аргиллизитами и фельдшпатолитами.

Вторичные кварциты пространственно тяготеют к зонам и ареалам интенсивной трещиноватости, внутренние части ареалов преобразований обычно представлены монокварцевой фацией вторичных кварцитов, периферические – каолинит-кварц-гидрослюдистой фацией. На востоке территории в пределах Учиннейского узла андезибазальты чайваеумской свиты ороговикованы и пропилитизированы, участками подвержены изменениям кварц-гидрослюдистого типа, сопровождаются концентрацией рудоносных жильных зон.

Жильные гидротермальные образования широко распространены на территории листа. Представлены кварцевыми, карбонат-кварцевыми, сульфидно-кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, флюорит-кварцевыми и другими жилами, прожилками, образующими также и зоны прожилково-жильного окварцевания. Жилы и прожилки залегают как в терригенных породах, так и вулканических и интрузивных комплексах. В терригенных породах отмечается концентрация их на участках повышенной тектонической нарушенности. Гидротермальные образования связаны с большинством интрузивных и вулканических комплексов. Некоторые из жильных образований несут рудную минерализацию благородных и цветных металлов.

ТЕКТОНИКА

Территория листа, охватывающая структуры Охотско-Колымского водораздела и северной периферии мегавпадины Охотского моря, является фрагментом Тихоокеанского подвижного пояса; принадлежит в основном к юго-восточной краевой части мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области, лишь крайний юго-восток территории относится к Корякско-Камчатской области. С севера в границы территории вдается стабильный блок Омолонского массива, обрамляемый структурами Яно-Колымской складчатой системы. На юго-востоке обособляются структуры Тайгоносского звена Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системы. Юго-восточный край Яно-Колымской системы перекрыт вулканическими покровами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), протягивающегося в северо-восточном направлении. Ранне-позднемиловые вулканы ОЧВП представляют собой части Охотского и Пенжинского секторов пояса и слагают крупные изометричные и удлиненные вулканические поля и вулканоструктуры. На юге территории листа в периферической акватории мегавпадины Охотского моря и в неотектонических впадинах на суше распространены рыхлые кайнозойские отложения.

По геолого-геофизическим данным территория листа делится на две части с континентальным и переходным от континента к океану типами земной коры. Многие особенности строения и эволюции крупнейших структурных элементов территории обусловлены положением и состоянием глубинных горизонтов земной коры, взаимодействием разнотипных ее блоков.

Глубинное строение

Суждения о глубинной структуре территории листа основаны на анализе данных площадных гравимагнитных съемок, соотнесенных с результатами сейсмических работ. Важные уточняющие данные получены по материалам опорного геофизического профиля 2-ДВ, пересекающего северо-восточную часть листа, и рассечки геофизического профиля 3-ДВ, пройденной в юго-восточном направлении на западе территории.

По материалам профилей выявлено положение крупнейших слоев земной коры и поведение на глубине и по площади основных геофизических разделов, сгущениями сейсмических отражений с той или иной уверенностью выделяются поверхности Мохоровичича и Конрада, частично кровля гранитно-гнейсового слоя [205].

Граница коры и мантии (поверхность Мохо) на разрезе МОВ-ОГТ отождествляется с подошвой горизонта сильных субпараллельных рефлекторов мощностью 5–10 км, в целом совпадающего со слоем с граничными скоростями 7,8–8,0 км/с [314]. Горизонт, предположительно, соответствует переходной зоне от мантии к нижней коре базитового состава (коро-мантийный слой), куда во время высокой тектонической и магматической активности могли поступать базитовые выплавки и потоки флюидов из мантии и происходили преобразования вещества низов коры. Такие горизонты отличаются пониженной вязкостью и могут являться областью формирования пологих срывов в нижней части коры, что подтверждается чешуйчатой структурой коро-мантийного слоя. На 630-м, 740-м, 780-м пикетах поверхность нарушена и слабо смещена пологими (30–40°) разрывами, наклоненными в юго-западных румбах, имеются и более мелкие смещения. По профилю 2-ДВ наблюдается обобщенно ровное поведение поверхности Мохо примерно на глубине 40–45 км, сопровождаемое слабыми волнистыми колебаниями. Участки локального изменения уровня и разрыва подошвы земной коры связаны с присутствием блокоразграничивающих и сквозных разломов, которые уходят корнями в мантию. На рассечке профиля 3-ДВ выявляется постепенное ровное возвышение поверхности Мохо от 40 до около 30 км к юго-востоку в направлении области коры переходного типа.

Гранулитно-базитовый и гранитно-метаморфический слои коры на сейсмических профилях выражены относительно слабо и лишь участками сопровождаются нечетко ограниченными сгущениями субпараллельных отражающих площадок. Поверхность Конрада, разделяющая эти слои, в целом выделяется повышенной концентрацией отражающих элементов, но неоднородна. На 770-м км профиля 2-ДВ она, вероятно, смещена по наклонному нарушению и далее с разной степенью отчетливости волнообразно прослеживается на глубине около 30 км, фиксируя увеличение мощности гранитно-метаморфического слоя в сторону Омолонского массива. На рассечке профиля 3-ДВ раздел К довольно ровный, лишь в районе 2860 пикета образует пологий прогиб и нарушен наклонным разломом.

Кровля гранитно-метаморфического слоя интерпретируется положением волнообразного горизонта концентрации отражающих элементов на глубине преимущественно 8–12 км и подвержена значительным колебаниям лишь в пределах Омолонского массива и его обрамления. По данным профиля 2-ДВ в центральной части массива мощность осадочного слоя – около 5 км, в юго-западном направлении его положение углубляется и в краевой части массива (Тарынский прогиб) достигает 7 км, а в пределах Хетагчанского поднятия более или менее уверенно устанавливается на глубине 8–12 км. На 650-м, 690-м и 770-м пикетах в кровле верхней коры выявляются куполовидные структуры, местами кровля нарушена и смещена по взбросам и сбросам.

По гравиметрическим данным территория листа делится на две примерно равные части с разными типами земной коры: для северной части характерен континентальный тип коры мощностью 34–45 км (фоновые значения гравитационного поля –35–40 мГал), для южной преимущественно экваториальной части устанавливается переходный тип коры мощностью в основном 30–31 км (фоновые значения гравитационного поля 10–20 мГал). Граница типов

коры на поверхности примерно отвечает юго-восточному краю структур Яно-Колымской складчатой системы, имеет северо-восточное простирание и на юго-западном фланге в целом совпадает с побережьем залива Шелихова.

Раздел типов земной коры выражен Пограничной гравитационной ступенью со средней интенсивностью градиента поля 1–1,5 мГал/км. Интерпретируется наклонное под континент положение зоны раздела [208].

В области континентальной земной коры глубинная структура во многом коррелирует с элементами тектонического строения. В соответствии с особенностями гравитационного и магнитного полей возможно выделение переходной зоны и крупных блоков с различными геофизическими характеристиками.

По юго-западному краю области континентальной коры прослеживается полоса шириной 50–70 км, рассматриваемая в качестве пограничной (переходной) зоны, которая характеризуется отрицательным (в основном – 20–30 мГал) уровнем гравитационного поля и положительным (в целом 3–10 нТл) магнитным полем. В ее пределах кровля «базальтового» слоя приближена к поверхности, на расщепке профиля 3-ДВ она постепенно поднимается до 20 км, а мощность гранитно-метаморфического слоя уменьшается [323]. Пограничная зона представляет собой глубинную тектоно-магматическую систему, в целом совпадающую по площади с ОЧВП, элементами системы являются продольные сквозькоровые разломы и периферические очаги крупных гранитоидных плутонов. Для этого (Удско-Гижигинского) звена системы является различное положение разломов по глубине: они преимущественно вертикальны в пределах низов земной коры и наклонены (иногда полого) под континент на глубинах до 5–10 км [208]. Присутствуют субширотные и северо-западные разломы. Для субширотного Пареньского разлома по кулисообразному расположению линейных магнитных аномалий интерпретируются левосторонние сдвиговые смещения. Градиентными зонами поля силы тяжести отмечаются поперечные северо-западного простирания разломы, которые, предположительно, рассматриваются в качестве трансформных элементов, оперяющих Пограничную ступень. Магматические очаги в верхних горизонтах представлены гранитоидными массивами, которые выражены аномалиями (–40–60 мГал) поля силы тяжести, в единичных случаях с предполагаемыми корневыми каналами.

Наиболее низким уровнем гравитационного поля и максимальной (38–45 км) мощностью континентальной земной коры отличается северо-западная часть территории листа, отвечающая частям Омолонского массива и Яно-Колымской складчатой системы.

Центральная часть массива, к которой принадлежат его Южно-Омолонское и, частично, Кедонское поднятия, отличается повышенной мощностью гранитно-метаморфического слоя, интенсивно гранитизированным дорифейским фундаментом и существенно сокращенной мощностью верхнепалеозойско-мезозойского чехла, выделяется наиболее низким (–60–70 мГал) уровнем гравитационного поля. На сейсмическом профиле 2-ДВ в приповерхностной зоне с различной степенью сейсмической выраженности выделяются горизонты осадочного слоя. Западная краевая часть массива (в интервале 790–830 км) отвечает Тарынскому окраинному прогибу, отличается

несколько увеличенной мощностью мезозойских отложений. В сейсмическом разрезе на глубине 2–3 км местами отчетливо выделяется горизонт интенсивных отражений, фиксирующий, вероятно, слой массивных вулканитов среднепалеозойской кедонской серии. Сейсмическая граница на глубине 25–30 км, предположительно сопоставляемая с поверхностью Конрада, характеризуется волнообразным поведением. Синформа поверхности в интервале 780–800 км весьма предположительно может означать глубинное отражение зеленокаменного трога, существование которого здесь и на северо-западном продолжении уже давно предполагается В. М. Шевченко по присутствию зеленокаменных метаморфических образований [234].

Также, по-видимому, более погруженными являются южное и восточное обрамления центрального блока, они, вероятно, отличаются меньшей степенью гранитизации дорифейского фундамента.

Восточная периферическая часть массива, примерно отвечающая Ауланджинской зоне, обладает более высоким (–30–40 мГал) уровнем гравитационного поля и меньшей (36–38 км) мощностью земной коры. Предполагается также и слабая гранитизация существенно магнитного дорифейского фундамента, в частности Ауланджинский и Закороннинский выступы архейских метаморфических образований выделяются высоким уровнем положительного магнитного поля.

Прямолинейные ограничения блоков массива, по-видимому, обусловлены глубинными разломами субмеридионального и субширотного простираний, по которым происходили перемещения верхних горизонтов земной коры.

Расположенный на западе площади листа блок пространственно соответствует Яно-Колымской складчатой системе, большую часть которой составляет здесь Хетагчанское поднятие, характеризуется несколько более высоким (–30–40 мГал) уровнем гравитационного поля. По строению земной коры Хетагчанское поднятие сближается с Омолонским массивом, его, вероятно, можно рассматривать в качестве опущенного в мезозойский этап краевого блока массива. На поверхности в пределах блока обнажаются складчатые пермские и мезозойские осадочные толщи; более или менее спокойное поведение отражающих горизонтов на профиле 2-ДВ можно объяснить положим зеркалом мелкой складчатости. На глубине 5–10 км располагается концентрированный горизонт интенсивных сейсмических отражений, он, предположительно, сопоставляется с комплексом среднепалеозойских вулканитов, который свойственен Омолонскому массиву. Горизонты верхней части коры в западной части блока (интервал 600–700 км) деформированы в куполовидные структуры.

Локализующиеся здесь отрицательные гравитационные аномалии (до –70–75 мГал) обусловлены проявлениями гранитоидного магматизма, приуроченными к Коркодон-Наяханской зоне тектоно-магматической активизации (ТМА). В контурах отрицательных аномалий зоны выделяются мелкие изометричные аномалии интенсивностью до –80 мГал, они, предположительно, интерпретируются как корневые каналы обширных магматических очагов. Здесь на профиле в интервале 710–740 км отражающие горизонты прерываются, по поперечным полосам отражений и прозрачности выявляется круто наклонный к востоку разлом, на глубине изменяющий направление наклона и, возможно, соединяющийся в низах коры с Тебанинским разломом.

Блоки Омолонского массива и Хетагчанского поднятия разделены слабо выраженной гравитационной ступенью, отвечающей Тебанинскому разлому (надвигу), нечеткая выраженность его в гравитационном поле, вероятно, связана с его постепенным перекрытием края массива. Вместе с тем четко, на наш взгляд, разлом проявлен в материалах сейсмического профиля. На разрезе ГСЗ, смещая пакеты отражений, он прослеживается практически через всю кору, наклон плоскости сместителя – к юго-западу под углом около 40° . В верхах земной коры по разлому со смещением контактируют моноклинально лежащие горизонты концентрации отражающих площадок среднепалеозойских пород (на массиве) и пермских и триасовых отложений (в пределах Хетагчанского поднятия). В слабо структурированном сейсмическом поле более глубоких горизонтов присутствие разлома намечается по ограничениям и смещениям отдельных участков сгущения отражающих площадок. Геометрическому продолжению разлома вниз отвечает четкое смещение зоны концентрации рефлекторов (коро-мантийный слой), проектирующееся вверх на 740 пикет, тип смещения (надвигание в северо-восточном направлении) сохраняется до подошвы коры. Существование разрывной структуры, наклоненной в юго-западном направлении, подтверждается четкими ступенями на скоростном разрезе и на разрезе квазиакустической жесткости.

Область земной коры переходного типа составляет юго-восточную половину территории листа, включая акваторию залива Шелихова Охотского моря и п-ов Тайгонос, имеет положительный средний уровень (10–30 мГал) гравитационного поля, на фоне которого выделяются небольшие минимумы, обусловленные в основном наиболее погруженными участками неотектонических впадин. Мощность земной коры здесь в основном 30–32 км и лишь для п-ова Тайгонос возрастает до 36 км. Мощность «базальтового» слоя – 10–20 км [208, 210], его кровля по сейсмическим данным располагается на глубине около 16 км [322]. Гранитно-метаморфический слой редуцирован, в кайнозой, вероятно, подвергся деструкции. Считается, что этот слой земной коры здесь сформировался в раннем и раннем-позднем мелу, в качестве индикаторов становления слоя рассматривают соответствующие орогенные комплексы [62].

Область коры переходного типа характеризуется приближенно зональным строением, в целом с повышением уровня гравитационного поля и, вероятно, с увеличением мощности «базальтового» слоя в юго-восточном направлении, условно подразделяется на субконтинентальную и субокеаническую кору.

Относительно пониженным уровнем гравитационного поля и значительной мощностью земной коры обособляется площадь п-ова Тайгонос, она представляет собой блок субконтинентальной земной коры. Формирование блока рассматривается как скупивание разнообразных преимущественно островодужных комплексов и проявление магматических процессов (наращивание гранитно-метаморфического слоя) и приращение его в результате коллизионных процессов к области континентальной земной коры [85, 150]. В современной структуре п-ова Тайгонос выделяются Авековский блок и блок Северо-Тайгоносского синклинория.

Авековский блок выделяется отрицательным низкой интенсивности (в среднем 5 мГал) гравитационным полем. Блок образован архейскими

метаморфическими образованиями, предположительно, находящимися в аллохтонном залегании; с севера он ограничивается надвигами, плоскости которых падают под архейский блок. Юго-восточная граница блока определяется разломом (Верхнепылгинским), выраженным градиентной зоной поля силы тяжести. Аллохтонная природа блока подтверждается и геофизическими данными, блок выделяется отрицательной аномалией на фоне положительного гравитационного поля, в то время как аналогичные выходы архейских метаморфических пород севернее, в бассейне р. Парень, сопровождаются положительной аномалией на фоне отрицательного гравитационного поля.

Блок Северо-Тайгоносского синклиория сложен пермскими, триасовыми и юрскими вулканогенно-терригенными толщами, характеризуется положительным низкого уровня (5–10 мГал) гравитационным полем. Отрицательная аномалия на западе блока связана с Имповеевской неотектонической впадиной. Положительные аномалии, предположительно, связаны с проявлением на поверхности и на глубине высокоплотных интрузивных тел. Довольно высоким уровнем поля характеризуется обширный по площади Восточно-Тайгоносский гранитоидный массив, отрицательными аномалиями выделяются предполагаемые корневые каналы.

Градиентными зонами поля силы тяжести выделяются разломы северо-восточного простирания, один из них Верхнепылгинский, положение которого на глубине смещено к северо-западу, что свидетельствует о наклоне его плоскости сместителя в северо-западном направлении.

Земная кора акваториальной части территории листа (северной части мегавпадины Охотского моря) представляла собой участок окраины континента, в ходе общего погружения в кайнозой подверглась преобразованию при формировании грабен-троговых прогибов, проявлению базальтового вулканизма. Мощность земной коры, условно рассматриваемой как субокеаническая, при этом значительно редуцирована (прежде всего гранитно-метаморфического слоя) [50].

В составе этой части мегавпадины в направлении с запада на восток последовательно выделяются Южно-Гижигинский и Шелиховский бассейны, Кинкильская пограничная зона.

Южно-Гижигинский бассейн охватывает северо-западную часть залива Шелихова и Гижигинскую неотектоническую впадину на суше. На большей части площади зоны отмечается положительное (5–15 мГал) гравитационное поле и преимущественно мало интенсивное знакопеременное магнитное поле. Мощность «базальтового» слоя в среднем – 20 км, иногда «базальтовый» слой приближен к подошве осадочного слоя [209]. По результатам сейсмических работ в акватории зал. Шелихова выделяются поднятия акустического (верхнеюрско-мелового?) фундамента (Котовское и Вилигинское поднятия), фундамент приближен к поверхности также в некоторых прибрежных участках.

Шелиховская зона отличается положительным (10–30 мГал) гравитационным полем. По близкому уровню поля с п-овом Тайгонос можно предполагать, что в акватории залива Шелихова под кайнозойскими осадками располагаются нижнемеловые вулканогенно-терригенные образования; вдоль побережья п-ова Тайгонос они интерпретируются на небольшой глубине.

В южной части Шелиховской зоны, по сейсмическим данным, располагается Подкагерное поднятие акустического фундамента.

Кинкильская пограничная зона отвечает Пенжинской губе и частично по-овам Тайгонос и Камчатка. Зона, судя по краевым частям, сложена в основном верхнеюрскими–меловыми и меловыми вулканогенными и терригенными толщами, перекрытыми в акватории губы кайнозойскими осадками мощностью 2–5 км. Гравитационное поле зоны положительное, интенсивностью 20–40 мГал, мощность земной коры – 30–31 км. Кинкильская зона рассматривается как пограничная система между крупными блоками Тихоокеанской транзитали. Считается, что система образовалась в результате разрушения окраины континента, когда действовали чередующиеся режимы сжатия и растяжения; на заключительной стадии развития образовались рифты, в которых происходили излияния базальтовых лав, накапливались терригенные осадки [50].

В акватории зал. Шелихова выделяются разломы северо-восточного простирания, разделяющие бассейны осадконакопления, они проявлены в смещении кайнозойских отложений, но, вероятно, являются унаследованными от структур фундамента. Предположительно, выделяются также разломы северо-западного простирания, наследующие систему нарушений со смежной с юга территории [64], они находят подтверждение в зонах градиентов гравитационного поля.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Основой тектонического районирования, выделения структурных элементов разного ранга являются особенности глубинного строения территории, распределение по площади образований разновозрастных структурных этажей, формационных комплексов, формаций, геодинамические обстановки и характер деформационной структуры. Довольно отчетливо проявлены ярусное сложение в вертикальном разрезе и блоковое строение территории. В глубинном геологическом разрезе устанавливается пять структурных этажей, отвечающих основным этапам развития, в составе некоторых этажей различаются подэтажи. В целом за основу выделения структурных этажей и подэтажей берутся такие факторы, как поверхности крупных несогласий, проявления структурообразующих процессов и магматизма, смена формационного состава отложений, резкие изменения мощности толщ.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ

В вертикальном разрезе верхней части земной коры территории листа выделяются следующие структурные этажи: дорифейский, рифейско-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойско-мезозойский, верхнеюрский–меловой, венчается разрез кайнозойским этажом, распространенным и локализованным в акватории Охотского моря и в неотектонических впадинах. В максимальном количестве структурные этажи вскрываются в структуре Омолонского массива, в других тектонических элементах обнажается меньше этажей; наиболее обширная по площади Яно-Колымская складчатая система

представлена практически одним верхнепалеозойско-мезозойским этажом. В Тайгоносско-Западно-Корякской системе выделяется блок дорифейского фундамента и верхнепалеозойско-мезозойский этаж.

Дорифейский структурный этаж

Дорифейские (архейские, частично раннепротерозойские) образования слагают выступы фундамента Омолонского массива и основание складчатых структур Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской систем. По данным сейсмического профиля 2-ДВ, неоднородный по строению слой мощностью 3–5 км, предположительно аналогичный фундаменту Омолонского массива, прослеживается под осадочным слоем и в приграничной с запада части Яно-Колымской системы. Его подошва на глубине – 15–20 км фрагментарно прослеживается по кровле горизонта с отражающими площадками, местами осложнена нарушениями. Близкое по строению в различной степени гранитизированное архейское основание, по наблюдениям и гравиметрическим данным, прослеживается и к востоку от Омолонского массива. Территория листа охватывает южную часть реконструируемого обширного гранито-гнейсового свода [81]. Предполагается, что гнейсовые комплексы этажа и континентальная земная кора в целом сформированы за счет преобразования и гранитизации протоокеанической коры и протовулкано-плутонических образований, в меньшей мере осадочных пород.

В связи с фрагментарностью выходов строение фундамента массива почти не расшифровано. В самом общем виде можно считать, что в фундаменте обнаруживается сочетание гнейсовых куполов и субмеридиональных валов [81] с облекающими их линейными складками. Предположительно интерпретируются фрагменты зеленокаменных трогов [234]. С метаморфическими образованиями ассоциируют гранит-мигматиты, чарнокитоиды, плагиогнейсы, гранитогнейсы.

Рифейско-нижнепалеозойский структурный этаж

Образования этого структурного этажа обнажаются на Омолонском массиве и частично в Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской системах, предполагается и почти повсеместное его распространение на глубине под более молодыми комплексами.

На Омолонском массиве средне-верхнерифейские и, частично, вендские, а также ордовикские отложения представляют собой нижний ярус его трехъярусного чехла, в отдельных выступах вскрываются в складчатых системах. Комплексы этажа несогласно перекрывают метаморфические образования фундамента иногда с корами выветривания в основании, довольно четко разделяются на два подэтажа.

Нижний подэтаж представлен рифейскими и вендскими толщами, составляющими единую карбонатно-метатерригенную формацию (500–1500 м), породы слабометаморфизованы на уровне метагенеза и зеленосланцевой фации. Близким характером, несколько большей мощностью обладают рифейские карбонатно-терригенные образования в Гижигинской зоне Яно-Колымской системы.

Верхний подэтаж образуют залегающие несогласно ордовикские отложения Омолонского массива, они составляют верхнюю часть нижнего яруса массива, относятся к терригенно-карбонатной формации (до 1700 м) регрессивного характера.

Породы рифейско-нижнепалеозойского этажа на Омолонском массиве чаще всего образуют моноклинали и простые складки с крутизной наклона пластов пород от 25–30 до 40–50°. В состав этажа входят также крупные плутоны силурийских гранит-гранодиоритовой и щелочно-сиенитовой магматических формаций.

Ордовикские отложения вскрываются также на юго-востоке Тайгоносско-Западно-Коряжской системы, где они слагают вытянутые в северо-восточном направлении тектонические блоки и фрагменты кровли позднемезозойских гранитоидов. Породы кенгевееской и утывемской толщ сложены углисто-кремнистыми и известковистыми сланцами, туффитами, вероятно, базальтами и их туфами, составляют карбонатно-кремнисто-туффитовую формацию, подвержены контактовому и динамотермальному метаморфизму до эпидот-амфиболитовой фации, вмещают линзообразные тела и пластины серпентинизированных перидотитов.

Среднепалеозойский структурный этаж

На Омолонском массиве этаж представлен девонскими–нижнекаменноугольными образованиями, объединяющими субаэральные вулканиты кедонской серии в ассоциации с субвулканическими и интрузивными телами, прибрежно-морские вулканогенно-осадочные и осадочные толщи мощностью до 2500 м.

Нижняя часть (подсерия) сложена в основном андезитами, андезибазальтами, трахиандезитами, туфоконгломератами, составляет базальт-андезитовую формацию (150–900 м). Средняя часть образована лавами, туфами и игнимбритами риолитового, трахириолитового и кварц-латитового состава (700–1900 м), относятся к трахириолитовой формации, в бассейне Ауланджи – к трахиандезитовой формации [133]. Верхняя часть (подсерия) сложена туфоконгломератами, туфами, андезибазальтами, риолитами (150–1000 м), образует вулканогенно-терригенную формацию. Верхнедевонские–нижнекаменноугольные осадочные и вулканогенные отложения Ауланджинской зоны массива составляют терригенную и вулканогенно-терригенную формации. Образования с отчетливым угловым несогласием перекрывают все более древние образования массива и слагают горст-антиклинали с антиклинальным или моноклинальным залеганием покровов и толщ с углами наклона 10–30°, редко больше. Площадям проявления вулканитов свойственны изометричные вулкано-купольные (иногда интрузивно-купольные) и депрессионные структуры с центриклинальным расположением покровов. С покровами вулканитов ассоциируют тела позднедевонской–раннекаменноугольной гранит-гранодиоритовой магматической формации.

Предполагается, что образования среднепалеозойского этажа распространены на территории и под более молодыми толщами Яно-Колымской системы, но, вероятно, отличаются большей ролью в своем составе терригенных

пород (до 1700 м). В материалах сейсмического профиля образования этажа интерпретируются в Яно-Колымской системе в интервале глубин 10–15 км.

Фрагментарно вскрывающиеся девонские и нижнекаменноугольные толщи в основании системы на п-ове Вархалам представлены вулканогенными и осадочными породами и составляют базальт-риолитовую и кремнисто-вулканокластическую формации. Нижнекаменноугольные отложения Тайгоносско-Западно-Корякской системы, ограниченно обнажающиеся в Южно-Тайгоносском антиклинории, по-видимому, образуют известняково-глинисто-песчано-туфитовую формацию мощностью до 1000 м.

Верхнепалеозойско-мезозойский структурный этаж

Верхнепалеозойско-мезозойские образования этажа знаменуют, по-видимому, кардинальное изменение структурного плана, новый крупный этап развития территории, этаж распространен практически повсеместно во всех крупных структурных элементах. Образования в различных структурах весьма отличны. На Омолонском массиве, где этаж представляет собой верхний ярус чехла, верхнепалеозойско-мезозойские отложения составляют единый, разной полноты, маломощный, сложного строения рецессивный терригенный комплекс.

В Яно-Колымской системе структурный этаж представлен мощным обобщенно терригенным верхоянским комплексом, в Тайгоносско-Западно-Корякской системе – мощным терригенно-вулканогенным комплексом; в составе этажа возможно выделение структурных подэтажей.

Верхнепалеозойский подэтаж. В Яно-Колымской системе обнажен не полностью. На Хетагчанском поднятии вскрыты в ядре антиклинали верхнепермские глинистые и алевроито-глинистые сланцы, метаморфизованные до филлитовой стадии, с прослоями песчаников образуют мощную (1000 м) граувакково-сланцевую формацию, предполагается, что здесь подошва яруса располагается на глубине 3–4 км. В Гижигинской зоне мощные (до 1500 м) толщи флишеидного чередования глинистых и алевроито-глинистых сланцев, иногда с некоторой долей туфогенного материала, относятся к аспидной формации.

В Тайгоносско-Западно-Корякской системе верхнепалеозойские отложения составляют мощный (до 3000 м) сложнопостроенный комплекс пород, среди которого различаются терригенная и вулканогенно-терригенная формации. Вулканогенные образования (айчанская и бурнинская толщи) Северо-Тайгоносского синклинория относятся к андезит-базальтовой формации. К северу они замещаются терригенными толщами, которые отличаются ритмичным строением, присутствием вулканического материала и обнаруживают характерные черты турбидитов со сменой праксимальных фаций дистальными [82], относятся к формации туфогенного флиша. Формации подэтажа деформированы обычно в простые линейные складки северо-восточного простирания, часто осложненные более мелкими складками и разрывными нарушениями.

Триасовый подэтаж. Триасовые, за исключением верхней части, отложения обладают повсеместно сходным, преимущественно пелитовым составом,

темной окраской за счет примеси органического вещества, примесью фосфатного и битумного материала. Эти отложения с уверенностью могут быть отнесены к черносланцевой формации, которая в зависимости от мощности и различий в составе может разделяться на типы [54].

На Омолонском массиве отложения представляют собой маломощный (200–250 м) карбонатно-глинисто-углеродистый тип, в складчатых системах – мощный (до 2000–3000 м) терригенно-глинисто-углеродистый тип.

Нижняя часть подэтажа в Яно-Колымской системе (нижнетриасовые аксуйская, нэкучанская свиты) мощностью 1000–1200 м характеризуется преобладанием параллельно- и линзовиднослоистых алевролитов, присутствуют прослои аргиллитов, мелкозернистых песчаников, эти образования могут быть отнесены к сероцветной песчано-глинистой формации. Выше лежащая часть подэтажа сложена согласно залегающими среднетриасовыми и карнийскими отложениями. В породах обнаруживается примесь органического вещества и кластических зерен, повсеместно присутствуют фосфатонесные глинисто-карбонатные конкреции. Отложения вполне удовлетворяют определению терригенно-глинисто-углеродистого типа черносланцевых формаций. Выше располагается флишевая формация карнийско-норийского возраста.

В Тайгоносско-Западно-Корякской системе ниже-среднетриасовые и, частично, верхнетриасовые отложения (матугская толща) отличаются меньшей мощностью (не более 1000 м). Нижняя их половина представлена в основном алевролитами и песчаниками, а также аргиллитами и может быть отнесена к песчано-глинистой формации, а верхняя половина характеризуется повышением роли аргиллитов и углистых аргиллитов, с намечающейся цикличностью в чередовании пород, она представляет собой терригенно-глинисто-углеродистый тип черносланцевых формаций. Верхняя в основном норийско-рэтская часть подэтажа отличается более груботерригенным характером и значительной ролью обломочного и вулканического материала, местами проявлено отчетливо циклическое строение толщ или присутствие мощных пачек туфов и тефроидов, лав среднего–основного состава. Эти образования составляют обобщенно вулканогенно-терригенную и локально проявленную вулканическую базальт-андезитовую формации.

Юрский подэтаж. Юрские отложения, хотя и связаны с триасовыми в основном согласными соотношениями, но начинаются со смены литологического состава и представляют собой обычно самостоятельные циклы осадконакопления, иногда образуют самостоятельные (конседиментационные) структуры. Они характеризуются большой ролью кластического материала, серой или зеленовато-серой окраской пород, прибрежно-морским генезисом.

В Яно-Колымской системе в юрский период развивались линейные прогибы трогового типа, в которых накапливались ниже-среднеюрские флишеидная и терригенная формации. Мощные (до 3000–4000 м) юрские терригенные толщи залегают на подстилающих образованиях согласна, а по периферии структур с разрывом. Основной объем отложений составляют массивные и косослоистые песчаники, меньшее значение имеют алевролиты и аргиллиты. По составу и положению в общем формационном разрезе отложения относятся к шпировой формации. На Хетагчанском поднятии формацию представляет ниже-среднеюрская бургагчанская толща (1250 м), залегающая с несогласием,

в ее составе существенное значение приобретают туфопесчаники и туффиты. На юге системы, в Тахтоямо-Вилигинской зоне нижнеюрские отложения характеризуются большой ролью вулканического материала и составляют вулканогенно-терригенную формацию.

В Тайгоносско-Западно-Коряжской системе юрские отложения составляют мощный вулканогенно-терригенный комплекс, в котором в разных структурно-формационных зонах выделяются терригенная и вулканическая трахиандезит-базальтовая, вулканогенно-кремнистая формации. Юрская терригенно-вулканогенная формация (эпинвиваямская и энгельватенская толщи) на юге п-ова Тайгонос отнесены Н. Б. Заборовской [85] к формации «зеленых туфов».

На Омолонском массиве верхнепалеозойско-мезозойские отложения вследствие главным образом их малой мощности, относятся к единому сложнопостроенному этажу. Они представляют собой верхний ярус чехла массива, своеобразный рецессивный комплекс и в разных частях массива сильно отличающийся по объему. На площади Юкагирской глыбы этаж начинается маломощными (80–300 м) средне-верхнепермскими известняками, алевролитами и песчаниками, составляющими карбонатно-терригенную формацию. Залегают отложения с размывом и угловым несогласием на более древних образованиях, нижняя граница имеет скользящий характер. В пределах Ауланджинской зоны массива одновозрастные отложения близки по составу, но заметно увеличиваются в мощности, в основании они дополняются средне-верхнекаменноугольными и нижнепермскими образованиями, составляющими вулканогенно-терригенную (300–500 м) и терригенную (до 200 м) формации.

Нижне-среднетриасовые и карнийские отложения (джугаджакская свита) маломощны (50–150 м), залегают на верхнепермских отложениях со стратиграфическим несогласием, нижняя часть их отсутствует или сильно редуцирована. В разрезе преобладают массивные или сланцеватые аргиллиты, повсеместно присутствует пачка (5–15 м) криптогенных битуминозных известняков, в средней части разреза углисто-глинистые аргиллиты содержат карбонатно-фосфатные конкреции. Аргиллиты выделяются повышенным уровнем радиоактивности. Отложения, очевидно, принадлежат к карбонатно-глинистоуглеродистому типу черносланцевых формаций. В Ауланджинской зоне массива мощность отложений возрастает до 200–250 м, они представлены массивными и слоистыми аргиллитами с прослоями алевролитов, мелкозернистых песчаников, известняков и мергелей с фосфатоносными конкрециями. Эти образования можно отнести к переходному от карбонатного к терригенному типу черносланцевых формаций.

Верхняя (норийско-рэтская) часть подэтажа, залегающая с размывом, включает в основании пласт (0,3–0,4 м) базальных конгломератов со среднетриасовыми и карнийскими фосфатоносными конкрециями. Это сокращенной мощности (50–100 м) песчаники, алевролиты с прослоями гравелитов и аргиллитов, которые являются нижним звеном терригенной формации более широкого возрастного диапазона. Они надстраиваются юрскими преимущественно косослоистыми разномасштабными песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, гравелитов. Местами (бассейн р. Русская) выявляется грубоциклическое строение толщи, в ее разрезе насчитывается до пяти циклов регрессивного

типа, где вверх по разрезу аргиллиты последовательно сменяются алевролитами и песчаниками до гравелитов. Мощность этой единой терригенной формации – 350–450 м, редко до 800 м.

Деформации пород этажа относительно просты, обычно они образуют крупные грабен-синклинали с моноклинальным залеганием пластов пород на их крыльях, значительные участки в мульдах структур характеризуются субгоризонтальным положением пластов пород.

Верхнеюрский–меловой структурный этаж

Этаж составляют большей частью существенно вулканогенные образования, которые часто с угловым несогласием перекрывают подстилающие образования. Полнота и позиция этажа в разных структурах различна, возможно разделение его на три структурных подэтажа: верхнеюрский–нижнемеловой, нижнемеловой и ниже-верхнемеловой.

Верхнеюрский–нижнемеловой подэтаж. Образования его известны лишь на небольших участках Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системы. Верхнеюрско-неокомовые отложения (мисипанская и хаттаннанская толщи) в Пенжино-Анадырском синклинории образованы полосчатыми кремнистыми сланцами, базальтами, яшмами, кремнистыми доломитами и являются частью офиолитовой ассоциации мощностью 1800–3000 м. Неокомовые отложения (явоямская и хылвычунская свиты, 2000 м) в Северо-Тайгоносском синклинории сложены туфами андезитов и базальтов, базальтами и плагиобазальтами, туффитами, песчаниками и алевролитами и составляют вулканогенно-терригенную формацию. Образования подэтажа представляют собой, вероятно, часть Тайгоносско-Мургальского сектора Удско-Мургальского вулканического пояса энсиалического типа [60].

Нижнемеловой подэтаж. В Яно-Колымской системе апт-альбские отложения составляют выполнение Балыгычано-Сугойского наложенного прогиба, небольшой фрагмент которого находится у западной границы территории листа. Здесь располагаются игнимбриты риолитов аскольдинской свиты, перекрываемой континентальной угленосной молассой альбского возраста. Образования представляют позднюю стадию орогенного этапа развития системы.

Апт-альбские отложения Тайгоносско-Западно-Корякской системы в центрально-тайгоносской зоне представлены несогласно залегающей на готерив-барремских отложениях рябинкинской свитой. Она сложена андезитами, андезибазальтами, туфами среднего состава, дацитами, песчаниками и алевролитами и представляет вулканогенно-терригенную (молассовую) формацию орогенной стадии развития системы.

Нижне-верхнемеловой структурный подэтаж составляют ниже-верхнемеловые (в основном альб-кампанские) вулканические и терригенно-вулканогенные образования ОЧВП и небольшие фрагменты структур синхронной с поясом Конгинской зоны ТМА. На подстилающих, более древних образованиях, вулканисты располагаются с угловым несогласием.

В формировании вулканогенных образований ОЧВП, согласно представлениям В. Ф. Белого [19], выделяются две резко неравнозначные подстадии:

ранняя, когда сформировалось более 90 % вулканитов, и поздняя, при этом каждой подстадии предшествовали терригенно-вулканогенные (молассовые) формации.

В первую подстадию сформирована ранняя предвулканогенная моласса, представленная кегалинской свитой и ичивеевской, возможно, ширококинской толщами. Для формации характерны пестрый состав, сложное линзовидное залегание слоев, отмечаются пропластки каменного угля.

Вулканические породы ранней подстадии ОЧВП представлены последовательно сформированными формацией амфиболовых и пироксеновых андезитов и дацит-риолитовой формацией [19]. Формацию амфиболовых и пироксеновых андезитов составляют позднеальб-сеноманские таватумская, чайвавеевская, тайночинская свиты. Залегает с угловым несогласием на предвулканогенной молассе и на более древних образованиях. Мощность – 500–900 м. В основании располагаются вулканогенно-терригенные породы, выше андезиты, андезибазальты (40 % объема), туфы андезитов и андезибазальтов (40 %). Дациит-риолитовая формация объединяет породы сеноманских юмской и наяханской свит и вархаламской толщи. Сложена в основном риолитами и риодацитами, вулканогенно-терригенные породы составляют около 10 % объема формации. Мощность – 200–600 м.

Вулканические образования поздней подстадии последовательно представлены формацией двупироксеновых андезибазальтов и андезитов, а также риолитовой формацией [19]. Формация двупироксеновых андезибазальтов и андезитов образована породами хигиндинской и туромчинской толщ, залегает с угловым несогласием. Формация сложена в основном лавами базальтов, андезибазальтов, андезитов (45 % объема), туфами базальтов и андезитов (20 %), дацитами, риолитами и их туфами (25 %), вулканогенно-терригенными породами. Мощность – 70–800 м. Более 50 % базальтов и андезитов относятся к авгит-гиперстеновому типу, породы преимущественно нормального ряда.

Риолитовая формация составлена герамрынской, арбутлинской и хайчанской толщами, залегает с несогласием на андезибазальтах. Почти на 90 % представлена игнимбритами и туфами риолитов и риодацитов, присутствуют вулканогенно-терригенные породы. Мощность – 60–650 м. Риолиты нормального и умереннощелочного рядов.

Фрагментами представлены вулканические образования структур активизации. На Омолонском массиве к образованиям этого подэтажа принадлежит позднеальб-сеноманская конгинская свита, слагающая вулканическую цепь Конгинской зоны ТМА, соответственно подсвитам выделяются вулканогенно-терригенная, андезитовая и дацит-риолитовая формации. Небольшие поля вулканитов преимущественно базальт-андезитовой и риолитовой формаций известны на площади Яно-Колымской складчатой системы, они связаны с развитием Корокодон-Наяханской зоны ТМА.

Кайнозойский структурный этаж

Палеоген-неогеновые отложения сконцентрированы в неотектонических впадинах, объединяющихся в составе Охотско-Анадырской рифтовой системы, распространены также на шельфе залива Шелихова. Отложения впадин на

суше характеризуются субгоризонтальным залеганием, с угловым несогласием перекрывают все более древние образования, знаменуют этап неотектонической активизации; представляют собой континентальные угленосные терригенные молассы мощностью до 1,5–3 км. Локально присутствуют вулканические образования, относящиеся к базальтовой формации и формации щелочных базальтов.

Базальтовая формация в виде разрозненных полей распространена в Гижигинской впадине и в ее обрамлении, представлена эоценовой кытыймской свитой, сложенной базальтами, андезибазальтами и их туфами, прослоями конгломератов и песчаников с лигнитами и бурыми углями. Мощность – до 700 м. Формация щелочных базальтов представлена небольшими выходами в бассейне р. Алики. Здесь обнажаются выходы базанитов, тефритов и меланефелинитов с комагматичными им субвулканическими телами.

Неотектоническая угленосная моласса, в состав которой входят эоцено-олигоценные отложения (авековская свита, колымаковская толща), миоценовые имповеемская, кляваамская, маймаканская, куйбивеемская и карбонгинская толщи, плиоценовая нычемкинская толща, залегает на размытой поверхности трахибазальтовой формации, коре выветривания по меловым вулканистам, на осадочных породах триаса и юры. Сложена примерно в одинаковой степени галечниками, песчаниками и алевролитами. Мощность – 500–1600 м. В различных частях разреза отмечаются пласты бурых углей, в нижней и верхней частях образующие месторождения.

Палеогеновые образования входящей на территорию листа части Корякско-Камчатской складчатой области знаменуют разнообразные обстановки. Палеоценовые отложения (геткилнинская свита) образуют морскую и прибрежно-морскую терригенную формацию (2000 м). С несогласием перекрывающие эоцен-олигоценные континентальные вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования (кинкильская, иргирнинская и ратэгинская свиты) слагают краевой вулканический пояс, который может представлять собой молассу орогенной (коллизсионной) стадии развития области.

Кайнозойский структурный этаж в акватории залива Шелихова, обрамляющий в основном Тайгоносско-Западно-Корякскую складчатую систему, имеет отчетливо выраженное двухчленное строение и может быть подразделен на два подэтажа со скользящей по возрасту границей: нижний палеоцено-нижнемиоценовый и верхний миоцен-плиоценовый [110].

Палеоцен-нижнемиоценовый подэтаж. Объединяет нижние синрифтовые комплексы большей частью эоцен-олигоценного возраста (снатольско-гахкинский, утхолокско-кулувенский, студеный сейсмокомплексы), располагается в основании прогибов, выклиниваясь на смежных конседиментационных поднятиях. Представлен в основании туфами базальтов, конгломератами, песчаниками и алевролитами с пластами бурого угля. Породы могут представлять вулканогенно-терригенную и терригенную формации. Эти формации выполняют узкие грабенообразные синклинали, ограниченные листрическими сбросо-сдвигами.

Миоцен-плиоценовый подэтаж образован вышележащими осадочными комплексами, отвечающими пострифтовому этапу развития, распространены шире и трансгрессивно, участками несогласно перекрывают комплексы

нижнего яруса и древние конседиментационные поднятия. Сейсмокомплексы подэтажа (буяновский, кулувенский, ямской и др.) представлены в основном галечниками, песками, алевроито-глинистыми пачками мощностью 1,5–2 км, могут представлять молассоидную терригенную формацию. Они образуют пологие мульдообразные структуры пострифтовых впадин, строение которых упрощается вверх по разрезу до блюдцеобразного.

БЛОКОВЫЕ И СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Крупнейшей блоковой структурой представляется Омолонский массив, основными складчатыми сооружениями территории листа являются Яно-Колымская и Тайгоносско-Западно-Корякская системы.

Омолонский массив

В границы территории с севера входит южная, примерно третья, часть крупного структурного элемента Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области – Омолонского массива. Это относительно стабильный тектонический блок угловатых очертаний, ограниченный зонами долгоживущих глубинных разломов. Представления о природе этой структуры по мере ее изучения менялись. Первоначально он считался элементом более крупной Верхояно-Колымской, Колымской платформ или Колымо-Омолонского срединного массива [51], обособленной глыбовой областью [53, 192]; позднее определялся как самостоятельная структура – срединный массив каледонской [193, 345] или дорифейской консолидации [145]; признавался и в качестве тектонотипа структур этого класса [144]. В последнее время в связи с кардинальной сменой тектонических представлений, массив стал рассматриваться в качестве микроконтинента или кратонного террейна, самостоятельного или в составе более крупного Колымо-Омолонского супертеррейна [159]. У каждого из названных определений этой крупной структуры имеются подтверждающие их обоснования; не углубляясь в сущность продолжающихся дискуссий, мы используем наиболее употребляемый и в настоящее время термин «Омолонский массив».

По данным геофизических исследований, площади массива отвечает континентальная земная кора мощностью 35–40 км. Массив с ближайшим обрамлением объединяется в неравномерно устроенную область разуплотнения (гранитизации) фундамента, с блоками различной степени его преобразования [108]. По мнению И. Л. Жулановой [81], многие особенности строения массива и его развития predeterminedены тектонически активным дорифейским гранито-гнейсовым куполом внутри обширного мигматит-гранулитового свода.

Обращают внимание на себя важные специфические черты строения массива: субплатформенный стиль дислокаций, отчетливая ярусность сложения, блоковая (концентрически-блоковая) структура. В поперечном широтном разрезе выявляется заметная асимметрия массива: его западный (юго-западный) край резко обрывается по Тебанинскому (Коркодонскому) глубинному разлому и граничит со структурами Яно-Колымской системы с мощны-

ми толщами верхоянского комплекса, юго-восточный край, постепенно погружаясь, по системе взбросов и надвигов граничит с Гижигинской зоной мезозоид через промежуточного характера краевую Ауланджинскую зону массива.

В сложении массива обычно различаются фундамент и трехъярусный чехол. Фундамент обнажен лишь в отдельных мелких блоках (выступах) в бассейне верхнего течения р. Омолон. В связи с фрагментарностью выходов строение удовлетворительно не расшифровано, в его составе выделяются купола, валы и «синклиналы» с осложняющей мелкой складчатостью.

Нижний ярус чехла массива отделен от фундамента угловым несогласием, он объединяет рифейские, вендские и ордовикские терригенно-карбонатные и карбонатные толщи, включает также раннепалеозойские интрузивные образования. Выявляется моноклиналиное или складчатое положение толщ, преимущественно субмеридиональное простираение.

Средний ярус представлен девонскими–нижнекаменноугольными образованиями, объединяющими субаэральные вулканы кедонской серии в ассоциации с субвулканическими и интрузивными телами, прибрежно-морские вулканогенно-осадочные и осадочные толщи. Они с отчетливым угловым несогласием перекрывают все более древние образования массива и слагают горст-антиклинали, осложненные изометричными вулкано-купольными (иногда интрузивно-купольными) и депрессионными структурами с наклонным расположением покровов, углы наклона – 10–30°, редко больше.

Верхний ярус составляют разной полноты верхнепалеозойско-мезозойские до средней (а местами и до верхней) юры включительно терригенные, карбонатно-терригенные, в меньшей мере вулканогенно-терригенные формации. Залегают они с размывом и несогласием на образованиях разных ярусов, нижняя граница имеет скользящий характер. Деформации яруса относительно просты, толщи пород выполняют крупные синклинали, грабен-синклинали, участки моноклиналиного залегания пород. Вблизи ограничений структур или зон разломов наблюдаются осложняющие более мелкие, иногда напряженные складки. Наклон пластов толщ обычно не превышает 20–40° и лишь изредка достигает 50–60°.

По особенностям тектонического плана с учетом глубинного строения, структурно-фациального районирования и истории развития в составе массива целесообразно различать Юкагирскую глыбу и Восточно-Омолонскую зону.

Юкагирская глыба – юго-западная, наиболее стабильная часть Омолонского массива с общей тенденцией относительного воздымания на протяжении почти всей истории развития. Она обладает северо-западным удлинением и серияй поперечных разломов расчленена на крупные блоки (поднятия). На территорию листа попадают Южно-Омолонское поднятие и южная часть крупного Кедонского поднятия. Названные поднятия разделены крупным дугообразным Бургагчанским разломом и сопряженной с ним грабен-синклиналью. Вообще примечательными элементами южной части блока являются дугообразно изогнутые субширотные грабен-синклинали, сложенные породами верхнего структурного яруса. Они характеризуются асимметричным поперечным профилем, их южные борта обычно ограничены разломами, по которым происходили смещения не только в вертикальном, но и в горизон-

тальном направлениях [114]. Интерпретируется поворот центральной части массива по часовой стрелке на 90° [103].

В целом изометричный Кедонский блок, входящий на территорию листа своим южным окончанием, является центральным элементом Юкагирской глыбы, характеризуется преобладанием в составе сложении вулканитов кедонской серии увеличенной мощности, которые составляют интерпретируемую Кедонскую вулcano-тектоническую депрессию [131]. Общий поперечник депрессии составляет 80–90 км, в геофизических полях депрессия выражена локальным минимумом поля силы тяжести, ограничения ее подчеркиваются градиентами поля. В общем поле спокойно лежащих вулканитов кедонской серии на юге депрессии выделяются более мелкие изометричные структуры, как, например, купольная структура диаметром около 10 км у северной границы листа.

Южно-Омолонский блок представляет собой южное окончание Юкагирской глыбы и, по типу глубинного строения, объединяется с Кедонским блоком. По особенностям поверхностного строения блок заметно более гетерогенен. Выступы архейского фундамента рассредоточены в основном в северной половине блока, южная часть блока сложена породами среднего и верхнего структурных ярусов и известна под наименованием Хадаранджинской ступени [212]. В ее пределах имеются выступы кедонских вулканитов (Хивачское и Бутальское поднятия), породы дислоцированы в брахиформные складки, по направлению согласующиеся с ограничениями ступени или с контурами выступов. Восточную часть блока занимает изометричная Джигдалинская мульда меридионального удлинения с пологими (10° , редко до $15\text{--}20^\circ$) бортами, где обнажаются пермские и триасовые толщи.

Крупными элементами Южно-Омолонского блока, определяющими его строение, являются выступы фундамента, участки распространения вулканитов кедонской серии и пород верхнепалеозойско-мезозойского яруса чехла.

Среди наиболее крупных структур фундамента выделяются меридиональный Коаргычанский вал, в составе которого обособляются Коаргычанский и Ольдянинский выступы [76, 81]. Имеются и другие более мелкие выступы, строение которых слабо расшифровано.

Коаргычанский вал прослеживается в меридиональном направлении на 80 км при ширине 15–20 км, впрочем, наблюдаемые его контуры определяются современным срезом среднепалеозойских вулканитов и выходами раннепалеозойских гранитоидов. Судя по замерам кристаллизационной сланцеватости, простирание метаморфических образований субмеридиональное с наклонами под углами от 25 до 80° (преимущественно $40\text{--}65^\circ$), наблюдались микро-складки с углами падения крыльев до 80° . Фундамент интенсивно гранитизирован, породы мигматизированы. В бассейне р. Ольдяни по замерам кристаллизационной сланцеватости устанавливается моноклиальный наклон пород к востоку, интерпретируется восточное крыло крупного Батикского «синклинала» [232]. Присутствуют осложняющие асимметричные складки с размахом крыльев в первые сотни метров и углами наклона гнейсовидности на крыльях $40\text{--}90^\circ$, а также куполовидные структуры диаметром до 10 км [76].

Образования нижнего яруса чехла массива, представленные рифейскими и ордовикскими отложениями, образуют сравнительно небольшие выходы,

строение их расшифровано слабо. Обычно фиксируются моноклинали или ядра пологих складок с углами падения пород на крыльях от 25–30 до 40–50°, линейные складки имеют преимущественно субмеридиональное простирание. Одна из таких синклинальных складок закартирована в бассейне р. Ольдяни, на крыльях которой обнажаются породы нючалинской свиты, в ядре – заросшинской свиты рифея. Складка прослежена в меридиональном направлении на 10 км при ширине 2–5 км. Падение пород на западном крыле – 20–40°, на восточном – до 65°. Ордовикские терригенно-карбонатные толщи, обнажающиеся в выступе на правобережье р. Русская Коркодонская, дислоцированы в относительно простые складки субмеридионального простирания шириной 1–3 км с углами наклона крыльев 5–20, редко до 40°.

Девонско-раннекаменноугольные отложения (средний ярус) слагают крупные структуры типа вулкано-тектонических депрессий, более мелких просянок и грабенов, наиболее уверенно расшифровке поддаются структуры заключительного депрессионного этапа развития кедонского вулканизма. Более или менее уверенно реконструируются Гурникская и Озернинская вулкано-тектонические депрессии.

Гурникская депрессия охватывает лево- и правобережье р. Омолон, вытянута в субмеридиональном направлении, имеет овальную форму (35 × 22 км). Основание депрессии сложено нижними частями вулканитов кедонской серии, центральная часть выполнена вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами гурникской толщи, которые в большинстве случаев имеют центриклинальное залегание под углами 10–30°, и более молодыми образованиями. Северный и юго-восточный фланги депрессии нарушены многочисленными разломами, надвиговой и сбросо-сдвиговой природы, сопровождаются субвулканическими и экструзивными телами кислого состава, полями метасоматитов с золото-серебряной минерализацией.

Озернинская депрессия картируется в междуречье Ниж. и Верх. Коаргычан, имеет форму овала, удлинённого в меридиональном направлении. Выполнена структура туфами, игнимбритами и лавами кислого состава очакчанской толщи, залегающими на породах фундамента и гранитоидах абкитского комплекса с конгломератами в основании. Для депрессии характерно центриклинальное залегание покровов с углами падения 10–40°. В центральной части ее располагается лакколитообразное тело трахириодацитов, которое скорее всего маркирует канал, по которому поступал магматический расплав. Мощность вулканитов в центральной части депрессии резко возрастает до 800–1000 м, в краевых частях не превышает 200–400 м.

Образования верхнего яруса чехла массива в основном образуют крупные и более мелкие грабен-синклинали.

В северной части Южно-Омолонского блока выделяются субширотные Бродненская и Русскинская грабен-синклинали, выполненные пермско-мезозойскими терригенно-карбонатными и терригенными формациями, они имеют длину около 15 км и ширину 6–7 км, увеличивающуюся к западу до 12 км. Южные их борта ограничены дугообразными Бургагчанским и Русскинским сбросо-сдвигами, северные крылья структур характеризуются моноклиналильным падением пород в южном направлении под углами 5–20°. В центральной части породы залегают субгоризонтально. В зонах ограничи-

вающих разломов иногда наблюдаются приразломные складчатые деформации, крутизна залегания пластов резко увеличивается до 70–80°.

На юго-западном краю блока располагается Тарынский прогиб северо-западного простирания, выполненный мезозойскими толщами, он вытянут на 60–70 км и рассматривается как южный элемент линейной системы краевых прогибов Омолонского массива. Породы верхнего яруса чехла на восточном борту прогиба полого погружаются на запад и юго-запад [137]. Во внутренней части прогиба породы деформированы более значительно с образованием прерывистых неотчетливо выраженных складок северо-западного простирания. Протяженность складок – до 10 км, ширина – 2–6 км, наклон слоев пород на крыльях – до 20°. На западе, возле Тебанинского разлома наблюдаются надвиги и группы согласно ориентированных мелких, более крутых складок. Юго-восточным продолжением Тарынского прогиба представляется Хадаранджинская ступень, приуроченная к южному окончанию Юкагирской глыбы. Породы верхнего структурного яруса здесь, на северо-западе, залегают моноκлиально, а к краям блока дислоцированы в линейные складки субширотного и северо-западного простираний, приспособившаяся к контурам выступов пород среднего яруса чехла массива. Разрывные нарушения в основном сбросового характера также имеют широтное и северо-западное простирания.

Восточно-Омолонская зона рассматривается как более подвижная (погруженная) равновеликая Юкагирской глыбе часть Омолонского массива, А. П. Шпетным [345] она рассматривалась как Приомолонский шельф. На территории листа ее представляет треугольная в плане Ауланджинская складчато-блоковая зона. От Юкагирской глыбы отделяется субмеридиональным Верхнеомолонским разломом, по системе взбросов Чайваево-Мемского разлома северо-восточного простирания граничит со структурами Гижигинской складчатой зоны, южная периферия ее перекрыта крупноамплитудным надвигом.

Ауланджинская зона сложена образованиями верхнего яруса чехла увеличенной мощностью, которые снизу подстраиваются породами средне-верхне-каменноугольной вулканогенно-терригенной формации. Зона характеризуется сложным складчато-блоковым строением и объединяет ряд крупных брахиформных структур, разделенных разрывными нарушениями [212]. Вдоль западного края зоны чрезвычайно распространены мелкие линейные, линзо- и клиновидные блоки (горсты, грабены и ступени), представляющие собой практически мелкоблоковый коллаж, в совокупности отражающий обстановку дробления и сжатия на границе с Юкагирской глыбой. Это подтверждается и присутствием в пределах зоны взбросов и надвигов с падением плоскостей сместителей к юго-востоку. Формирование многих структур западной части зоны связано с длительно развивавшимся разломным ограничением Юкагирской глыбы.

К числу значительных структур зоны относятся Закоронный и Ауланджинский выступы фундамента, Пареньская и Анманданжинская антиκлинали, Намская, Мало-Ауланджинская и Ючугейская грабен-синκлинали.

Закоронный и Ауланджинский выступы – крупные выходы пород кристаллического фундамента с реликтами рифейских образований, вытянутые

в северо-северо-восточном направлении. Они перекрыты периклинально залегающими верхнедевонскими–нижнекаменноугольными толщами среднего яруса чехла. Структуры рассечены (участками ограничены) разрывными нарушениями северо-северо-восточного и восток–северо-восточного простираний.

Ауланджинский выступ представляет собой фрагмент гранито-гнейсового купола, восточная часть которого срезана крупным разломом. В ядре купола вскрываются ультраметаморфические образования (чарнокитоиды), обрамляемые с северо-запада слабомигматизированными кристаллическими сланцами золотогорской серии, которые слагают свод с пологим в целом залеганием образований. Породы, однако, характеризуются тектоническим разлинзованием, наблюдаются фрагменты мелких (шириной в несколько сантиметров) согласных с гнейсовидностью складок с сильно сжатыми замками [81]. Периклинальное обрамление купола представляют выходы круто (до 60–70°) залегающих амфиболитов и гнейсов приискательской серии.

Ючугейская грабен-синклиналь на правом берегу р. Омолон вытянута в северо-восточном направлении, на территории листа представлена своим южным флангом длиной 40 км, ширина ее – 10–20 км. Она сложена породами позднедевонского–каменноугольного возраста, залегающими на юго-восточном крыле структуры под углами 10–25°. Северо-западное крыло срезано тектоническими нарушениями, вблизи которых наблюдается мелкая складчатость, углы залегания пластов пород в складках возрастают до 40–60°.

Пареньская брахиантиклиналь [212] находится в бассейне верхнего течения р. Парень, имеет субмеридиональное удлинение. Ядро структуры сложено породами хаямской свиты нижнего–среднего карбона, а ее крылья – верхнепалеозойскими толщами. Сложные очертания структуры обусловлены смежными синклиналями поперечного простирания. Углы падения пород на крыльях складки составляют 20–30°, в центральной части отмечаются более напряженные дислокации.

Анманджинская горст-антиклиналь ориентирована в северо-восточном направлении, ее протяженность составляет 50–60 км, а ширина около 25 км. В ядре структуры обнажаются отложения крестикской и ючугейской свит, перекрываемые на крыльях верхнепалеозойскими толщами с углами падения в 20–30°. Ядро, а в большей степени крылья структуры нарушены многочисленными взбросами и надвигами северо-восточного простирания.

Намская и продолжающая ее к юго-западу Мало-Ауланджинская брахисинклинали в длину достигают 70 км, а в ширину на северо-восточном окончании – 20 км. Складка сложена верхнепермскими и триасовыми отложениями, сопровождающимися пластовыми залежами пород ололонского эссекит-тешенитового комплекса. Углы падения крыльев брахисинклинали колеблются от 10–15 до 20–30°. На юго-западном фланге края структуры нарушены продольными взбросами и надвигами.

Яно-Колымская складчатая система

Яно-Колымская складчатая система на территории листа представлена своим юго-восточным флангом, где распространен мощный верхоянский

комплекс в виде единого верхнепалеозойско-мезозойского структурного этажа. Выделяющиеся мощные аспидная, граувакково-сланцевая, черносланцевая, флишевая (флишеоидная) и шлировая формации образуют определенные пространственно-временные сочетания и индивидуализированные для структур вертикальные ряды (подэтажи) [115]. Здесь наблюдаются лишь восточные окончания структур системы. Наиболее крупными, представленными почти в целом виде, являются Хетагчанское поднятие, замыкающее на востоке цепь внутренних поднятий Яно-Колымской системы, и Гижигинская складчатая зона. С запада на территорию входят окончания Сугойского и Арmano-Вилигинского синклинориев.

Хетагчанское поднятие удлинненной в плане формы располагается на западе территории, занимая среднее течение р. Сугой, на юго-западе оно граничит с Сугойским синклинорием, находящемся в основном на площади смежного с запада листа. С северо-восточной стороны поднятие имеет четкое тектоническое ограничение, его структуры по Тебанинскому разлому надвинуты на край Омолонского массива. Поднятие представляет собой несколько асимметричное сложное складчато-блоковое сооружение, в структуре которого довольно отчетливо проявлены разнонаправленные тектонические планы. В ядре поднятия обособляются структуры, сложенные пермскими и триасовыми толщами, они имеют общее северо-западное простирание, более мелкая осложняющая складчатость имеет поперечное субширотное и северо-восточное простирание. Расположение основных структурных элементов поднятия подчинено субширотному направлению с отклонениями к северу и югу, другие, вероятно, более поздние дислокации обладают преимущественно поперечной (субмеридиональной и северо-западной) ориентировкой. Складчатые структуры поднятия в целом обладают изометричными контурами, по расположению зеркала мелкой складчатости они близки к брахиформному или коробчатому типу.

В центральной части поднятия выделяется субширотно вытянутая Левохетагчанская брахиантиклиналь, в ее ядре обнажаются наиболее древние (верхнепермские и нижнетриасовые) породы. Брахиантиклиналь асимметрична, имеет крутое южное крыло и более пологое северное, асимметрична она и по простиранию, ось ее круто погружается к западу и более полого к востоку. Периклиналь складки, так же как и ее центральная часть, осложнена субширотными разрывами и дополнительными мелкими килевидными складками. Ширина этих складок – 300–400 м, протяженность – не более 3–4 км, углы падения крыльев складок – 50–70°. В осевых частях складок верхнепермские отложения разбиты трещинами субширотного кливажа. Зеркало мелкой складчатости в ядре брахиантиклинали близко к горизонтальному положению и наклонено на крыльях под углом 20–40°. Отмечаются узкие приразломные прямые и наклонные складки с амплитудой в первые десятки метров и крутым (50–80°) наклоном крыльев [121].

К югу от брахиантиклинали верхнетриасовые отложения дислоцированы в линейные складки преимущественно субширотного простирания, объединяющиеся, по К. Л. Львову [137], в Джапкачано-Волнинскую систему складок. Для системы складок характерно пологое зеркало складчатости, шарниры складок горизонтальные или полого погружаются на запад и юго-запад. Ши-

рина складок – до 1 км, протяженность – 5–10 км, общий наклон крыльев складок – 15–30°, они часто осложнены рядом продольных мелких складок.

Несколько обособленная южная часть поднятия известна под названием Босувской брахиантиклинали [122]. Структура обладает изометричной (30×40 км) формой и очень пологим сводом, в котором обнажаются средне-триасовые отложения. Осложняющая складчатость широтного направления характеризуется пологими, чашеобразными синклиналями, чередующимися с узкими прямыми антиклиналями. Наклон слоев на крыльях мелких складок составляет обычно 10–35°, реже – до 40–50°. Брахиантиклиналь пересекается мелкими разломами сбросового типа обычно широтного простирания.

Бургагчанская брахисинклиналь выделяется в центральной части поднятия, расположена в междуречье Коркодон–Сугой, она несколько вытянута в широтном направлении, однако мелкая складчатость в его пределах ориентирована меридионально [137]. Аномальный разворот складок объясняется блоковыми перемещениями фундамента или влиянием интрузий Коркодон-Наяханского ряда. Среди осложняющих меридиональных дислокаций преобладают прямые линейные складки с углами падения крыльев до 70°. Центральная часть брахисинклинали и ее южное крыло прорваны крупными и более мелкими телами гранитоидов наяханского комплекса, дайками, расчленена преимущественно меридиональными сбросами.

Левокоркодонская антиклиналь северо-западного простирания, в ядре которой вскрываются среднетриасовые толщи, прослеживается на 70 км вдоль северо-восточного края Хетагчанского поднятия, ограниченного здесь крупным Тебанинским надвигом. Малая ширина (0,5–10 км), отчетливо линейный характер и асимметричный поперечный профиль структуры говорят о ее приразломной природе. Северо-восточное крыло структуры более крутое, наклон слоев пород – 30–60°, оно нарушено мелкими надвигами, входящими в систему Тебанинского разлома. Во внутренней части развиты осложняющие прямые, реже наклоненные на восток складки. Юго-западное крыло более пологое, линейные складки переходят в брахиформы часто другой ориентировки, падение пластов пород на крыльях складок здесь не превышает 20–40°.

Широко распространенные на поднятии разрывные нарушения имеют субширотную и северо-восточную ориентировки. Северо-восточные нарушения обычно представлены вертикальными или крутонаклонными сбросами и взбросами. Среди субширотных преобладают круто (80°) наклоненные к северу преимущественно правосторонние сдвиги. В южной части поднятия нарушения концентрируются в составе Джапкачанской и Бургалинской зон смятия, где с протяженными разрывами ассоциируют полосы напряженной линейной складчатости пород. Вблизи разрывных нарушений наблюдаются многочисленные острые прямые и наклонные складки с углами падения крыльев в 60–70°. Горизонтальная амплитуда перемещения крыльев сдвигов достигает 1,5–2 км.

Гижигинская зона протягивается в северо-восточном направлении от бассейна р. Наяхан (на западе) до бассейнов рек Гижига и Парень. В отличие от известных [145] представлений о принадлежности к Омолонскому массиву, мы считаем Гижигинскую зону элементом Яно-Колымской системы, нахо-

дящимся на восточном продолжении Сугойского и Арmano-Вилигинского синклинориев. Зона является блоково-складчатым сооружением, сложенным в основном пермскими и триасовыми, а на восточном фланге, кроме того, каменноугольными и юрскими толщами. К сожалению, многие черты строения зоны не могут быть удовлетворительно расшифрованы, так как значительная, особенно северо-восточная ее часть скрыта под вулканическими полями ОЧВП и под осадками неотектонических впадин. По особенностям строения, в т. ч. по несколько различному вещественному сложению, намечаются две крупные части зоны (юго-западная и северо-восточная), разделяющиеся Вархаламским скрытым разломом.

Юго-западная часть либо полностью, либо частично ранее относилась к южному окончанию Сугойской складчатой зоны [62, 145]. Однако результаты структурно-фациального районирования и интерпретации геофизических материалов убеждают в правомерности отнесения ее к Гижигинской зоне. Распространенные здесь пермские и триасовые отложения образуют довольно крупные линейные и брахиформные складки, длинной осью ориентированные в субширотном – северо-восточном направлении. Они рассечены серией параллельных разломов, расположенных субсогласно складкам и определивших для структур облик горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Породы прорваны многочисленными гранитоидными интрузивами, вероятно, также деформировавшими их и способствовавшими приобретению изометричных контуров. Триасовые складчатые структуры во многих случаях согласуются с морфологией «провисов» кровли интрузивов.

По выходам разновозрастных толщ выделяется ряд крупных кулисообразно расположенных горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Четко обособленные Электапская и Мунничанская горст-антиклинали сложены верхнепермскими породами, пологий свод Электапской структуры снабжен дополнительной брахисинклиналью [189]. Обобщенный наклон крыльев структур – 10–20°. Крылья осложнены дополнительными, иногда различно ориентированными складками с падением крыльев до 50–70°. Нимкачанская и Эниктукунская грабен-синклинали выполнены верхнетриасовыми отложениями, дислоцированными в мелкие сложные складки без четко выраженной ориентировки. Крутизна падения их крыльев составляет 20–50° [168].

Северо-восточная часть Гижигинской зоны в большинстве своем скрыта под покровами ОЧВП, лишь иногда в эрозионных окнах обнажаются верхнепалеозойские и мезозойские толщи, кое-где имеются выступы дорифейского основания. Наиболее крупный Хопкинейский выступ дорифейских метаморфических образований имеет приближенно ромбовидную форму, раздроблен разломами, чехол представляют рифейские и верхнепалеозойские толщи.

В пределах складчатой зоны наряду с брахиформными складками выделяются зоны узких линейных, часто приразломных складок, интрузивно-купольные структуры и надвиги. Вдоль северо-западного разломного ограничения зоны интервалами, в среднем течении р. Ирбычан, в бассейне р. Парень и в верховьях р. Магивеем, прослеживается полоса (шириной 5–10 км) линейной, довольно напряженной складчатости. Пермские и триасовые отложения в этой полосе собраны в узкие прямые, килевидные, иногда изоклинные складки шириной 1–3 км. Местами они осложнены более

мелкими дислокациями, отмечаются субвертикальные и опрокинутые положения крыльев складок.

Крупная Верхнеирбычанская брахиантиклиналь вытянута на 30 км в субмеридиональном направлении. Ее крылья сложены верхнепермскими отложениями, а в ядре вскрыты нижнекаменноугольные породы, прорванные позднемеловыми гранитоидами. Формирование брахиантиклинали связывается с внедрением интрузива [212]. Структура осложнена складками более высоких порядков с углами наклона крыльев 60–70°, местами слои запрокинуты в сторону от массива.

Характерны небольшие изометричные интрузивно-купольные структуры диаметром 10–15 км. В ядрах структур вскрываются гранитоидные штоки и наиболее древние пермские и триасовые породы. Они окаймляются периклинально залегающими триасовыми и юрскими слоями, иногда концентрически расположенными складками или кольцевыми разломами [102].

Среди многочисленных разрывных нарушений преобладают элементы северо-восточного и субширотного направлений. Первые, как правило, относятся к взбросам и надвигам, вторые – к сдвигам. Их кинематические особенности могут быть объяснены общим надвиговым типом перемещения структур Гижигинской зоны к северо-западу.

В верховьях р. Бол. Авлондя обособляется крупный Хиталинский аллохтон палеозойско-мезозойских толщ Гижигинской зоны, надвинутый на юго-восточный край Омолонского массива. Возможно, этот аллохтонный блок смещен с более древнего основания зоны, перекрытого в настоящее время кайнозойскими отложениями Гижигинской неотектонической впадины. Толщи аллохтонного блока дислоцированы в антиклинальные и синклинальные складки с углами наклона слоев на крыльях складок 30–50°. Судя по фрагментам структур, в большинстве скрытых под покровами ОЧВП, складки приобретают здесь аномальное северо-западное простирание. Аллохтон расчленен более поздними субширотными разломами и дуговыми нарушениями.

Сугойский синклиниорий представлен частью ответвления основного структурного элемента, заходит на территорию листа с запада в верховьях р. Сугой. Здесь, по данным С. И. Филатова (1970 г.), выделяется ряд сложных антиклинальных и синклинальных складок юго-восточного–субширотного простирания; складки обычно асимметричные, их осевые плоскости наклонены к югу. Основной на площади является Насучанская синклиналь юго-восточного простирания, она имеет ширину около 40 км, на востоке срезана Буксундинским разломом. Ее осевую зону слагают среднеюрские отложения, на крыльях вскрываются нижнеюрские и верхнетриасовые толщи. Синклиналь осложнена более мелкими линейными складками шириной от десятков метров до 1,5 км и субсогласными разрывными нарушениями. Углы падения крыльев складок – 50–80°, северо-восточные крылья более крутые, иногда отмечаются опрокинутые залегания пластов пород.

Армано-Вилигинский синклиниорий, являющийся конечным звеном Приохотской синклинальной зоны [63], входит на территорию своим северо-восточным окончанием. Для синклинория, большая часть которого скрыта под покровами ОЧВП, характерны мощные (до 8–9 км) и полные разрезы триасовых и юрских отложений, значительную роль в них играет вулканогенный ма-

териал [313]. Юрские толщи на северо-восточном окончании Арmano-Вилигинского синклинория образуют крупную Вилигинскую синклиналь юго-восточного простирания. В мульде она осложнена дополнительной антиклиналью шириной 2–4 км, имеет асимметричный характер. Углы падения слоев на крыльях складок колеблются в пределах 5–50°, но обычно составляют 20–40° [188]. Складчатые структуры рассечены небольшими малоамплитудными сбросами северо-западной и северо-восточной ориентировок.

Тайгоносско-Западно-Корякская система

В границах территории листа система представлена своим Тайгоносским звеном, характеризующимся существенно вулканогенным типом верхнепалеозойско-мезозойских отложений, северо-восточным линейным планом тектонических структур и общим сложным складчато-надвиговым строением. К крупнейшим структурным элементам системы должны быть причислены Авековский блок архейских кристаллических пород, Северо-Тайгоносский синклинорий, Южно-Тайгоносский антиклинорий и, частично, Пенжино-Анадырский синклинорий.

Авековский блок располагается на севере п-ова Тайгонос и разделяет структуры Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской систем. Блок вытянут в северо-восточном направлении на 120 км, ширина его – 20–50 км. Северо-западной границей его является Колымакский надвиг, полого (10–20°) наклоненный к юго-востоку, по которому Авековский блок надвинут в северном направлении. Общее горизонтальное перемещение блока составляет 25–50 км, мощность аллохтона оценивается в 5–7 км [62, 102]. Автохтон, предположительно, сложен дислоцированными и метаморфизованными до уровня амфиболитовой фации верхнепалеозойскими толщами, обнажающимися в обрамлении архейских образований и в небольших эрозионных окнах на междуречье Авекова–Колымак. Юго-восточной границей блока служит Верхнепылгинский разлом с сопряженной с ним зоной смятия.

Метаморфические образования Авековского блока дислоцированы в различной степени, собраны в куполовидные и линейные складки преимущественно северо-восточного простирания с обобщенно юго-западным погружением шарниров. Размах крыльев складок – 1–8 км, углы наклона сланцеватости на крыльях складок – 40–70°. Мелкая складчатость и плейчатость наблюдались лишь в гранат-биотитовых гнейсах низов пургоносской серии [102]. Породы насыщены послойными мигматитами, интродуцированы массивами мезозойских гранитоидов, рассечены разломами. Проявленные процессы диафтореза локализованы в линейных тектонических зонах северо-восточного простирания.

Северо-Тайгоносский синклинорий располагается южнее Авековского блока, он прослеживается на 120 км в северо-восточном направлении через весь полуостров, ширина его – 30–50 км. Это асимметричная структура с широким северо-западным и более узким юго-восточным крыльями. Синклинорий сложен верхнепермскими, триасовыми, юрскими и нижнемеловыми отложениями, характеризующимися циклическим чередованием (до четырех циклов) терригенных, терригенно-вулканогенных и вулканогенных пород [150].

Широкое крыло синклиория, примыкающее к Авековскому блоку, имеет ступенчатое строение: плоские ступени разграничиваются более узкой Хальпильской зоной сложных линейных складчатых и разрывных дислокаций. Северная ступень, образованная сравнительно слабодислоцированными пермскими отложениями, характеризуется преобладанием пологих флексур и асимметричных складок шириной 2–6 км с наклоном крыльев под углами 15–25°, до 40–50°, более круто наклонены юго-восточные крылья складок. Южная (Среднинская) ступень шириной 10–20 км, сложенная в основном верхнеюрскими и нижнемеловыми толщами, характеризуется присутствием кулисообразно расположенных коробчатых синклиналей и изометричных куполообразных антиклиналей. Залегание пород в замковых частях складок пологое, на крыльях 35–40° и достигает 60–65°. Замечается некоторая асимметрия складок, их юго-восточные крылья более крутые.

Хальпильская зона линейных складчатых дислокаций разграничивает ступени, прослеживается от п-ова Хальпили в северо-восточном направлении на 100 км и более, имеет ширину 10–15 км. В ее пределах прослеживаются продольные и косо ориентированные разрывные нарушения. Породы верхнетриасовых и ниже-среднеюрских толщ собраны в протяженные (до 15–20 км) и очень узкие (2–3 км) складки различных порядков, осложненные крутонаклонными разломами. Складки часто, особенно мелкие (шириной 100–400 м), асимметричные с более крутыми (70–80°), а иногда запрокинутыми юго-восточными крыльями. Синклинальные складки, как правило, более широкие, антиклинальные – более узкие и острые. Наклон осевых плоскостей асимметричных складок в целом колеблется в пределах 65–80°.

Колемнынская синклиналь, выполненная верхнеюрскими и нижнемеловыми толщами, как бы вложена в центральную часть Северо-Тайгоносского синклиория и в общих чертах повторяет его форму, ширина ее – 5–28 км. Характерно широкое и более пологое (с углами наклона 15–30°) северное крыло и узкое крутое южное. Моноклинальное залегание пород северного крыла местами осложняется флексурами с углами наклона слоев пород 50–80°, которые иногда сопровождаются разрывными нарушениями.

Более узкое юго-восточное крыло синклиория сложено в основном юрскими толщами, преобладают северо-западные наклоны пластов пород под углами 60–80°. Вблизи Вискичунского надвига породы дислоцированы в очень крутые изоклинальные складки с размахом крыльев около 500 м и падением пород на крыльях под углами 80–85°.

Южно-Тайгоносский антиклинорий, большая часть которого занята гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива, фрагментарно (на 120 км) при ширине до 25 км прослеживается вдоль юго-восточного края п-ова Тайгонос; антиклинорий, по-видимому, надвинут на структуры Северо-Тайгоносского синклиория. В ядерной зоне антиклинория, смещенной к его юго-восточному краю, фрагментами обнажаются глубокометаморфизованные и дислоцированные ордовикские и нижнекаменноугольные отложения. Породы ядерной зоны слагают в теле массива пластины, представляющие собой либо погружающиеся на юг моноклинали, либо пакеты слабо запрокинутых к северо-западу складок. Протяженность таких пластин – 20–40 км, ширина – 5–10 км. В лежащем боку пластин наблюдаются кулисообразно расположенные асимметричные

складки с размахом крыльев 0,5–1 км и наклоном пластов на крыльях 20–30°, иногда до 60–80°. Антиклинальные складки имеют крутые северо-восточные и пологие юго-западные крылья. В висячем боку пластин преобладают моноклинально лежащие породы, погружающиеся на юго-восток под углами 65–70° [150].

К северной части антиклинория приурочены выходы верхнеюрских отложений, слагающих, по Н. Б. Заборовской [85], Мальминскую синклираль. Осложняющие синклираль складки имеют размах крыльев до 1 км, углы падения пород на крыльях складок колеблются в пределах 50–80°. В интерпретируемых контурах антиклинория, как и для всей Тайгоносско-Западно-Корякской системы, характерно широкое распространение продольных разномасштабных разрывных нарушений взбросового и надвигового типов с преимущественным наклоном сместителей к юго-востоку; существуют также поперечные разрывы, по которым блоки смещены относительно друг друга.

Прибрежная часть п-ова Тайгонос, сложенная триасово-юрскими и меловыми отложениями, составляет северное крыло Пенжино-Анадырского синклинория [150]. Он характеризуется чешуйчатым строением, выделяется несколько тонких и более мощных (200–1000 м) пластин, зажатых между субпараллельными взбросами и надвигами, падающими к юго-востоку под углами 40–80°. В структурном отношении, по мнению А. Д. Чехова, образования представляют собой типичную аккреционную призму (с меланжами и олистостромами) [201, 226]. Триасово-юрские кремнисто-вулканогенные толщи, как это хорошо видно в районе мыса Поворотный, образуют в совокупности с ультрабазитами и габбро типоморфную офиолитовую ассоциацию.

По мнению других исследователей [50], юго-восточное побережье п-ова Тайгонос и Пенжинская губа представляют участок Кинкильской пограничной системы между Охотоморским блоком и Камчаткой, а значит можно предполагать и ее пограничную позицию между структурами Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областями. Пограничная система объединяет Кинкильский прогиб, куда входит край п-ова Камчатка и прилегающая площадь Пенжинской губы и юго-восточное побережье п-ова Тайгонос. Прогиб выполнен эоценовым терригенно-вулканогенным структурно-вещественным комплексом мощностью до 2200 м. Вулканические породы комплекса (базальты, андезиты, реже дациты и их туфы) принадлежат к известково-щелочной серии, базальты кинкильской свиты по геохимическому типу занимают промежуточное положение между породами островных дуг и окраинно-континентальных вулканических поясов.

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Область в юго-восточной части территории листа представлена небольшим фрагментом Приохотско-Укэляятской складчатой зоны, где выделяется небольшое Кинкильское поднятие, сложенное породами терригенной формации палеоценовой геткилнинской свиты. Породы дислоцированы в линейные и коробчатые складки северо-восточного простирания с углами наклона крыльев 20–50°, нарушены продольными разрывами.

С несогласием перекрывающие их эоцен-олигоценые вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения (кинкильская, иргирнинская и ратгинская свиты) могут быть принадлежностью Западно-Камчатского вулканогенного пояса [65] или рассматриваться в качестве молассы орогенного этапа [62]. Толщи пород образуют брахиформные складки с наклоном крыльев до 30° и горизонтальным положением в мульдах и сводах, характерны дивьюнктивные дислокации.

Орогенные структуры мезозоид

По составу выполнения, форме и ориентировке впадин, а также по соотношению с основанием можно различать лишь орогенные структуры Омолонского массива, находящиеся к северу от территории листа, Балыгычано-Сугойский прогиб и Вискичунскую впадину.

Балыгычано-Сугойский прогиб. Меловой прогиб общего субмеридионального простирания располагается западнее территории, на площадь листа входит лишь юго-восточное окончание его Омсукчанской брахисинклинали.

Время заложения прогиба (апт) определяет его принадлежность к позднеорогенным структурам, по соотношению с породами основания он представляется наложенной молассовой впадиной Яно-Колымской складчатой системы, при этом выявляются признаки и более раннего, в некоторой степени унаследованного развития от мезозойских структур [117]. Прогиб заложен по Омсукчанскому глубинному разлому фундамента складчатой системы.

Юго-восточная часть Омсукчанской брахисинклинали выполнена образованиями нижнего структурного яруса прогиба: нижнемеловыми риолитами аскольдинской свиты, осадочными толщами уликской, галимовской, айгурской и топтанской свит общей мощностью до 5000 м. Породы аскольдинской свиты представляют риолитовую формацию, которая сменяется выше мощной угленосной молассой. Они с угловым несогласием перекрывают складчатые триасовые и юрские отложения Сугойского синклиория, слагают юго-восточное центриклинальное замыкание брахисинклинали, наклон слоев пород не превышает $15\text{--}20^\circ$.

Вискичунская впадина. Орогенный комплекс в Тайгоносско-Западно-Коряжской складчатой системе составляет апт-альбская моласса – вулканогенно-осадочная рябинкинская свита, залегающая с несогласием на подстилающих нижнемеловых отложениях. Она выполняет Вискичунскую мульдообразную впадину северо-восточного удлинения, в целом согласующуюся со структурами Северо-Тайгоносского синклиория. Юго-восточное крыло мульды перекрыто надвинутыми структурами Южно-Тайгоносского антиклиория. Ширина мульды – около 13 км, протяженность ее на суше – 35 км и, по-видимому, мульда продолжается к юго-западу, в акваторию зал. Шелихова. В целом спокойное мульдообразное залегание пород рябинкинской свиты осложнено продольными разрывными нарушениями и согласующимися с ними дополнительными складками шириной 200–300 м с углами наклона пластов пород на крыльях $20\text{--}30^\circ$ и возрастающими до $40\text{--}50^\circ$ вблизи тектонических нарушений.

СТРУКТУРЫ ПОСТОРОГЕННОГО (АКТИВИЗАЦИОННОГО) ЭТАПА

К структурам ранне-позднемеловой (альб-кампанской) активизации относится Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и ряд более мелких структур.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

Пояс приурочен к юго-восточному краю Верхояно-Чукотской складчатой области и протягивается почти на 3000 км, примерно следует разделу структур Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской складчатых систем. Он пересекает южную континентальную часть территории листа в северо-восточном направлении, ширина его – 50–120 км. Принадлежит к типу краевых (окраинно-континентальных) вулканических поясов [18], представлен крупной наложенной структурой, развившейся на границе взаимодействующих геоблоков с различными типами земной коры [19]. По геофизическим данным, интерпретируется наклонное под континент положение раздела, рассматривающегося в качестве зоны субдукции [208].

Рассматриваемый отрезок пояса представляет собой части его Охотского и Пенжинского секторов [18], вулканические покровы несогласно перекрывают складчатые и орогенные структуры мезозойского периода. Следует отметить, что вулканические покровы не образуют сплошного покрова; фрагментарно обнажено складчатое основание пояса, а внешняя граница весьма прихотлива, присутствуют многочисленные обособленные вулканические поля. В составе этой части ОЧВП выделяются крупные вулканические поля: Аликское, Наяханское, Туромчинское, Ахавеемское и Учинейское, в целом они соответствуют и крупным вулканотектоническим депрессиям.

Аликское вулканическое поле располагается в юго-западной части территории, несколько вытянуто в северо-восточном направлении, площадь его – около 150 км². Сложено в основном верхнемеловыми вулканиками среднего состава таватумской свиты и кананыгинской толщи, с угловым несогласием перекрывающими складчатые юрские толщи. Общая моноклиальная структура поля осложнена разрывными нарушениями северо-восточного простирания, сопровождается гранитоидными массивами позднемелового светлинского комплекса.

Наяханское вулканическое поле субовальной в плане формы с меридиональным удлинением занимает правобережье р. Наяхан, сложено преимущественно покровами андезитов таватумской свиты и туфами и лавами дацитов и риолитов наяханской свиты. Вулканические покровы с угловым несогласием перекрывают складчатые триасовые отложения. Распространены субвулканические тела кислого состава и гранитоидные массивы позднемелового наяханского комплекса. В северной части поля гранитоиды на глубине объединяются в единый крупный (до 5000 км²) плутон, что подтверждается гравиметрическими данными и ареалами измененных пород.

Туромчинское вулканическое поле (прогиб) отчетливо северо-западного простирания занимает междуречье Туромча–Вархалам, сложено лавами, игнимбритами и туфами кислого состава верхнемеловых вархаламской и хайчанской толщ, среднего состава туромчинской толщи, вулканогенно-терри-

генными породами. Вулканиды залегают несогласно на складчатых триасовых толщах Гижигинской зоны, на северном окончании перекрывают верхний ярус чехла Омолонского массива. Интерпретируется линейная вулканотектоническая структура протяженностью до 100 км при ширине около 45 км. Вдоль юго-западного борта структуры сконцентрированы субвулканические тела кислого состава и гранитоидные массивы поздне мелового ахавеевского комплекса, здесь, вероятно, располагались и каналы излияний трещинного типа. Вулканиды центральной части структуры залегают спокойно, с пологим центриклинальным падением, но местами осложнены более мелкими вулкано-структурами, рассечены серией поперечных северо-восточных и субширотных нарушений; к грабенообразным блокам часто приурочены покровы базальтов палеогеновой кытыймской свиты.

Ахавеевское вулканическое поле, рассматриваемое в качестве депрессии северо-западного удлинения, имеет ширину около 60 км. Выполнено ниже-верхнемеловыми вулканидами преимущественно среднего-основного состава (широкинская толща, чайваве-емская свита). Залегание эффузивов в целом пологое с небольшим ($5-15^\circ$) общим центриклинальным наклоном, возрастающим до $25-30^\circ$ в местах осложнений. Характерны осложняющие и ограничивающие структуру с юга крупные широтные разломы [102]; южный край ее осложнен просадкой (диаметром около 10 км). Контуры просадки подчеркнуты дуговыми разломами, по которым вулканиды ступенчато погружаются к ее центру.

Учинейское вулканическое поле располагается у восточной границы территории, сложено в основном базальтами и андезитами меловой чайваве-емской свиты. Покровы эффузивов залегают полого, моноклинально и субгоризонтально, осложнены нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений, интрузивно-купольными поднятиями диаметром 15–20 км. Интрузивно-купольное поднятие в верховьях р. Учиней очерчено дуговыми разломами, к центральной части приурочены субвулканические тела риолитов и интрузии поздне меловых гранитоидов.

На площади ОЧВП выделяются главным образом по результатам дешифрирования МАКС крупные (диаметром 40–70) км кольцевые Тукичанская, Осиновская, Ненкатская, Гармандинская структуры. Их каркасные дуговые ограничения подчеркиваются соответствующим положением долин водотоков, приуроченностью к ним субвулканических тел, интрузивов гранитоидов, контурами полей вулканидов. Примечательно, что наиболее четко выражены западные ограничения структур; такие явления иногда объясняются перекосом тектонических блоков при общих сдвиговых, в данном случае левосторонних сдвиговых движениях.

Часть территории, находящаяся севернее ОЧВП, относится к перивулканической зоне пояса [216], в пределах которой выделяются субмеридиональные зоны ТМА, наследующие положение скрытых разломов фундамента. Возникновение и развитие разломов и зон активизации сопряжено с субдукционными процессами в меловое время; к таким структурам на территории листа относятся Коркодон-Наяханская, Конгинская и, частично, Омсукчанская зоны ТМА.

Коркодон-Наяханская зона ТМА протягивается в северо-северо-западном направлении не менее чем на 150 км, выходя к северу за пределы площади. В современной структуре представлена отчетливо линейным концентрированным рядом крупных гранитоидных интрузивов позднемелового наяханского комплекса, сопровождается конкордантными разрывными нарушениями сбросового типа. Сливающиеся ореолы контактовых роговиков образуют единый пояс контактово-метаморфизованных пород. Ширина зоны уменьшается в северном направлении от 50 до 10–20 км. На центральном отрезке зоны интрузивы сопровождаются свитами позднемеловых даек диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиритов субмеридионального простирания, сравнительно небольшими полями позднемеловых вулканитов (преимущественно риолитов коркодонской толщи). На юге зоны ТМА гранитоиды образуют крупное плутоногенное поднятие, здесь же к ее положению приурочен клинообразный выступ вулканических покровов ОЧВП.

Конгинская зона ТМА прослеживается в субмеридиональном направлении по западному краю Юкагирской глыбы Омолонского массива, на территории листа находится лишь южный фланг зоны длиной 50 км, ширина ее здесь – 10–20 км. Зона ТМА приурочена к глубинному разлому, маркирующие зону покровы андезитов и риолитов конгинской свиты вместе с субвулканическими телами концентрируются в изометричных вулканоструктурах [61]. Среди них различаются сложные депрессии и относительно простые просадки, наряду с ними распространены интрузивно-эффузивные комплексы, представляющие структуры корневых зон. На южном фланге зоны выделяются Русскинская и Бургагчанская вулканические просадки – это сравнительно мелкие (20–30 км² площадью) изометричные структуры с опущенной по кольцевым разломам внутренней частью. Они выполнены чаще всего вулканитами средней и верхней подсвит конгинской свиты, залегающими центриклинально в краевых частях и практически горизонтально в центре структур. Просадки сформированы, вероятно, в результате опускания (на 200–400 м) кровли близповерхностных магматических очагов. Дуговые, ограничивающие разломы сопровождаются трещинными субвулканическими телами риолитов и риодацитов. В пределах структуры устанавливаются согласно ориентированные продольные разрывные нарушения сбросового типа, амплитуда смещения по сбросам не превышает первых сотен метров.

Омсукчанская зона ТМА входит на территорию своим юго-восточным окончанием, сопровождается отдельными покровами риолитов, субвулканическими телами и выходами гранитоидов мелового возраста.

КАЙНОЗОЙСКИЕ РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Структуры рифтогенной природы выделяются на континентальной и акваториальной частях листа. На суше они представлены неотектоническими впадинами, объединяющимися в Охотско-Анадырскую рифтовую систему, а в акватории являются элементами всей северной части мегавпадины Охотского моря.

Охотско-Анадырская рифтовая система образована серией удлиненных в северо-восточном направлении неотектонических впадин, обычно согласующихся с разломами такого же простирания. На юго-западном фланге системы располагаются Верхне-Сугойская и Наяханская впадины, восточнее – обширная Гижигинская впадина. На юго-востоке обособлена небольшая Имповемская впадина.

Верхне-Сугойская и Наяханская впадины выполнены неогеновыми отложениями, составляющими континентальную угленосную молассу. Мощность рыхлого выполнения впадин обычно составляет десятки метров, отдельные мульды, которым соответствуют отрицательные гравиметрические аномалии, погружены на 200 м. Верхне-Сугойская впадина северо-восточного простирания вытянута на 70 км при максимальной ширине на юго-западном фланге в 20 км. Впадина по бортам большей частью ограничена крупными разломами. Разлом северо-западного края впадины (Буксундинский) интерпретируется как правосторонний сдвиг, разлом на юго-востоке – левосторонний сдвиг, таким образом впадина может рассматриваться в качестве междвиговой структуры растяжения.

Обширной (протяженностью до 200 км и шириной до 60 км) является расположенная в восточной части территории Гижигинская впадина, в ограничениях и во внутренней структуре впадины участвуют разломы северо-восточного простирания, на северо-востоке она, вероятно, ограничивается широтными нарушениями. Впадина на юго-западном окончании открыта в сторону моря и, судя по геофизическим данным, продолжается погружениями в структуре морского дна. В основании чехла впадины располагаются вулканы палеогеновой кыгыймской свиты (базальтовая формация), они перекрыты рыхлыми кайнозойскими и четвертичными осадками. В расположении базальтовых полей обнаруживается линейная ориентировка в восток–северо-восточном направлении [102]. Она отражает, очевидно, направление разломов континентального рифтогенеза, служивших каналами глубинных излияний базальтов. Мощность кайнозойских осадков обычно не превышает сотни метров, но на отдельных участках (северный и южный края впадины) она, по-видимому, возрастает. К этим участкам приурочены отрицательные гравиметрические аномалии, по расчетам которых мощность рыхлых отложений может превышать 200 м. Залегание отложений в пределах впадины субгоризонтальное или слабо наклонное (3–5°), наклон увеличивается до 15° к бортам впадины и к локальным мульдам.

Акватории залива Шелихова и Пенжинской губы в региональном плане принадлежат к Восточно-Азиатскому грабеновому или рифтовому поясу [110, 187]. В море западнее шельфа Камчатки интерпретируется кайнозойская субмеридиональная деструкционная зона, находящаяся в основном к югу от территории листа и захватывающая южную часть Шелиховского бассейна. Вдоль деструкционной зоны действовали левосторонние сдвиговые движения, которые оказали существенное влияние на морфологию бассейнов (прогибов). Бассейны контролируются системами разломов, различными по времени заложения и кинематике, являются рифтогенными присдвиговыми и полигенетическими [110].

В границах территории листа выделяются Южно-Гижигинский, Шелиховский и Пенжинский бассейны. Протяженность бассейнов варьирует от 200 до

400 км при ширине 100–250 км. Мощность осадочного чехла – 2–4 км, в депоцентрах прогибов до 5–6 км. Осадочный чехол бассейнов перекрывает меловые вулканогенные толщи ОЧВП, юрские и меловые отложения Кинкильской зоны и, возможно, более древние образования; имеет ярко выраженное двухчленное строение [110].

В нижнем палеоцен-нижнемиоценовом подэтаже наблюдаются эшелонированные серии асимметричных, реже двусторонних симметричных грабенов северо-восточной ориентировки, сформированных вдоль протяженных (200–400 км) листрических левых сбросо-сдвигов раннепалеогенового заложения. Плоскости сбросо-сдвигов с амплитудой вертикальных перемещений до 3–5 км образуют крутые юго-восточные борта рифтогенных прогибов, грабенообразные трог и депоцентры в их пределах достигают в длину 40–100 км при ширине 5–25 км. Депоцентры прогибов обычно смещены к ограничивающим разрывным нарушениям. Считается, что процессы рифтогенеза в начальный этап сопровождалась вулканическими явлениями, затем следовало терригенное осадконакопление, мощность отложений – 1,5–3 км. Выше лежащие пострифтовые отложения, представляющие терригенную молассоидную формацию, залегают несогласно, распространены шире, образуют более пологие мульдообразные структуры.

На поверхности дна акватории в составе неравномерно распределенного кайнозойского чехла выделяются относительно приподнятые и относительно погруженные зоны. По распределению рисунка изопакит выделяются краевые и внутренние поднятия акустического фундамента. Краевые поднятия, отмечающиеся малой мощностью чехла, выделяются в западной части территории вдоль побережья п-ова Тайгонос и у западного побережья п-ова Камчатка. Внутренние поднятия акустического фундамента в основном изометричной формы выявляются по малой (около 1 км) мощности чехла в Южно-Гижигинском бассейне (Котовское и Вилигинское поднятия) и в Шелиховском и Пенжинском бассейнах (Подкагерное поднятие).

Выделяются также линейные антиклинали и синклинали, проявленные главным образом в основании бассейнов. На западе Южно-Гижигинского бассейна выделяется Тахтоямская антиклиналь северо-восточного простирания, протяженность ее на территории листа – около 40 км при ширине до 20 км. В ядре вскрываются образования олигоценового студеного сейсмокомплекса, антиклиналь осложнена и частично ограничена продольными и поперечными нарушениями.

Восточнее располагаются Наяханская и Авековская синклинали, разделенные Вилигинским поднятием акустического фундамента. Синклинали имеют общее северо-восточное простирание, длина их – 80–90 км, по данным сейсмических профилей, они проявлены лишь в нижних горизонтах кайнозойского чехла, ширина их по изопакитам кайнозоя – 10–25 км. Отмечается ундуляция шарниров складок, они осложнены иногда отклоняющимися по направлению дополнительными складками и в основном продольными разрывными нарушениями. Авековская синклиналь отличается полным разрезом, осложнена разрывными нарушениями, в основном в низах разреза, на востоке она граничит с поднятием Тайгонос с меньшей мощностью осадков (рис. 29).

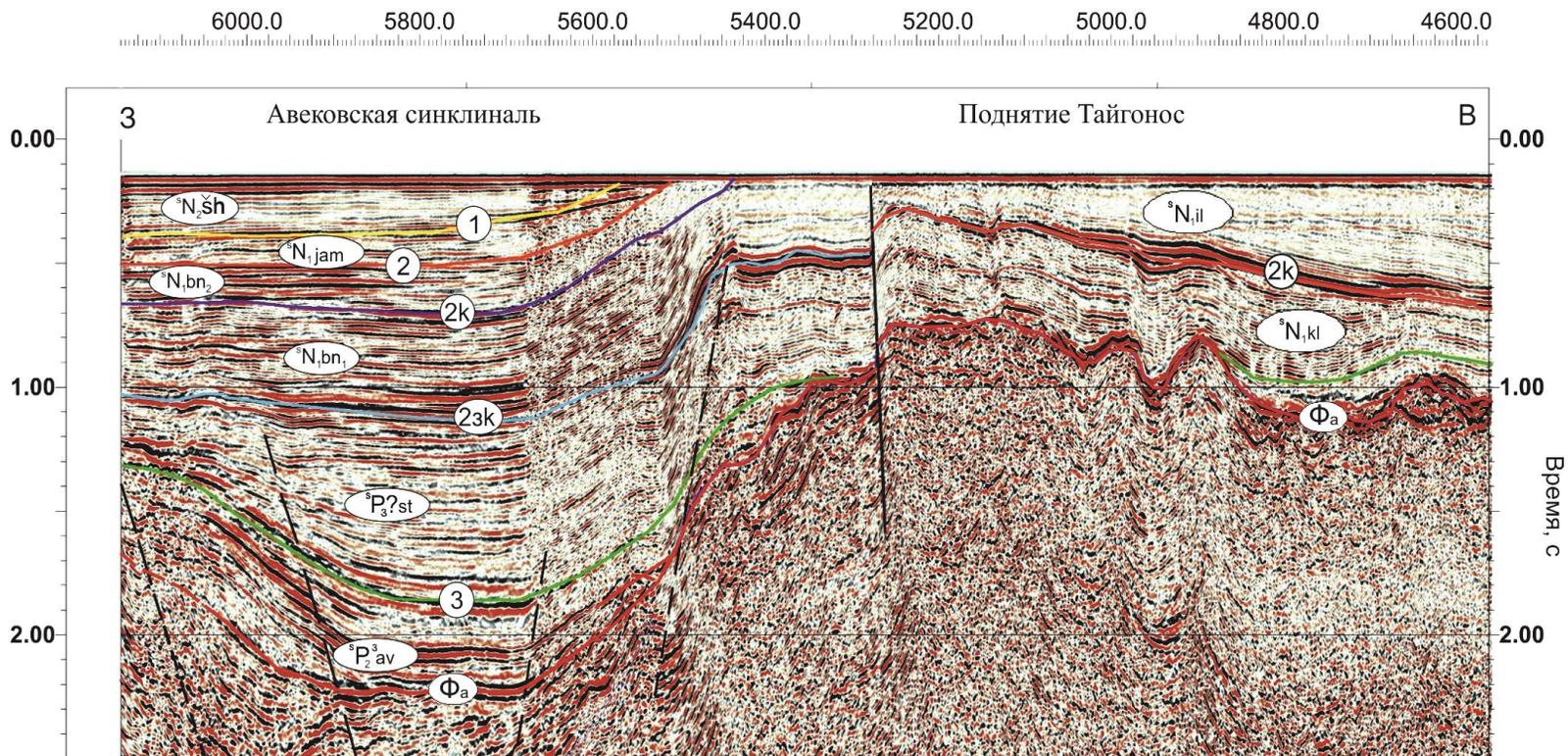


Рис. 29. Строение осадочного чехла в приграничной зоне Южно-Гижигинского и Шелиховского бассейнов. Временной сейсмический разрез по профилю РС0445.

Теланская антиклиналь в Шелиховском бассейне протягивается на 100 км через всю акваторию листа, выделяется по подошве энемтенского сейсмокомплекса с пологим периклинальным залеганием. В центральной части шарнир антиклинали выгнут, в связи с чем ширина ее увеличивается на концах до 40 км. Антиклиналь осложнена дополнительными складками и разрывными нарушениями.

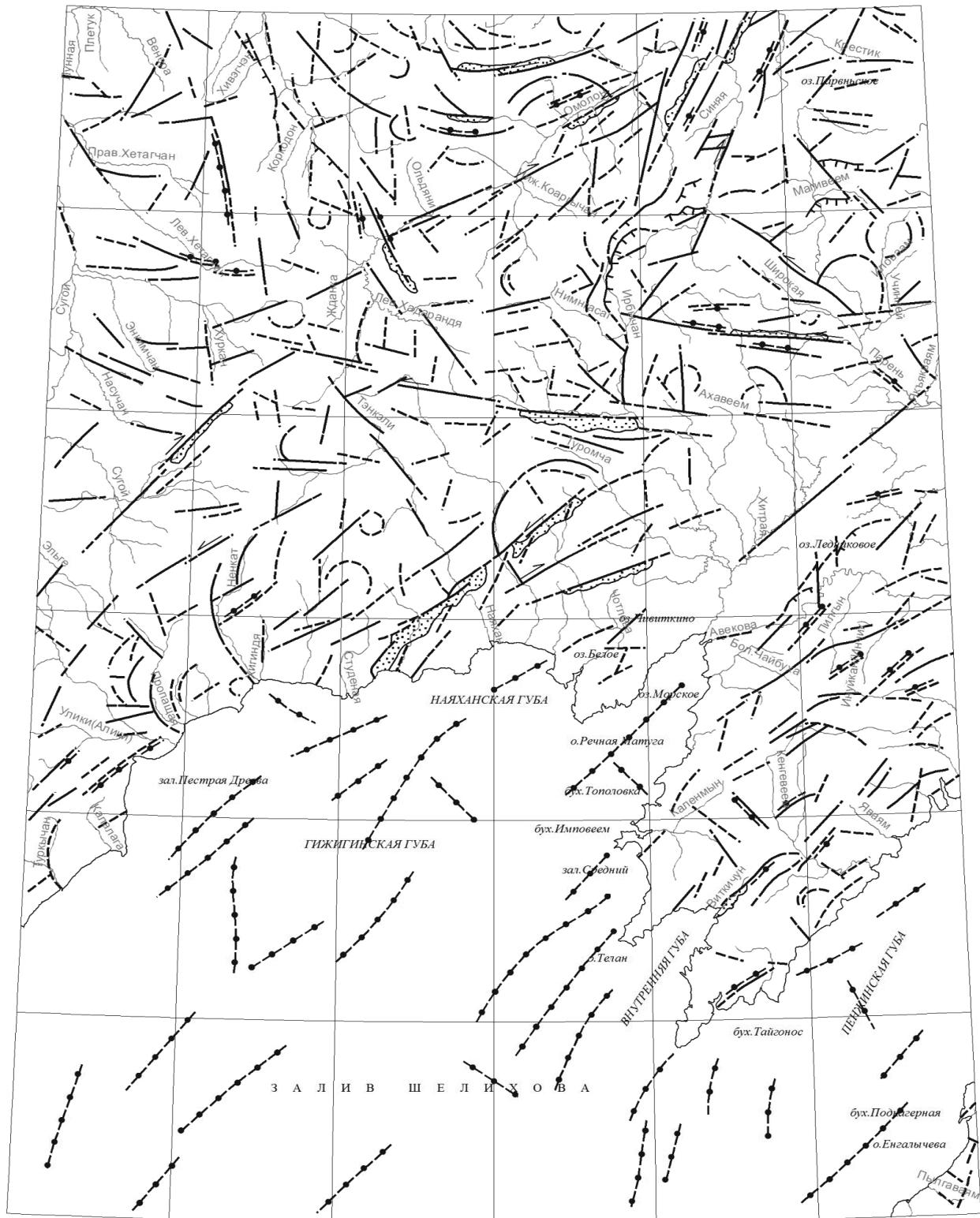
К осевой зоне Пенжинского бассейна приурочена Шаманкинская синклиналь северо-восточного простирания. Шарнир синклинали подвержен ундуляции, значительному погружению на юго-восточном окончании и изгибам в горизонтальной плоскости. Складка осложнена разрывами меридионального и северо-западного простираний.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

На территории листа довольно отчетливо проявлена блоковая структура, большинство структурных элементов ограничено крупными разломами, более мелкие расчленяют их на сегменты и блоки. Для прослеживания крупнейших разломов большое значение имели геофизические материалы, а также результаты дешифрирования материалов космических съемок (рис. 30). Разломы разнообразны, они различаются по времени заложения (хотя большинство из них в дальнейшем было подновлено), по масштабу, геометрической форме в плане и кинематике. Преобладают прямолинейные разломы в основном диагональной и ортогональной ориентировки, присутствуют разновидности дугообразной и изогнутой форм. Для установленных разломов по ориентировке плоскости сместителя и направлению перемещения крыльев чаще всего диагностируются сбросо-сдвиги, присутствуют надвиги (шарьяжи?) со значительной амплитудой перемещения. Крупнейшие дизъюнктивы характеризуются длительностью развития, большой глубиной заложения и вполне могут быть квалифицированы как глубинные разломы.

Наиболее древними по заложению, но действующими и в более поздние тектонические этапы являются граничные разломы (I порядка), разделяющие и ограничивающие крупнейшие структуры. Элементами ограничения Омолонского массива являются Тебанинский, Чайвавеемский и Гижигинский разломы; Яно-Колымская и Тайгоносско-Западно-Корякская системы разделяются Колымакским разломом.

Тебанинский надвиг, переходящий во взброс, является юго-восточным элементом зоны крупного Коркодонского разлома, служившего четкой юго-западной границей Омолонского массива. По Тебанинскому надвигу структуры Хетагчанского поднятия надвинуты на юго-западный край массива, перекрыв, вероятно, более раннее положение зоны Коркодонского разлома. Тебанинский надвиг прослежен по левобережью р. Коркодон на 50–60 км, почти повсеместно он выражен разделом триасовых отложений Хетагчанского поднятия и юрских толщ края Омолонского массива. Вертикальная амплитуда смещения по разлому составляет 1,5–2 км, амплитуда надвигания достигает 3–5 км. В современном структурном плане разлом представлен серией (шириной 200–500 м) надвигов, среди которых опознается фронтальный надвиг и ряд опережающих его элементов, в т. ч. в опущенном крыле, где надвиг сопро-



Масштаб 1:2500000



Рис. 30. Схема расположения линеаментов по материалам космических съемок.

1 - Прямолинейные линеаменты, выделяющиеся темными и светлыми полосами – фотоконтрастами и границами фототонов, уверенно (а) и предположительно (б); 2 - дуговые линеаменты, элементы кольцевых купольных и депрессионных структур, выделяющиеся уверенно (а) и предположительно (б); 3 - уверенно устанавливаемые (а) и предполагаемые (б) с наклонным положением плоскостей с указанием направления наклона; 4 - линеаменты, вероятные сдвиги с указанием предполагаемого смещения крыльев; 5 - линеаменты уверенно выделяемые и предполагаемые, подтверждающиеся зонами градиентов магнитного поля (а) и выделяющиеся в акватории моря по аэромагнитным данным (б); 6 - полосы осветленного фототона, сопровождающие вероятные зоны разломов.

вождается серией узких и более значительных паравтохтонных блоков. Поверхности сместителей наклонены к юго-западу под углами 10–40°. Сместители надвигов представлены зонами (10–50 м) раздробленных и милонитизированных пород, как наблюдалось в верховьях р. Коркодон, иногда фиксируются силлоподобными телами риолитов и диорит-порфиритов. Триасовые толщи аллохтона дислоцированы в согласные с положением зоны надвигов складки, их осевые плоскости запрокинуты в направлении перемещения [137].

Гижигинский разлом широтного простираения на протяжении 100 км служит южной границей Юкагирской глыбы Омолонского массива, возможно, он продолжается к востоку еще на 100 км, контролируя край Гижигинской неотектонической впадины. Разлом длительного развития, заложение его произошло не позднее девонского периода. Зона разлома шириной до 1 км образована серией параллельных и кулисообразно соотносящихся сбросо-сдвигов, иногда, судя по возрасту пород соприкасающихся крыльев, значительной (500–700 м) вертикальной амплитуды. На большом протяжении к зоне разлома приспособлен широтный отрезок долины верхнего течения р. Гижига, участками вмещает дайки гранит-порфиринов. Западный фланг Гижигинского разлома образован параллельными кулисообразно расположенными разломами, сопровождается косо примыкающими мелкими нарушениями. Вблизи сместителей нарушений породы раздроблены, вмещают линзы тектонических глин [168]. По соотношению элементов зоны разлома интерпретируются левосторонние сдвиговые перемещения с амплитудой 2–3 км.

Чайваеemский разлом северо-восточного простираения разграничивает Ауланджинскую зону Омолонского массива и Гижигинскую складчатую зону. Его положению отвечает и раздел зон, отличающихся составом и мощностью, а также характером и напряженностью складчатости разновозрастных отложений [227]. На северо-восточном фланге зона разлома перекрыта покровами ОЧВП, ее след маркируется долиной р. Чайваеem, его присутствие подтверждается геофизическими признаками. Юго-западнее разветвляется на серию взбросов и надвигов, иногда разорванных и смещенных поперечными сдвигами. На юго-западном фланге разлом представлен крупным Хиталинским надвигом [211, 212]. Плоскость основного надвига падает на юго-восток под углами в среднем 30–40° и в целом совпадает с поверхностью мощного горизонта юрских песчаников, образующего в рельефе крупную куэстообразную гряду. С Хиталинским надвигом сопряжен ряд менее масштабных веерообразно расходящихся фронтальных надвигов, ограничивающих линзовидные паравтохтонные блоки юрских и триасовых толщ. В зоне надвига отмечаются аномальные залегания пластов пород и запрокинутые к северо-западу мелкие складки. Предполагаемая общая амплитуда смещения аллохтона, перекрывшего реконструируемый край Омолонского массива, может достигать 50 км. Местами к зоне Чайваеemского разлома приурочены мелкие штоки поздне меловых гранитоидов.

Кольмакский разлом, по-видимому, является разделом Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской складчатых систем. В поверхностном выражении разлом представляется надвигом, по которому перемещен крупный аллохтон Авековского блока докембрия [62]. На глубине скорее всего распо-

лагается и более круто ориентированная длительно развивавшаяся зона разлома, разделявшая структурно-формационные комплексы разных систем, в современной структуре, вероятно, перекрытая аллохтоном. На поверхности надвиг прослеживается на 35 км, на флангах, где располагаются гранитоидные массивы он не прослеживается, возможно, плоскость надвига сама служила каналом проникновения магматических масс. Плоскость надвига полого (под углом 5–10°) наклонена к юго-востоку, по ней блок архейских метаморфитов надвинут на каменноугольные и пермские толщи, общее горизонтальное перемещение аллохтона оценивается в десятки километров. В средней части надвиг смещен по меридиональному нарушению, здесь висячем крыле надвига появляются мелкие дополнительные надвиги, разделяющие чешуйчатые блоки верхнепалеозойских толщ.

Довольно многочисленную группу представляют собой разнонаправленные межблоковые (II порядка) разломы внутренних частей основных структур территории листа.

На площади Омолонского массива разломы II порядка разделяют, вероятно, равновеликие блоки массива, отличающиеся особенностями развития в палеозойское и (или) мезозойское время. В их расположении выявляются черты поперечной блоковой расчлененности и концентрической структуры массива.

Верхнеомолонский разлом является восточным ограничением Юкагирской глыбы массива, отделяя ее от Ауланджинской зоны. Он, по-видимому, имеет длительную историю развития, так как, по крайней мере с девонского периода, разделяет различно развивавшиеся структурные элементы массива. Разлом пересекает верхнее течение р. Кедон, выделен и назван В. М. Мерзляковым с соавторами [144]. В современной структуре разлом представлен несколькими кулисообразно соотносящимися крупными разломами длиной по 20–30 км. Вертикальная амплитуда смещения по этим разломам составляет 500–1000 м, по соотношению разломов можно предполагать левосторонние сдвиговые движения по зоне Верхнеомолонского разлома.

Бургагчанский дугообразный разлом является элементом единой концентрической системы ограничения среднепалеозойской Кедонской вулканотектонической депрессии [114]. Он сопровождается грабенобразными поздне-мезозойскими впадинами, в прибортовых частях которых устанавливаются серии ступенчатых сбросов. Предполагаются левосторонние сбросо-сдвиговые смещения по разлому, интерпретируются поворотные движения центрального блока Омолонского массива по часовой стрелке. Вертикальная амплитуда смещения по разлому оценивается в 500–600 м, предполагаемая горизонтальная амплитуда может составлять несколько километров.

Правоомолонский разлом северо-восточного простирания в целом соответствует положению долины верхнего течения р. Омолон. Разлом разделяет блоки, отличающиеся строением и составом кедонской серии. Зона разлома шириной 0,5–2 км в современной структуре представлена серией кулисообразно расположенных прямолинейных разломов протяженностью 20–50 км. Вертикальная амплитуда перемещения сброшенных блоков по этим разломам обычно 100–300 м, но в отдельных случаях достигает 500–700 м. Интерпретируются правосторонние сдвиговые перемещения по зоне разлома.

Более мелкие разрывные нарушения на площади массива имеют преимущественно северо-восточное и северо-западное простирание, среди них преобладают сбросы, имеются сдвиги и надвиги.

Крупные разломы, как минимум мезозойского заложения устанавливаются на площади Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Камчатской систем. Наиболее значительные по масштабу субпараллельные и кулисообразно расположенные разломы прослеживаются в пределах Гижигинской зоны Яно-Колымской системы, они же были унаследованы позднее, при формировании ОЧВП. Здесь выделяются Буксундинский, Верхняяханский, Доктомычанский, Предгорный и другие разломы северо-восточного простирания. Большинство из них являются левосторонними сбросо-сдвигами, смещают складчатые структуры, определяют положение покровов меловых вулканитов, контуры неотектонических впадин, полей палеогеновых базальтов. В целом они представлены сериями кулисообразно соотносящихся нарушений протяженностью 50–70 км. Амплитуда вертикального смещения по разломам, судя по возрасту отложений на их крыльях, в пределах 100–700 м, горизонтальное перемещение весьма приближенно может быть оценено в первые километры.

Буксундинский разлом северо-восточного простирания прослеживается через верховья р. Сугой (Буксунда), частично является разделом Хетагчанского поднятия и Сугойского синклиория с Гижигинской зоной. Разлом устанавливается по узкой зоне повышенных градиентов силы тяжести, определяет положение северо-западного края Верхне-Сугойской неотектонической впадины. Отдельные отрезки разлома характеризуются отчетливо кулисообразным соотношением, по характеру соотношения интерпретируется правобоквой тип перемещения крыльев разлома. Вертикальные амплитуды смещений сбросового типа по составляющим нарушениям варьируют от первых сотен метров до 1 км.

Верхняяханский разлом на значительном участке ограничивает положение покровов Наяханского вулканического поля, составлен кулисообразно расположенными разломами, является левосторонним сбросо-сдвигом. Зона разлома контролирует размещение позднемеловых субвулканических тел, к северо-восточному флангу разлома приурочена Верхняяханская неотектоническая впадина.

Доктомычанский разлом, являющийся одним из наиболее изученных, прослежен на расстояние не менее 100 км. На местности выражен уступами в рельефе и узкими депрессиями, пересекающими водоразделы, к его юго-восточному опущенному крылу приурочены покровы базальтов палеогеновой кытыймской свиты. Представлен серией сближенных и кулисообразно расположенных нарушений, расщепляющихся и отклоняющихся на северо-восточном фланге до широтного простирания. В бортах долин рек Туромча и Хагонымнан наблюдались вертикальные зоны (шириной 20–200 м) дробления пород с пластинами тектонических глин. Наличие субгоризонтальных штрихов и борозд скольжения в боковых породах указывает на существование сдвиговой, по-видимому, левосторонней составляющей. Амплитуда вертикальных перемещений оценивается в 0,5–0,7 км, горизонтальных левосторонних – в 1,5–2 км [168]. Разлом пересекает Туромчинский вулканический

прогиб, к пересечению его со скрытым Вархаламским разломом приурочено золото-серебряное оруденение.

Предгорный разлом на протяжении 50 км контролирует положение покрова палеогеновых базальтов, приуроченных к его опущенному юго-восточному крылу. Амплитуда сброса составляет около 500 м.

Более мелкие нарушения длиной 30–50 км прослеживаются в разных частях складчатой системы. На северо-западе, на площади Хетагчанского поднятия и Сугойского синклинория преобладают нарушения субширотной и северо-западной ориентировок, имеются сдвиги и сбросы. С субширотными правосторонними сдвигами на правом берегу р. Сугой связаны Джапкачанская и Бургалийская зоны смятия, характеризующиеся аномальным усложнением складчатой структуры.

На площади Тайгоносско-Западно-Корякской системы наиболее четко проявлены продольные разломы, прежде всего это – северо-восточные Верхнепылгинский, Вискичунский и Южно-Тайгоносский разломы [150].

Верхнепылгинский разлом северо-восточного простирания является ограничением Авековского выступа докембрийских метаморфических образований с юго-востока [85]. Разлом представляется крупным взбросо-сдвигом, к сброшенному юго-восточному крылу которого приурочена Пылгинская (Пылгин-Инчикская) зона смятия. Зона разлома представлена кулисообразно расположенными довольно протяженными (20–25 км) крутонаклонными к северо-западу нарушениями, по соотношению элементов интерпретируется левостороннее сдвиговое перемещение. Вертикальная амплитуда смещения может составлять 1000 м и более. Границащие по нарушениям докембрийские и верхнепалеозойские образования испытали интенсивный динамометаморфизм.

Пылгинская зона смятия протягивается в северо-восточном направлении через весь п-ов Тайгонос на 50 км и более при ширине до 15–25 км [82, 150]. Она имеет сложную, неравномерно устроенную складчато-глыбовую структуру, обусловленную преимущественно продольными разрывными нарушениями, разделяющими линейно вытянутые и линзовидные блоки шириной в основном от 2–5 до 5–7 км. Верхнепалеозойские и мезозойские терригенные и терригенно-вулканогенные отложения в блоках дислоцированы в линейные изоклинальные складки с ундулирующими шарнирами с размахом крыльев 1,5–2 км [85]. Вблизи разрывных нарушений деформированность пород повышается вплоть до плейчатости и гофрировки, проявлен кливаж осевой плоскости. Породы в различной степени изменены. В архейских образованиях наблюдается глубокая перестройка и переориентировка древних структур, диафторез, посттектоническая перекристаллизация диафторитов отвечает фации эпидотовых амфиболитов. Верхнепалеозойские и мезозойские породы участками, особенно вблизи крупных нарушений, динамометаморфизованы в зеленосланцевой, иногда в амфиболитовой фации, участками в незначительной степени рассланцованы и почти не изменены [82]. К зоне смятия приурочены изометричные, удлиненные и неправильной формы тела ранне-позднемеловых гранодиоритов и гранитов, в связи с формированием которых вмещающие породы испытали контактовый метаморфизм и гидротермальные изменения. Считается, что зона смятия сформировалась в обста-

новке левостороннего сдвигания со сжатием и интерпретируется как коллизонная структура, образовавшаяся в результате закрытия задугового бассейна позднепалеозойско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской вулканической дуги [130].

Вискичунский разлом, представляющий собой взброс ($80\text{--}85^\circ$), переходящий в юго-западном направлении в надвиг (до 45°), частично является разделом Северо-Тайгоносского синклинория и Южно-Тайгоносского антиклинория [150]. Сближенные субпараллельные плоскости элементарных сместителей разлома выражены узкими (50–100 м) зонами смятия, сопровождаемыми пластовыми телами, штоками и дайками изверженных пород, в т. ч. основного состава. Вертикальные амплитуды смещения по нарушениям – 100–300 м.

Южно-Тайгоносский разлом на всем протяжении фиксируемый ступенью в поле силы тяжести и сменой рисунка магнитного поля, совпадает с юго-восточным контактом гранитоидного массива. Зоне разлома свойственно сложное сочетание разномасштабных нарушений, ограничивающих крупные и более мелкие пластины дислоцированных и тектонизированных пород. В лежачем крыле надвиговой зоны расположены тела гипербазитов, габбро и диорит-гранодиоритов и образования пироксен-роговиковой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций контактового и регионального метаморфизма кремнисто-вулканогенных и осадочных пород триасово-юрского и мелового возраста [85]. И. Л. Жулановой здесь интерпретирована Прибрежно-Тайгоноская зона смятия, сопровождающаяся зональным метаморфическим поясом [81]. По последним данным [226], здесь обнаруживается чрезвычайно сложная зона покровно-чешуйчатого строения, сопровождающаяся серпентинитовым меланжем с глыбами и блоками разновозрастных вулканогенно-осадочных образований и офиолитов – альбитизированных и серпентинизированных ультрабазит-базитовых пород.

Более мелкие разрывные нарушения в Тайгоносско-Западно-Коряжской системе представлены сбросами и взбросами, преимущественно левосторонними сдвигами северо-восточной ориентировки, имеются также непротяженные (10–20 км) сбросы поперечной северо-западной ориентировки. Амплитуда смещения обычно небольшая (200–300 м), в единичных случаях достигает 500 м. По периферии некоторых интрузивов выявляются фрагменты каркаса купольных кольцевых структур.

Разломы в пределах ОЧВП могут рассматриваться в качестве элементов единого Охотско-Анадырского (Восточноазиатского) пояса разломов, который в основном разделяет структуры Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Коряжской складчатых систем. Пояс разломов служит и разделом материкового блока и промежуточной между континентом и океаном зоны земной коры. Глубинные разломы пояса отличаются большой (вероятно, докембрийской) древностью заложения и неоднократной последующей активизацией. С их действием в позднем мезозое связывается заложение и формирование ОЧВП. По характеру смещений устанавливается, что пояс в целом представляет собой кинемоморфную комбинацию сброса, раздвига и левого сдвига [36]. На территории листа разломы пояса северо-восточного простирания, в целом согласующиеся с направлением вулканогена, в большинстве являются унаследованными от нарушений, охарактеризованных для Гижигинской зоны. Актив-

ность Верхнеаяханского, Доктомычанского и других разломов в стадию развития ОЧВП подтверждается приуроченностью к ним субвулканических тел и массивов поздне меловых гранитоидов.

На площади Гижигинской неотектонической впадины устанавливаются также разломы северо-восточного простирания, вероятно, унаследованные от поздне мезозойского этапа и контролирующие корни базальтового магматизма ранней стадии кайнозойского рифтогенеза. Разломы представляются сбросами, возможно, сбросо-сдвигами, амплитуда вертикального смещения – 200–300 м.

В акватории залива Шелихова и в Пенжинской губе распространены в основном северо-восточные и субмеридиональные разломы, интерпретируемые преимущественно как левосторонние сбросо-сдвиги [110]. Только меньшая часть из этих разломов выходит на поверхность дна акватории, большинство же из них, как видно на сейсмических профилях, затухает в нижних и верхних горизонтах кайнозойских толщ. В юго-западной части акватории выделяется субмеридиональный взброс. Вертикальная амплитуда смещения по разломам – 100–500 м.

Важными элементами дизъюнктивной тектоники являются скрытые разломы фундамента, такие структурные элементы северо-западного простирания выделяются на территории по комплексу прямых и косвенных признаков. Выделяются Коркодон-Наяханский, Конгинский и Вархаламский скрытые разломы фундамента, имеющие важное рудоконтролирующее значение; на крайнем западе территории выделяется небольшой фрагмент Омсукчанского скрытого разлома.

Коркодон-Наяханский разлом представляется зоной шириной до 25 км, выделяющейся отрицательными аномалиями поля силы тяжести и положительными магнитными аномалиями, а на поверхности – концентрированным рядом гранитоидных массивов северо-северо-западного простирания. Очевидно, само внедрение массивов обусловлено крупной глубинной структурой, устанавливается удлиненность многих массивов по простиранию разлома, присутствие ориентированных таким же образом свит даек, подчиненность этому направлению складчатых структур Бургагчанской синклинали. Примерно к осевой части зоны разлома приурочены продольные разрывные нарушения протяженностью 20–50 км, это сбросы, возможно, правосторонние сбросо-сдвиги с малыми амплитудами смещения крыльев.

Конгинский разлом также выделяется зоной (шириной до 40 км) понижения уровня гравитационного поля, местами с четкой зоной градиентов, в магнитном поле – цепочкой интенсивных положительных аномалий, уверенно устанавливается по сопровождаемым проявлениям магматизма: меловым вулканитам, представляющим линейную вулcano-тектоническую структуру, и гипабиссальным массивам поздне мелового викторинского комплекса. Он прослеживается к северу за пределы площади листа на расстояние до 150 км. Разлом имеет древнее заложение; в среднем палеозое он разделял структурно-формационные зоны, влиял на распределение фаций отложений в пермское и мезозойское время. На некоторых участках наблюдаются протяженные меридиональные сбросы, рассматривающиеся как отраженные элементы глубинной зоны разлома.

Вархаламский скрытый разлом выражен зоной шириной до 50 км, некоторым понижением гравитационного поля и повышенным уровнем магнитного поля, юго-западное ограничение зоны сопровождается гравитационной ступенью. Зоне разлома почти в точности отвечают контуры Туромчинского вулканического прогиба. Бортовые ограничения прогиба достаточно прямолинейны и на отдельных участках сопровождаются разрывными нарушениями. Западный борт выражен флексурой (шириной 3–5 км) в меловых толщах с аномально крутым (30–40°) залеганием покровов вулканитов, амплитуда флексурного смещения – первые сотни метров [168]. Вдоль обоих бортов структуры цепочками располагаются сконцентрированные здесь интрузивы гранитоидов и субвулканические тела кислого состава, а вдоль восточного борта прослеживается цепочка небольших покровов палеогеновых базальтов. Заложение разлома, очевидно, совпадает с началом эффузивной деятельности в раннем мелу.

Интересно, что севернее через южную часть Омолонского массива Вархаламский разлом продолжается Конгинским скрытым разломом.

Омсукчанский скрытый разлом представлен небольшим фрагментом, ему отвечает часть Омсукчанской мульды Балыгычано-Сугойского прогиба, выходы вулканитов и интрузивных образований мелового возраста.

Как следует из изложенного, современная структура территории листа формировалась на протяжении длительного отрезка времени в результате разнотипных тектонических движений. Довольно отчетливо выражено ярусное строение осадочного чехла, согласующееся с этапностью геологических процессов. Устанавливается четкая блоковая структура, блоки, которым соответствуют основные структуры территории, во многом – с характером и расчлененностью глубинных горизонтов земной коры. Вместе с тем многие несоответствия могут быть объяснены активным действием крупных, длительно развивавшихся разломов, по которым происходили значительные перемещения фрагментов структур. В некоторых случаях наблюдаются, вероятно, взаимосвязанные сдвиговые и надвиговые элементы; значительные амплитуды движений по разломам определяют кулисообразное расположение структурных элементов, формирование шарьяжно-надвиговых структур. В строении крупного структурного элемента – Омолонского массива выявляются признаки концентрической организации, что, возможно, связано как с влиянием интерпретируемого древнего гранитно-гнейсового свода, так и с особенностями среднепалеозойских вулcano-тектонических процессов. Примечателен общий, с учетом смежных территорий, центриклинальный тип тектонических структур обрамления Омолонского массива.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие территории листа по имеющимся данным более или менее уверенно можно проследить, начиная с раннего архея. Конечно, не все звенья геологической истории могут быть представлены с одинаковой степенью достоверности, в случаях недостатка сведений по тому или иному отрезку времени выводы о геологическом развитии могут быть сделаны предположительно на основании региональных обобщений. Наиболее ранние этапы геологической истории отражают процессы формирования земной коры, которые реконструируются для всего северо-востока Азии при изучении обнажающихся выступов дорифейского фундамента именно на территории данного листа. Древнейшие образования выступов Омолонского массива метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях, интенсивно и неоднократно гранитизированы и представляются фрагментами более обширного, чем современные контуры Омолонского массива, гранито-гнейсового свода [81]. Считается, что большая северная часть территории листа, входящая в контуры гранито-гнейсового свода, принадлежит к области дорифейской коры континентального типа, предположительно, более молодой (протерозойский) возраст имеет континентальная кора по южной периферии территории, она подверглась и более поздней деструкции и регенерации. В целом цепь геологических событий в том или ином объеме может быть намечена поэтапно в соответствии с выделенными структурными этажами и подэтажами.

Архейско-раннепротерозойский этап

Метаморфические комплексы, отвечающие этому этапу развития, в границах Омолонского массива слагают изолированные выступы фундамента, но большей частью скрыты под более молодыми образованиями и располагаются на глубине 2–4 км, характеризуются волнообразным положением кровли. К западу по материалам сейсмического профиля кровля фундамента резко погружается на значительную (до 12–15 км) глубину и обладает волнистым рельефом. В восточном направлении от Омолонского массива предполагается более постепенное ее погружение.

Дорифейский этап развития территории должен рассматриваться как время образования континентальной земной коры, чему способствовали неоднократные этапы гранитизации, хорошо документированные в пределах Омолонского массива [81]. Изучение метаморфических образований на Северо-Востоке Азии выявляет, что в течение ранней стадии происходило формиро-

вание базитовой (протоокеанической) оболочки, представленной реликтовыми телами амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев и амфиболовых эклогитов самой нижней части разреза докембрия Омолонского массива. В формировании «гранито-метаморфического» слоя земной коры определяющее значение имели процессы гранитизации, сопровождавшиеся ростом гранито-гнейсовых куполов и валов. Вместе с куполами предполагается формирование зеленокаменных трогов, в качестве выполнения одного из трогов рассматриваются основные кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы, слагающие Батикский «синклинал» [232]. Синхронно с ростом куполов на смежных участках происходило формирование супракрустальных толщ, среди которых большая роль принадлежит парагнейсам, доломитовым мраморам и кальцифирам. Это свидетельствует о том, что уже тогда существовали бассейны осадконакопления, хотя в низах разреза преобладают магматогенные породы, отчасти они имели и вулканогенное происхождение (контрастная плагиориолит-базальтовая ассоциация). Реконструкция структуры кристаллического фундамента позволяет наметить контуры обширного гнейсового свода, включающего большую часть континентальной части территории листа. Некоторые выводы о времени формирования коры можно сделать по результатам изотопно-геохимического изучения магматических пород и рудных объектов, имеющих глубинный источник. Основная часть территории листа располагается в области коры континентального типа, сформированной, как считается, в дорифейское время, рудные месторождения Омолонского массива и расположенного западнее Хетагчанского поднятия характеризуются примитивным ураногенным свинцом, типоморфным для геологических структур с архейским субстратом. Существенно отличается характер земной коры юго-восточной периферии территории, где по меньшей мощности и строению сейсмического разреза выделяется зона коры переходного типа. Возраст коры здесь предполагается более молодой (протерозойский), что в какой-то степени согласуется с Sm-Nd датировками (740–450 млн лет) габброидов ранних фаз Магаданского батолита юго-западнее территории листа [10].

В раннем протерозое на Омолонском массиве и в его обрамлении происходило формирование мигматит-гранитов, порфиробластических (очковых) гранито-гнейсов, жил лейкогранитов и аляскитов, представляющих завершение процессов гранитизации фундамента и выплавление магм уже из зрелого корового материала.

Рифейско-раннепалеозойский этап

Этап, представленный толщами, документированными органическими остатками, может быть подразделен на два подэтапа.

Рифейско-вендский подэтап. В раннем рифее в условиях довольно стабильного Омолонского массива произошла некоторая активизация тектонических условий с проявлением рифтогенных и дислокационных деформаций. В субмеридиональных зонах растяжения внедрялись рои и серии малых тел габброидов стрелкинского комплекса, интерпретируются сдвиговые смещения, зонам динамометаморфизма сопутствуют метасоматиты с залежами железистых кварцитов [213]. Со среднего рифея проявилась трансгрессия мор-

ского бассейна, вероятно, в северо-западном направлении; средне-верхнерифейские и, частично, вендские отложения этого подэтапа представлены карбонатно-терригенными толщами, сформированными в шельфовых обстановках пассивной окраины. При этом на Омолонском массиве, судя по сокращенной мощности отложений, мелководный морской бассейн был инундационного типа. Присутствие кварцитовидных песчаников может быть объяснено источниками сноса (поднятиями кристаллического фундамента), претерпевшими глубокое длительное выветривание [116]. Существовали, очевидно, и участки суши, где происходило выветривание и окисление обломочного материала. Теплый климат и оптимальная мелководная обстановка морского бассейна обусловили развитие и распространение простейших представителей органического мира, локальное накопление гематитовых песчаников. Синхронные несколько более увеличенной мощности отложения в юго-восточном обрамлении массива скорее всего накапливались в условиях внешнего шельфа бассейна.

Ордовикско-силурийский подэтап. С ордовикского периода началась обширная трансгрессия морского режима, новый цикл осадконакопления с образованием трансгрессивно-регрессивной серии осадков [156], повсеместно ордовикские отложения с несогласием перекрывают более древние толщи. Анализ фациальных и биоценетических особенностей отложений свидетельствует о постоянной связи бассейнов северо-востока Азии с районами Сибири и Северной Америки и принадлежности к единой Канадско-Сибирской провинции; по климатическим особенностям она, несомненно, относилась к тропической зоне [157]. По условиям осадконакопления отчетливо различаются Омолонская и Тайгоносско-Западно-Корякская (Кони-Тайгоноская) структурно-фациальные области.

В Омолонской области морское осадконакопление происходило, видимо, неповсеместно, в мелководном бассейне в условиях шельфа и лагунно-литоральной зоны с ограниченным водообменом. В раннем ордовике в начальной стадии активной трансгрессии в условиях внутреннего шельфа накапливались известково-глинистые илы, мощность осадков была нестабильна и возрастала (до 400–500 м), по-видимому, в восточном направлении. Регрессивные движения, начавшиеся в среднем ордовике (конец даррвильского века), отразились в расширении площадей, занятых мелководными фациями, в смещении осадконакопления к западу. В позднеордовикскую эпоху морской бассейн, по-видимому, смещается к северу, где в условиях засоляющихся лагун, заливов и прибрежного мелководья формировался комплекс (200–550 м) алеврито-песчаных доломитовых красноцветных илов. Севернее территории в Кедонском заливе накапливались мощные (до 550 м) толщи красноцветных галечников.

В Тайгоносско-Западно-Корякской области, во всяком случае в ее южной части, по-видимому, существовал достаточно глубоководный морской бассейн, отвечавший, вероятно, континентальному склону. Бассейн был слабо компенсирован осадконакоплением, в нем накапливались глинистые и углесто-глинистые осадки с существенной примесью вулканического материала, происходило излияние базальтовых лав, формирование тел ультрамафит-габбрового состава, проявление офиолитокластитов.

Силурийский период характеризовался однонаправленным регрессивным развитием бассейнов осадконакопления [156]. Основная часть площади листа и, в первую очередь, Омолонский массив, была выведена из-под уровня моря и представляла собой сушу с отчетливо аридным климатом. Резкие изменения в режиме осадконакопления сопровождалось внедрением глубинных тел силурийских гранитоидов и щелочных сиенитов, возможно, завершающих более ранние процессы гранитизации или предвещающие формирование вулканоплутонических ассоциаций в девоне. Ранее они рассматривались как элементы каледонского тектоно-магматического цикла [193, 236]; предположительно, можно считать их проявлением коллизионного магматизма, действовавшего, вероятно, в зонах локального растяжения и сдвиговых смещений. Активные тектонические движения в конце силурийского периода отразились в существенных перестройках структурного плана в западных районах, что выразилось в осушении площадей и в преддевонском угловом несогласии последующего осадконакопления на Приколымье; именно такие движения иногда и рассматриваются в качестве коллизионных процессов силурийского тектогенеза на северо-востоке Азии [237]. Можно заметить, что в спектре тектонических движений явно превалировали восходящие тенденции. Рубеж силура и девона совпадает с началом первого крупнейшего среднепалеозойского цикла седиментогенеза [40].

Среднепалеозойский этап

В среднем и позднем девоне, начиная, по-видимому, с раннего девона и заканчивая ранним карбоном, в пределах Омолонского массива и, прежде всего, его стабильной части – Юкагирской глыбы, в континентальных условиях формируется кедонская вулканоплутоническая ассоциация, образовавшая обширное, достаточно возвышенное вулканическое нагорье. Вулканическая деятельность развивалась в обстановке дифференцированных тектонических движений и расчлененного рельефа, к возвышенным участкам проявления силурийского магматизма обычно приурочены и девонские вулканокупольные структуры, здесь же обычно внедряются субвулканические тела и комагматичные гранитоидные интрузии. В опущенных участках формируются разномасштабные, часто кольцевые депрессии, характеризующиеся наиболее полными и мощными разрезами вулканических образований.

В формировании кедонской серии намечается несколько стадий, примерно отвечающих возрастным диапазонам ее частей (подсерий). В начальную (ранне-среднедевонскую) стадию в связи с расколами фундамента изливаются преимущественно базальтовые и андезитовые лавы, заполняющие грабеннообразные прогибы между валлообразными поднятиями фундамента [74, 284]. По петрохимическим особенностям вулканыты близки к базальтоидам островных дуг и активных континентальных окраин [349]. Во вторую (средне-позднедевонскую) стадию происходят излияния риолитов и массовые выбросы кислого вулканокластического, преимущественно игнимбритового материала, выполняющего крупные прогибы и просадки; в конце стадии эксплозии прекращаются, происходит закупорка подводных каналов, внедряются субвулканические тела. В Анмандыканской зоне кислые лавы формиру-

вали щитовые вулканы и стратовулканы, в моменты затишья вулканических процессов в кальдерных впадинах накапливались вулканогенно-терригенные осадки. Петрогеохимические особенности магматических пород указывают на формирование их в условиях континентальных вулканических поясов. На третью (позднедевонско-раннекаменноугольную) стадию приходится ослабление риолитовой вулканической активности, в депрессиях и просадках накапливаются пирокластические и вулканогенно-терригенные осадки. Распределение крупнейших вулканических структур подчинялось влиянию линейных северо-восточного и меридионального простираний, а также дуговых синвулканических(?) разломов. Со среднепалеозойским магматизмом на Омолонском массиве связаны месторождения и рудопроявления золота, серебра и молибдена.

Омолонский массив и, прежде всего, Юкагирская глыба с вулканическим нагорьем, сформированным в субаэральных условиях, мог представлять собой микроконтинент, окаймлявшийся морскими, иногда довольно глубоководными (севернее территории листа) бассейнами, где отлагались грубообломочные молассоидные вулканокластические толщи (400 м), сменявшиеся далее флишоподобными, микститовыми и кремнисто-терригенными осадками (500–600 м) глубоководного склона [349]. Южнее, в Гижигинской структурно-фациальной зоне (северная часть п-ова Вархалам) обнажаются условно средне-верхнедевонские вулканиты (бабушкинская толща), которые отличаются присутствием в их составе риолитов, трахитов и базальтов, а также глинисто-кремнистых пород. Своеобразие состава условно средне-позднедевонских вулканитов здесь объясняется их окраинным положением по отношению к Омолонскому массиву и приближением к провинции девонского базальтового вулканизма в Корякско-Камчатской складчатой области [62]. Предполагается, что толщи среднепалеозойского этапа в южной части Гижигинской зоны сформированы в условиях глубоководной котловины окраинного моря.

Присутствие среднепалеозойских отложений предполагается также и в погребенном состоянии в западной части территории листа под верхоянским комплексом Яно-Колымской области. Весьма предположительно, что они имеют вулканогенно-терригенный состав и несколько большую мощность. По региональным обобщениям западная окраина территории также может быть частью регионального среднепалеозойского вулканоплутонического пояса, предполагающегося на пространстве от Охотского до Омолонского массивов и, возможно, далее, к северо-востоку.

В раннекаменноугольное время на Юкагирской глыбе продолжались вулканические и эксплозивные извержения, сменявшиеся по периферии терригенным осадконакоплением в морских условиях. Мелководный морской режим установился на востоке в Ауланджинской зоне, уже в раннем турне начинается общая медленная трансгрессия моря в западном направлении, происходит постепенное восстановление морских условий седиментогенеза и, с заметным отставанием, – сообществ организмов. Выпояживается и заметно уменьшается по площади Омолонская суша. На рубеже турнейского и визейского веков произошло кратковременное обмеление, сменившееся в раннем визе быстрой трансгрессией. В позднем визе продолжалась трансгрессия моря, мелководные и умеренномелководные условия устанавливаются

на обширных территориях; в акватории бассейна сохранилось лишь несколько островов, разделенных депрессиями и проливами. Климат стал, вероятно, прохладнее; несколько уменьшается, по сравнению с турнейским веком, общее разнообразие и обилие организмов.

К серпуховскому веку контуры Омолонской суши несколько расширились на восток, по ее обрамлению осадконакопление происходило в условиях мелководного моря, заливов и лагун. В лагунах отлагались терригенные, иногда резко контрастные по литологии осадки (корбинская свита). Местами образовывались углистые сланцы, отмечены линзы (до 1 м) сидерита, что указывает на болотистую обстановку среды и влажный умеренный климат [112].

В Яно-Колымской структурно-фациальной области, вероятно, также происходило накопление вулканогенно-терригенных образований, в основном скрытых под более молодыми толщами. В отдельных выходах в Гижигинской зоне обнажаются терригенные и тонкотерригенные осадки с примесью вулканогенного и кремнистого материала, реконструируется морская, довольно глубоководная обстановка.

Тайгоносско-Западно-Корякская область, судя по фрагментарным выходам известняково-терригенных отложений, была занята водами окраинного бассейна не вполне определенной геотектонической позиции.

Позднепалеозойско-мезозойский этап

В этот очень важный этап развития происходило заложение основных седиментационных структур территории, было образовано их основное выполнение. В Яно-Колымской области был сформирован терригенный верхоянский комплекс отложений, в Тайгоносско-Западно-Корякской – мощный терригенно-вулканогенный комплекс, а на Омолонском массиве – коррелятивный рецессивный комплекс. Для Омолонского массива с его маломощными толщами устанавливается единый этап, для складчатых систем различается несколько подэтапов.

В пределах Омолонского массива начальные стадии этапа представлены локально в Коркодонской (Юкагирской) зоне и более полно в его краевой Ауланджинской зоне, где в шельфовом трансгрессирующем с юго-запада море отлагались в основном тонкотерригенные и карбонатные осадки. Верхнепалеозойские отложения формировались в основном в мелководноморских условиях при активном участии процессов синхронного вулканизма [96]. Отмечается цикличность, периодическое возрастание или уменьшение роли вулканического материала. Устанавливается постепенное возрастание мощности отложений по удалению от центральной части массива.

Юкагирская глыба Омолонского массива в начале этапа выступала в основном в качестве области размыва, локальные участки были заняты морем с начала пермского периода. На татарскую эпоху перми приходится активная трансгрессия моря, занявшего почти всю поверхность южной части массива. На затопленной поверхности массива море было мелководное, спокойное, доминировало образование карбонатов, отлагались также алевроиты и пески. В верхнепермских отложениях верховьев р. Омолон распространен (до 10–15 %) различной окатанности обломочный материал, в породах отмечены

конседиментационные брекчии и текстуры оползания, что говорит о подводно-оползневых явлениях на относительно крутом склоне бассейна [112].

В конце пермского периода заметно проявилась регрессия моря. Рубеж палеозойской и мезозойской эр отмечен перестройками в распределении моря и суши, биологическими изменениями; индский век явился началом постепенно усиливающейся трансгрессии.

Нижнетриасовые отложения во многих районах Омолонского массива на подстилающих верхнепермских залегают с перерывом, в основании кое-где обнаруживаются коры выветривания. Массив в раннетриасовую эпоху представлял собой однородный стабильный участок, осадконакопление происходило в очень замедленном темпе, в условиях полузамкнутого морского бассейна типа обширной мелководной лагуны [27]. Характерны резко восстановительная обстановка среды и большое количество органического вещества. Была сформирована маломощная (10–30 м) пачка битуминозных пелитоморфных и органогенно-обломочных известняков и битуминозных листоватых сланцев. Битумоиды в породах сингенетичные, в их составе преобладают асфальтены и смолы.

В среднетриасовую эпоху на массиве также при замедленном темпе, но уже в открытом море отлагались глинистые и углисто-глинистые, иногда битуминозные осадки, реже алевриты и известняки. Характерна повсеместная фосфоритонность верхней части разреза среднего триаса. Фосфоритонные глинисто-карбонатные и карбонатно-фосфатные конкреции, а также афанитовые и зернистые желваки концентрируются в отдельных маломощных горизонтах, что, вероятно, является следствием многократного перебива илов и интенсивных волновых движений водной среды.

На границе среднего и позднего триаса происходили тектонические подвижки участков площади массива. Установлено выпадение из разреза части карнийских отложений, норийские отложения в большинстве случаев залегают с размывом, эти участки выступали над поверхностью моря в виде низкой равнинной суши. В раннем–среднем нории на площади Омолонского массива образовался крупный низменный остров [27], где осадконакопления не было. Верхненорийские алевролиты, песчаники, известняки залегают трансгрессивно и в основании заключают базальный пласт (0,3–0,4 м) конгломератов с фосфоритовыми конкрециями из среднетриасовых и карнийских слоев, сцементированными глауконитовым песчаником. В разрезах норийских отложений Омолонского массива распространены кремнистые алевролиты, туфоалевролиты, туффиты, а в верховьях р. Омолон присутствуют лавы и туфы основного и среднего состава [111]. Осадконакопление происходило в подвижном морском бассейне, глубина которого не выходила за пределы верхней части шельфа. Синхронные вулканические извержения представляли в бассейн пирокластический материал.

Морской режим с тонкотерригенным осадконакоплением продолжался и в раннеюрскую эпоху, в среднеюрскую эпоху большая восточная часть Омолонского массива вышла из-под уровня моря и служила местом размыва и сноса. По западной и южной периферии массива в мелководно-морских и, местами, лагунных условиях формировались песчано-алевролитовые толщи, как правило, с конгломератами в основании.

Позднепалеозойский подэтап. Формирование верхнепалеозойских отложений происходило в основном в морских условиях, однако обстановки осадконакопления в разных частях территории отличались; для Тайгоносско-Западно-Коряжской области выявляется островодужный режим, в Яно-Колымской области осадки отлагались в задуговом бассейне.

В Тайгоносско-Западно-Коряжской области и севернее осадконакопление сопровождалось поступлением вулканического материала из центров извержений Кони-Тайгоносской вулканической дуги, которая реконструируется по южной периферии континентальной части территории листа [30]. Заложение ее относится, вероятно, к среднему–позднему карбону, на что указывает присутствие вулканитов в отложениях бассейна р. Гижиги и п-ова Тайгонос. Вулканический материал имеет преимущественно андезитовый и андезит-базальтовый состав, принадлежит к известково-щелочной серии, предполагается энсиалическая природа островной дуги.

В Тайгоносской зоне в позднекаменноугольное и раннепермское время мощные терригенно-вулканогенные толщи формировались в разделяемых обособленными островными участками узких междугловых бассейнах. В пределах Северо-Тайгоносского прогиба вскрывающиеся здесь средне-верхнепермские отложения образуют крупный (мощностью не менее 2000 м) трансгрессивный цикл, характеризующийся либо большой ролью вулканических пород, либо присутствием в своем составе большого количества вулканокластического материала, главным литогенетическим и седиментационным фактором осадконакопления был базальтовый вулканизм [82]. Выделяется несколько возвышенная Центрально-Тайгоноская зона с накоплением вулканитов основного состава и относительно более прогнутая Чайбухинская зона (междугловая бассейн) с вулканокласто-осадочным накоплением в турбидитном режиме. Устанавливается постепенное во времени повышение роли тонкообломочного материала, формировались турбидиты со сменой во времени проксимальных фаций дистальными.

В Яно-Колымской области, вероятно, в условиях внешнего шельфа задугового морского бассейна в позднекаменноугольное и раннепермское время формировались довольно мощные терригенные и тонкотерригенные осадки при подчиненной роли карбонатоосаждения. Источником терригенного материала в позднем палеозое и в последующее время служили поднятые участки Омолонского массива и Кони-Тайгоноская вулканическая дуга.

Для западной части территории выявляется довольно глубоководная зона дифференцированного морского бассейна, которая является восточным продолжением зоны максимальных погружений Яно-Колымской области, осадки этого прогиба представляют собой вскрывающуюся только верхнюю часть пермских отложений в бассейне р. Хетагчан. В этой заметно погруженной зоне накапливались мощные (до 3000 м), преимущественно тонкотерригенные осадки в глубоководных условиях, некоторое уменьшение глубины морского бассейна произошло лишь к концу перми в результате общепланетарной регрессии [29]. В глубоководном бассейне, сравнимом с современными обстановками нижней части материкового склона и его подножия, накапливался объемный терригенный материал, присутствующие контуристы говорят о периодическом усилении подводной гидродинамики, связанной с течениями

вдоль подножия континентального склона. Скорость осадконакопления отвечала обычному значению условий лавинной седиментации. Морской бассейн имел затрудненные связи с Мировым океаном, о чем свидетельствует бедность осадков органическими остатками.

Конец позднепермской эпохи знаменует переход к существенно иному стилю осадконакопления. Преимущественно глинистый состав и плохая сортировка материала свидетельствуют о накоплении обводненных осадков и периодически повторяющийся сброс его в морской бассейн. С конца позднепермской эпохи началась широко распространившаяся регрессия моря, отмеченная в некоторых районах Северо-Востока Азии отсутствием пограничных горизонтов перми и триаса.

На границе палеозойской и мезозойской эр произошла и одна из важнейших перестроек в органическом мире, выразившаяся в вымирании многих крупных таксонов и в появлении новых групп фауны. Пермско-триасовый биотический кризис привел к полному вымиранию бентосных сообществ, частичное восстановление которых в Хетагчанском бассейне произошло лишь к концу инда [27].

Триасовый подэтап. В бассейне Яно-Колымской области море на территорию листа трансгрессировало с запада из района верховьев р. Колыма с постепенным уменьшением глубины бассейна; мощность отложений также уменьшается, появляются песчаники, горизонтально- и косослоистые алевролиты. Ранний оленёк знаменуется максимальной трансгрессией моря, связанной скорее всего с эвстатическим поднятием уровня Мирового океана и максимальным выравниванием обстановок седиментации [27]. Накопление алевроито-глинистых илов с многочисленными глинисто-карбонатными и фосфатно-карбонатными конкрециями происходило в основном в области глубокого шельфа, где обитали преимущественно амmonoидеи и двустворки; смежные участки суши были низменные и выровненные. Начавшаяся в позднем оленёке регрессия моря почти не изменила палеогеографическую обстановку, как следствие регрессии и изоляции морей Северо-Востока резко возрос эндемизм среди амmonoидей. В среднетриасовую эпоху море продолжало отступать, в бассейне отлагались алевроито-глинистые илы. В районе современного Хетагчанского поднятия накопилась мощная (до 1500 м) толща тонкотерригенных осадков (глин, алевроитов), характеризующихся темным цветом и тонкой горизонтальной слоистостью. Примечательна повышенная фосфоритоносность отложений, выделяются значительные пачки, заметно обогащенные фосфоритоносными конкрециями. На рубеже среднего и позднего триаса ощутимо возросли тектоническая активность и дифференциация поверхности дна морского бассейна. Более подвижным режимом и, вероятно, более глубоководным характером морского бассейна отличались Гижигинский прогиб и бассейн р. Хетагчан.

В норийский век основная схема распределения палеогеографических условий сохранилась. В тектоническом плане Яно-Колымской области в позднепермскую эпоху отмечаются изменения: четко проявленная в пермский период зона прогибания постепенно выравнивается, а концу триасового периода преобразуется в зону внутренних поднятий. В относительно глубоководном Колымском бассейне, к которому относится западная часть террито-

рии листа, отлагались алевриты и алевритовые глины, в фазу скутиформис во многих местах началось обмеление с образованием ракушняковых банок или низменных, но довольно крупных островов. В позднем нории начался новый цикл развития, на него пришлось повышенная активность тектонических движений блоков, приведшая к проявлению андезитового магматизма, в составе осадков существенную роль приобрел вулканогенный материал. Начало цикла нередко фиксируется стратиграфическим несогласием, поздненорийские отложения с небольшим или значительным стратиграфическим перерывом перекрывают более древние породы. Во многих случаях смена фаций (глинистых – алевритовыми, алевритовых – песчаными) отражает не результат трансгрессии или регрессии, а углубление или поднятие дна бассейна.

В Тайгоносско-Западно-Коряжской области в условиях, вероятно, внешнего шельфа задугового, вытянутого в северо-восточном направлении, морского бассейна сначала накапливались довольно мощные тонкотерригенные толщи. В конце подэтапа в условиях островодужного режима и мелеющего бассейна отлагались уже более груботерригенные осадки с проявлениями синхронного андезит-базальтового вулканизма и поступлением обломочного вулканического материала.

Юрский подэтап. Раннеюрские отложения в большинстве случаев связаны согласным соотношением, но устанавливаются проявления тектонических движений и изменения в палеогеографии. Проявления процессов рифтогенеза с излиянием лав и внедрением тел щелочных габброидов (тумминский и омонский комплексы) фиксируется в восточной краевой части Омолонского массива. Осадконакопление концентрируется в достаточно узких прогибах и впадинах. В начале эпохи формирующееся Хетагчанское поднятие вышло из области седиментации и частично служило источником сноса.

В целом граница подэтапа имеет скользящий возраст и несколько отклоняется в ту или иную сторону, сопровождается изменениями палеогеографических условий. В частности, яркий переломный рубеж в процессе седиментогенеза и в развитии бореальной биоты связан с раннеюарской трансгрессией. В этот момент на смену доминирующих обстановок мелководного шельфа (глубина 20–50 м), характерных для конца плинсбаха, пришли обстановки глубоководного шельфа и псевдоабиссали (100–200 м и глубже) [174]. Палеогеографические изменения проявились и в перераспределении областей осадконакопления. Основная площадь Хетагчанского поднятия являлась областью размыва, но в локальной конседиментационной Верхнебургагчанской впадине происходило накопление терригенного материала, здесь тоар-среднеюрская бургагчанская толща с несогласием залегает на триасовых отложениях.

Со среднеюрской эпохи сильно повысилась роль континентального режима, морской бассейн испытал закономерное регрессивное сокращение. Эти события можно рассматривать как начало неравномерно проявившегося орогенного этапа. В среднеюрской части терригенного разреза Арmano-Вилигинского прогиба отмечается снижение роли вулканогенной компоненты. Обособление фаун в байосе–бате наиболее яркое за всю историю юрского периода происходило не только за счет общего похолодания климата Земли, но и за счет усиления палеогеографических преобразований,

была прервана связь с Северной Атлантикой в результате формирования Скандинавско-Гренландского «моста» [174].

На позднеюрскую эпоху приходится возросшая активность дифференцированных тектонических движений, смена площадей размыва и седиментации. В связи с усилением восходящих движений стали явно преобладать области разрушения и сноса.

В позднеюрскую эпоху (в оксфорде и кимеридже) морские бассейны регрессировали, но еще продолжали накапливаться осадки, в общих чертах аналогичные предшествующим этапам [159]. В погружение были вовлечены краевые части Омолонского массива, вдоль его юго-западного края продолжал развитие Тарынский окраинный прогиб. В мелководно-морских и прибрежно-лагунных условиях сублиторальной зоны отлагались умеренной (400–600 м) мощности терригенные осадки (песчаники, алевролиты, аргиллиты). Местами параллельно протекали вулканические извержения, накапливались туфы среднего–основного состава. Отложение терригенного материала происходило в нестабильных, меняющихся мелководно-морских, лагунных и континентальных условиях с параллельно действующими вулканами. По интегральному составу продуктов вулканизм был андезитовым (или андезибазальтовым), иногда довольно контрастным, от кислого до основного. Извержения происходили как в акватории, так и в наземных условиях (на островах). Максимум интенсивности вулканизма приходится на кимеридж, реконструируются условия островной дуги, приуроченной примерно к южному краю Яно-Колымской области.

В пределах Тайгоносско-Западно-Коряжской области верхнеюрские отложения формировались в островодужном режиме Удско-Мургальской дуги [60]. Возвышающиеся острова разделялись узкими прогибами, в которых, по видимому, в условиях, близких к внутреннему шельфу бассейна, отлагались терригенные и вулканогенно-терригенные, вулканогенно-кремнистые осадки с большой ролью обломочного вулканического материала, в т. ч. лав среднего и основного состава.

Вторая половина позднеюрской эпохи была насыщена яркими событиями; прежде всего, на нее приходится орогенный этап в развитии Яно-Колымской области, наиболее четко проявленный в более западных районах. Переход ее к орогенной стадии ассоциирует с полным осушением территории, к этому времени приурочена первая фаза складчатости толщ, развитие кливажа, образование дайковых серий, внедрение крупных интрузий позднеюрских гранитовой и гранодиорит-гранитовой формаций (в более западных районах). Сформирована складчатая структура, во многом подчиненная контурам устойчивого блока Омолонского массива. Отчетливо проявлено надвигание складчатых образований на края Омолонского массива с запада и юго-востока по пологим поверхностям нарушений с подчинением простираения складок положению краев массива. Выявляется неравномерность складчатых деформаций, наряду с преобладающими линейными складками картируются изометричные брахиформные складки, а также зоны смятия с аномально напряженной складчатостью.

Позднеюрско-меловой этап

Позднеюрско-раннемеловой подэтап. События подэтапа отразились в основном в Тайгоносско-Западно-Коряжской области, где продолжался островодужный режим с активным андезит-базальтовым вулканизмом в окраинно-континентальной обстановке [60]. Базальтовый вулканизм иногда контрастно сочетался с кислым вулканизмом (вавачунская свита). В апте Тайгоносско-Западно-Коряжская область осушается и позднее, чем Яно-Колымская область, вступает в орогенную стадию развития.

Раннемеловой подэтап. Контрастные блоковые движения и формирование связанных с ними впадин относятся к концу раннемеловой эпохи. В аптский век за западной границей территории вдоль поперечного раскола фундамента произошло заложение крупного меридионального Балыгычано-Сугойского прогиба, рассматривающегося в качестве позднеорогенной структуры. На территорию листа входит лишь юго-восточное периклинальное замыкание Ом-сукчанской мульды прогиба. В пределах мульды синхронно и вслед аскольдинскому вулканизму в озерно-болотных условиях накопились терригенные, глинистые и вулканомиктовые отложения, составляющие континентальную угленосную молассу.

В Тайгоносско-Западно-Коряжской области на ранний мел приходятся основные орогенические (коллизионные) движения [62], сформировавшие общую складчатую и складчато-надвиговую структуру; гальки метаморфитов Пылгинской зоны смятия присутствуют в конгломератах молассы, представленной апт-альбской рябинкинской свитой. Существует представление, что в раннем мелу происходило движение океанической плиты в сторону континента, вызвавшее сжатие и метаморфизм древних пород, вывод их на поверхность (ордовикские толщи Южно-Тайгоносского антиклинория) [50]. Помимо преобладающего сжатия, в северо-западном направлении действовали и (в основном) левосторонние сдвиговые перемещения, знаменующие, возможно, режим трансформной континентальной окраины [60]. Сформированная складчатая структура, возможно, из-за разной компетентности частей разреза островодужных отложений, отличается неравномерностью деформаций. Участки более спокойного залегания толщ чередуются с интервалами интенсивной складчатости (Хальпильская зона складок).

Зоны сжатия чередовались с зонами растяжения с образованием орогенных прогибов (Вискичунская впадина), заполнявшихся вулканогенно-терригенными угленосными молассами. Зоны растяжения в южной части п-ова Тайгонос фиксируются линейными телами базитового вануоноваямского комплекса. На южном побережье п-ова Тайгонос разнообразные комплексы аккрецированы с формированием призмы, в составе которой присутствуют тела гипербазитов, практически преобразованные в серпентинитовый меланж [226]. На это же время приходится и внедрение крупных гранитоидных тел восточно-тайгоносского комплекса (гранит-гранодиоритовая формация). Гранитоидный магматизм скорее всего был связан с завершающим этапом развития Удско-Мургальской дуги, гранитоиды Восточно-Тайгоносского массива являются постагрегационными, частично синаккрегационными, фиксируют время аккреции и деформации этой части Азиатской окраины [129].

Ранне-позднемеловой подэтап. В альбе и в позднемеловую эпоху в обстановке обострившейся контрастности тектонических режимов континентального блока земной коры и блока с переходным характером коры в результате грандиозной вулканической деятельности произошло заложение и формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [19]. В целом пояс обычно рассматривается как крупнейший надсубдукционный окраинно-континентальный пояс, оказавший существенное влияние на прилегающую часть континентального блока. В общем спектре активных межблоковых тектонических движений важное значение имели левосторонние сдвиговые смещения [36]. На территории листа пояс представлен частями Охотского и Пенжинского секторов, относящихся к его внешней зоне. Образование распространенных в составе вулканических андезитовых формаций рассматривается как следствие взаимодействия высокоглиноземистого базальтового расплава с веществом земной коры в промежуточных и периферических магматических очагах. Формирование общей отрицательной структуры пояса может рассматриваться как компенсационный процесс из-за выноса большого объема вещества из области тектоносферы на дневную поверхность [19].

Развитие вулканизма запечатлено в смене формаций, намечается выделение ранней и поздней стадий развития ОЧВП [19]. Ранняя стадия на территории листа начинается с формирования ранней предвулканогенной молассы пестрого состава с грубообломочными и тонкотерригенными углистыми осадками (кегалинская, ичевеемская и другие толщи) и завершается вулканическими формациями амфиболовых и пироксеновых андезитов (таватумская, чайвавеемская и другие свиты). В позднюю стадию образовались последовательно сменяющиеся дупироксеновых андезибазальтов и андезитов (кананыгинская, хигиндинская и другие толщи) и риолитовая (герамрынская, хайчанская снежинская и другие толщи) формации.

В структурах основания пояса и даже за его пределами широко проявились процессы сопряженной с субдукцией активизации, выразившейся в проникновении продуктов синхронного поясу магматизма по субмеридиональным оперяющим пояс трансформным(?) разломам с формированием довольно протяженных зон ТМА. Площадь влияния этих процессов в целом выделяется в нечетко ограниченную перивулканическую зону ОЧВП шириной до 500 км [216], фактически вся территория листа является принадлежностью перивулканической зоны. Зоны ТМА сопровождаются не только проявлением вулканических излияний, но и внедрением синхронных крупных и малых интрузивов с различным их количественным соотношением. На территории листа выделяются две различного строения зоны ТМА: Коркодон-Наяханская с преобладанием интрузивных образований и существенно вулканическая Конгинская.

Кайнозойский этап

Рубеж мела и палеогена характеризовался ограничением осадконакопления, пенепленизацией рельефа, образованием кор выветривания, он фиксировался также сменой флористических комплексов: деградацией покрытосеменных растений и усилением позиций цветковых растений [16].

В пределах попадающей в границы листа части Корьякско-Камчатской области палеоценовые терригенные отложения (геткилинская свита) формировались в крайнем бассейне с морскими и прибрежно-морскими условиями с общей регрессивной направленностью. Этот режим был благоприятен для накопления органического вещества с последующими углефикацией и образованием углеводородов. Эоцен-олигоценые молассоидные вулканогенные и терригенные образования (кинкильская свита), возможно, знаменуют орогенную для Корьякско-Камчатской области стадию развития.

В кайнозое для территории в целом ведущим процессом становится рифтогенез, концентрирующийся вдоль ее юго-восточного края, формируются Охотско-Анадырская рифтовая система межгорных впадин и впадина залива Шелихова, являющаяся частью мегавпадины Охотского моря.

Охотско-Анадырская рифтовая система прослеживается в северо-восточном направлении, по юго-восточному краю Яно-Колымской системы. В ее составе распространены продольные, в основном левосторонние сбросо-сдвиги, вероятно, унаследованные еще от разломов ОЧВП, и удлиненные в северо-восточном направлении неотектонические впадины. Они выполнены угленосной неотектонической молассой мощностью до 500 м и более. Формирование молассы предвлялось базальтовыми излияниями, знаменовавшими магматические процессы начала рифтообразования. Олигоцен-миоценовые молассовые отложения, представленные галечниками, песками, суглинками и глинами с бурыми углями, образовались в озерных и озерно-болотных условиях. Разрозненные покровы и экструзивные купола неогеновых оливиновых меланефелинитов (щелочно-базальтоидная формация), выявленные вблизи Верхнесугойской впадины, вероятно, отвечают локальным зонам растяжения и разрыва мантии. Породы содержат глубинные включения, по геохимическим характеристиками, породы выплавлялись из магм деплетированных мантийных диапиров [2].

Сопряженность неотектонических впадин со сдвигами предполагает формирование их в присдвиговых зонах растяжения. Присутствие выходов архейского основания в пределах Гижигинской впадины позволяет предполагать существенные раздвиговые процессы, не исключено, что перекрывший край Омолонского массива Хиталинский аллохтон смещен с подножья Гижигинской впадины.

Акватория залива Шелихова и Пенжинской губы представляет собой участок окраины Азиатского континента, который в ходе общего погружения в кайнозое подвергся разрушению и переработке путем образования системы узких параллельных трогов-прогибов [50]. В акватории листа выделяются три основные структуры: Южно-Гижигинский, Шелиховский и Пенжинский бассейны (прогибы), оформленные в результате левосторонних сдвиговых движений по складчато-сдвиговой зоне Восточно-Азиатского грабенового или рифтового пояса [110]. В составе бассейнов можно различать узкие трого, отнесенные максимальной мощностью рыхлого выполнения, и поднятия акустического фундамента с минимальной мощностью рыхлого чехла.

В истории формирования кайнозойского выполнения акватории залива Шелихова, имеющего отчетливо двухъярусное сложение [110], возможно выделение двух подэтапов, раздел между которыми имеет скользящий во времени

характер, подэтапы в основном соответствуют палеоцен-раннемиоценовому и миоцен-плиоценовому интервалам временной шкалы.

Палеоцен-раннемиоценовый подэтап. В палеоцен-раннемиоценовый син-рифтовый подэтап вдоль главных сбросо-сдвигов происходило заложение грабенообразных прогибов, что сопровождалось локально проявленным базальтовым вулканизмом. Субконтинентальное осадконакопление происходило в озерных, реже лагунных и прибрежно-морских условиях с накоплением песчано-конгломератовых толщ с подчиненными аргиллит-алевролитовыми пачками, местами с участием склоновых, дельтовых конусов, турбидитовых и вулканокластических шлейфов.

Миоцен-плиоценовый подэтап. В миоцен-плиоценовый пострифтовый подэтап установились условия обширного внутреннего мелководного шельфа с преимущественно кремнисто-терригенным осадконакоплением, особенно ярко это проявилось в Южно-Гижигинском бассейне. К концу подэтапа возникли обстановки, переходные от аллювиально-озерных и лагунных к сублиторальной зоне внутреннего шельфа. Здесь формировались аргиллит-алевролитовые толщи, переходящие на флангах в песчаниково-аргиллитовые и грубообломочные отложения.

Образования местами дислоцированы в складки и нарушены разломами, что характеризует активную тектоническую обстановку и в голоцене. С формированием кайнозойской рифтовой системы связываются также землетрясения, происходящие на глубинах 10–30 км с магнитудой до 6,7 баллов. Седиментация в пострифтовых прогибах в акватории залива Шелихова благоприятствует нефте- и газонакоплению, признаки которых установлены в Западно-Камчатском прогибе [298].

Поздний плиоцен на Северо-Востоке отмечается седиментационной паузой, происходит выравнивание рельефа, устанавливается суровый континентальный климат, развиваются лесотундровые и тундровые ландшафты с мелколистно-кустарниковой и травянистой растительностью [16].

Многие особенности развития территории в плейстоцене связаны с неотектоническими движениями, эрозионно-денудационными процессами рельефообразования, флювиальными, ледниковыми и водно-ледниковыми накоплениями и абразией побережья залива Шелихова. Процессы денудации и эрозии палеозойских и мезозойских рудоносных образований определяют формирование плейстоценовых золотоносных россыпей, в т. ч. и на шельфе Охотского моря.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Поверхность территории листа в большинстве своем принадлежит суше, южная часть относится к акватории залива Шелихова, в связи с чем различаются два крупных подразделения рельефа: субаэральный и субаквальный. Субаэральный рельеф, согласно схеме орографии Северо-Востока, представлен юго-восточной частью Яно-Чукотской горной страны, крайний на юго-востоке фрагмент территории относится к Корякско-Камчатской горной стране [35]. Субаэральный рельеф характерен для залива Шелихова, являющегося частью мегавпадины Охотского моря.

В составе Яно-Чукотской горной страны (*I*) на территории листа выделяются Яно-Анхойская область низкогорий (*I-1*) и Охотско-Чукотская область среднегорий (*I-2*). Яно-Анхойская область низкогорий подразделяется на Сугойское низкогорье (*I-1-1*), где выделяются Коркодон-Наяханский хребет (*I-1-1a*), Верхнесугойская впадина (*I-1-1б*) и Верхнеомолонское нагорье (*I-1-2*). Юго-восточнее отделенный равниной Гижигинской впадины (*I-1-5*) располагается Тайгоносский горный массив, делящийся на Северотайгоносское среднегорье (*I-1-3*) и Южнотайгоносское пенепленизированное низкогорье (*I-1-4*). Корякско-Камчатская горная страна (*II*), расположенная в юго-восточном углу территории листа, представлена фрагментом Пенжинско-Анадырской низины (*II-1*) в виде Кинкильского вулканического плато (*II-1-1*).

На территории, принадлежащей, преимущественно, к шельфовой части мегавпадины Охотского моря (*III*), различаются Южно-Гижигинский бассейн (*III-1-1*), включающий шельфовую зону (*III-1-1a*) и северное окончание трогового прогиба ТИНРО (*III-1-1б*), а также Шелиховский (*III-1-2*) и Пенжинский (*III-1-3*) бассейны.

Основные типы рельефа созданы в неотектонический этап на разновозрастном и различном по составу субстрате. Главная роль в оформлении крупнейших морфоструктур суши принадлежит поднятиям, в т. ч. и палеоподнятиям с сохраняющимися восходящими тенденциями. Южная часть территории, относящаяся к впадине залива Шелихова с продолжающей ее к северо-востоку Гижигинской равниной, сформировалась в результате кайнозойского рифтогенеза и отличаются тенденцией погружения. Почти в равной степени по площади проявлены выработанный тип рельефа, где активно действовали процессы денудации, эрозии и абразии, и аккумулятивный рельеф, сформированный в результате речных, озерно-речных и ледниковых процессов в основном в межгорных впадинах, а также в результате морского осадконакопления на шельфе залива Шелихова.

Современные особенности рельефа территории обусловлены направленностью и интенсивностью кайнозойских тектонических движений, определяющих масштабы денудационных и аккумулятивных процессов; структурой и устойчивостью к денудации докайнозойских пород, кайнозойскими климатическими условиями, в т. ч. мерзлотными явлениями. В зоне развития ММП существенное значение получили морозное выветривание и солифлюкция, обусловившие активное проявление склоновых процессов в горах; ландшафтные особенности кайнозойских впадин во многом обязаны термокарстовым процессам. Некоторое значение в рельефообразовании имеют локально проявившиеся техногенные факторы.

Рельеф суши

Для континентальной части территории большей частью характерен горный рельеф, в соответствии с абсолютными высотами и морфологическими особенностями поверхности выделяются Охотско-Чукотская область среднегорий, Верхнеомолонское нагорье, Сугойское низкогорье и несколько обособленный Тайгоносский горный массив.

Охотско-Чукотская область среднегорий, вытянутая в северо-восточном направлении, отвечает одноименному вулканогенному поясу, отличается разновысотной ярусностью, скульптурностью вулканогенного рельефа [15].

Верхнеомолонское нагорье расположено в северной части территории, представляет собой южное окончание крупной морфоструктуры центрального типа. Здесь преобладают средневысотные (1200–1700 м) горные гряды, разделенные дугообразными речными долинами и впадинами, присутствуют также реликты выровненных водоразделов – «столовые горы» с высотами 600–800 м [62].

Сугойское низкогорье занимает северо-западную часть площади, отличается в среднем более низкими (700–900 м) высотами, в целом слабой расчлененностью и присутствием реликтов поверхности выравнивания, не выраженных в масштабе схемы [121, 137]. На фоне низкогорья выделяются среднегорные цепи (Коркодон-Наяханский хребет и более мелкие гряды) с высотами до 1800 м, сформированные на гранитоидных массивах.

Тайгоносский горный массив находится на юго-востоке территории. Его северная и центральная части представлены расчлененным среднегорьем (до 1700–1800 м), южная часть массива, примыкающая к шельфу зал. Шелихова, низкогорная (500–700 м), с реликтами поверхности выравнивания на водоразделах.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ, ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В зависимости от преобладающего влияния тех или иных рельефообразующих факторов можно выделить четыре генетические категории рельефа: тектоногенная, структурно-денудационная, денудационная и аккумулятивная, крайне локальный характер имеет техногенная. Структурно-денудационная и денудационная группы занимают доминирующее положение, так как большая часть площади территории расположена в пределах горных массивов.

Начало формирования структурно-денудационного, тектоногенного и большинства типов денудационного рельефа связано с возобновлением малоамплитудных тектонических движений в плиоцене, формирование рельефа продолжается по настоящее время: возраст рельефа N_2-Q_H ; возраст аккумулятивного рельефа неоплейстоцен–голоцен.

Тектоногенная группа

Тектоногенный рельеф формировался в результате новейших движений по подновленным тектоническим нарушениям.

Крутые прямолинейные склоны горных гряд, созданные разрывными дислокациями (N_2-Q_H) (1). Уверенно тектоногенный рельеф выделяется только в северо-восточной части территории на правобережье р. Омолон в контурах тектонического блока северо-восточного простирания [75]. Через осевую зону участка рельефа прослеживается прямолинейный гребневидный водораздел, окаймляющийся крутыми, иногда ступенеобразными склонами. Крутые ($30-40^\circ$) ступени обусловлены разрывными нарушениями и выходами массивных устойчивых к денудации пород (тектонические и денудационные уступы). Уступы отчетливо дешифрируются на МДС полосами-фотоконтрастами, высота их $100-300$ м и прослеживаются они в северо-восточном направлении на $20-30$ км. Ступени на склонах чередуются с несколько более пологими склонами, пересекаются мелкими поперечными водотоками с узкими врезанными долинами. В пределах тектоногенного рельефа распространены делювиальные, сменяющиеся у подножий склонов и тектонических уступов коллювиальными, глыбово-щебенистые отложения.

Структурно-денудационная группа

Структурно-денудационный рельеф создан препарировкой геологических структурных тел и комплексов в процессе денудации неотектонических поднятий. Опознаются разной морфологии поверхности, оформленные на тех или иных геологических образованиях: это участки рельефа, связанного с вулканическими плато, с устойчивыми массивами или частями массивов гранитоидов, участки плосковершинного рельефа («столовые горы»), сформированного на полого залегающих осадочных толщах, участки крутосклонного рельефа на складчатом основании.

Плоские поверхности вулканических плато с террасированными склонами (N_2-Q_H) (2). Участки рельефа, сформированного на вулканических плато, локализуются в юго-восточной части территории, где на фоне расчлененного среднегорья выделяются относительно выровненные поверхности. Они приурочены к полого лежащим покровам базальтов палеогеновой кытыймской свиты. Наиболее уверенно выделяется удлинённый в северо-восточном направлении покров базальтов в среднем течении р. Бол. Гарманда [168]. На этом практически отпрепарированном покрове на высоте около 800 м сформирована плоская или слабо наклоненная ($5-10^\circ$) к юго-востоку поверхность, обрамленная с юга реликтами крутых и отвесных структурно-денудационных скальных и обвальнo-осыпных террасированных уступов высотой до $50-60$ м. С северо-запада покров ограничен разломом, по которому он опущен по от-

ношению к окружающим горам. Поверхность покрова покрыта слоем делювиальных и делювиально-десерпционных отложений, иногда перекрыта валунно-глинистыми ледниковыми наносами; локально вдоль уступов покрова базальтов проявлены элювиальные глыбники.

Крутые слабовыпуклые склоны отпрепарированных гранитоидных массивов (N_2-Q_H) (3). В разных частях территории на фоне значительно расчлененного рельефа выделяются участки массивного облика, приуроченные к обособленным гранитоидным интрузивам или к их возвышенным частям (локальным куполам), в т. ч. и к нескрытым интрузивам, представляющим собой купольные структуры. Абс. выс. таких куполов – около 1500 м. Они четко выражаются отрицательными аномалиями в гравитационном поле и, вероятно, испытывают изостатическое поднятие. Особенно четко возвышенными куполами выделяются массивы на междуречье Сугой, Коркодон, Лев. Хетагчан и в верховьях р. Омолон [191]. Они характеризуются крутосклонным рельефом со слабовыпуклыми склонами и с массивными сглаженными вершинами с площадками криогенной планации. Выделяются участки коренных пород иногда с возвышающимися над их поверхностью останцами гранитов причудливой формы высотой до 10 м, отмечаются фрагменты нагорных террас криогенного происхождения. Поверхности гранитоидных куполов заняты глыбовыми элювиально-делювиальными отложениями, склоны отличаются слабой степенью эрозионного расчленения, обычно покрыты осыпями крупноглыбового делювия.

Плосковершинные горные гряды («столовые горы») на полого залегающих пермско-мезозойских толщах (N_2-Q_H) (4). Такой тип рельефа выделяется в пределах довольно однородной морфоструктуры Омолонского массива, где вытянутые в субширотном и северо-восточном направлениях средневысотные горные гряды разделяются или окаймляются пониженными вытянутыми и изометричными участками с высотами 500–800 м [77]. Эти пониженные участки характеризуются выровненной поверхностью (своеобразные «столовые горы»). Субстратом для них послужили полого лежащие, иногда моноклинально залегающие относительно легко разрушаемые и выравниваемые в основном тонкотерригенные пермо-мезозойские толщи чехла Омолонского массива. Участки моноклинального залегания пород отличаются микрокуэстовой поверхностью, отдельные пласты более устойчивых пород образуют небольшие уступы и гривки, отчетливо дешифрирующиеся светлыми полосами на АФС. Поверхности «столовых гор» покрыты мелкощебенистыми элювиально-делювиальными отложениями, сменяющимися на склонах делювиальными и делювиально-солифлюкционными отложениями: в долинах рек накапливаются пролювиальные и аллювиально-пролювиальные наносы. Относительные превышения водоразделов над днищами водотоков в контурах плосковершинных гряд не превышают 200–300 м.

Крутые и средней крутизны склоны с линейными гребневидными водоразделами, выработанные на линейно складчатых терригенных толщах (N_2-Q_H) (5). На западе и северо-востоке территории полосчатого типа структурно-денудационный рельеф выработан на линейно-складчатых терригенных верхнепалеозойско-мезозойских толщах. Этот рельеф свойствен водораздельным грядам юго-восточного и северо-восточного простираний на правом берегу рек

Сугой и Омолон [75, 122]. Гребневидные водоразделы высотой около 1000 м в пределах этих гряд окаймляются крутыми и средней крутизны, часто ступенчатобразными склонами, отмечаются структурно-денудационные уступы высотой 2–3 м. Иногда, вследствие влияния продольных разрывных нарушений, формируются серии параллельных постепенно понижающихся водораздельных гребней. Относительные превышения водоразделов – 200–500 м. Крупные водотоки согласуются с простираем гряд, склоны гряд пересекаются мелкими поперечными водотоками с относительно узкими врезанными долинами. Здесь распространены делювиальные и делювиально-десерпционные, реже элювиальные щебнистые и супесчано-обломочные отложения.

Денудационная группа

Денудационный рельеф, обязанный процессам комплексной денудации, присущ большей части континентальной территории листа, где преобладают расчлененные среднегорье и низкогорье. В различных частях территории морфологические характеристики рельефа отличаются по крутизне и профилю склонов, форме водоразделов и другим признакам, что связано главным образом с интенсивностью неотектонических поднятий, характером (литологией и структурой) субстрата, влиянием сопутствующих рельефообразующих факторов.

Крутые и средней крутизны склоны, часто асимметричные по отношению к водоразделам, выработанные комплексной денудацией и гравитационными процессами, в основном на палеозойских и мезозойских вулканогенных и вулканогенно-терригенных толщах (N₂-Q_n) (б). Рельеф с асимметричными склонами свойствен большей части площади крупной изометричной морфоструктуры Омолонского массива [62, 211]. Здесь характерно преобладание средневысотных (1200–1700 м) северо-восточных, субширотных и дугообразных в плане горных гряд (гряды Захаренко, Инняга и др.) асимметричного поперечного профиля, расчлененных радиально-концентрической сетью речных долин. Субширотные дугообразные разломы выражены тектоническими уступами высотой до 20–30 м, ориентированными к северу. Активные разломы других направлений проявлены ложбинами и рытвинами в рельефе.

Субстратом горных гряд, возвышающихся над долинами на 500–600 м, служат вулканические и вулканогенно-терригенные среднепалеозойские толщи. Преобладающее на многих участках площади моноклинальное залегание толщ предопределило асимметрию водоразделов, у которых обычно северные склоны крутые (20–35°), а южные более пологие (10–25°). Водоразделы узкие гребневидные, на значительных интервалах (до 5–6 км) скалистые, сильно извилистые вследствие расчленения мелкими поперечными водотоками. В пределах данного рельефа распространены элювиально-делювиальные отложения, сменяющимися ниже по склонам делювиальными. Участками водораздельные гребни сложены глыбовым элювием, встречаются денудационные останцы. В основании склонов скапливается моренный материал, иногда отчетливы гряды боковых и конечных морен.

Рельеф, выработанный гравитационными процессами, наиболее характерен для Охотско-Чукотской области среднегорий, составляя значительную часть

ее площади [188]. Здесь широко распространены горы с остrokонечными вершинами, иногда группирующимися в горные цепи (Коркодон-Наяханский хребет, гряды Ненкат и Наяханская). К этому же типу рельефа относится центральная часть Тайгоносского горного массива с Тайнонытской грядой, а также, вероятно, и площадь Кинкильского плато.

Характерна резкая и глубокая расчлененность поверхности. Абс. выс. вершин составляет обычно 1400–1800 м и иногда больше, относительное превышение водоразделов над днищами долин достигает 700–1000 м. Преобладают крутые (30° и более), реже средней крутизны склоны, иногда с отчетливой ярусностью, скалистые водораздельные гребни. На склонах распространены нивационные цирки и кары [62]. Днища цирков находятся на высоте 1100–1200 м, диаметр их – 1000–1500 м, высота стенок – 150–350 м. Стенки крутые, местами отвесные, изрезанные эрозионными бороздами. В полого вогнутых днищах цирков часто расположены небольшие озера, подпруженные мореной. В верховьях рек Омолон и Гижига выявляются широкие и довольно протяженные троговые долины шириной до 300–700 м, борта их крутые, иногда обрывистые, днища обычно заполнены перебитым моренным материалом. Местами фиксируются активные в неотектонический этап тектонические нарушения субширотной и северо-восточной ориентировок. Некоторые из нарушений в бассейне р. Гижига выражены уступами. Уступы направлены на юго-восток, высота скальных и обвальных уступов – 20–50 м, иногда 100 м.

Преобладают элювиально-делювиальные глыбовые отложения, участками на водоразделах выделяются выходы коренных пород с денудационными останцами высотой до 5–10 м, распространен глыбник элювия. В приводораздельных частях распространены ледниковые образования, у подножий склонов располагается материал конечных морен, развиты шлейфы осыпания, а в устьях зачаточных долин – небольшие пролювиальные конусы выноса.

Средней крутизны и пологие склоны, пологие водоразделы с явлениями пенеппенизации, развитые на преимущественно мезозойских терригенных толщах (N_2-Q_n) (7). Указанные склоны и водоразделы распространены на площади низкогорного, в различной степени расчлененного рельефа в северо-западной части территории. Относительно малая расчлененность водоразделов во многом определена слабой сопротивляемостью слагающих область пород верхоянского комплекса процессам денудации [121]. Низкогорные ландшафты здесь образовались из-за существенной тектонической стабильности и невысоких темпов неотектонических поднятий, вследствие чего длительная денудация привела к широкому развитию выровненных поверхностей – палеогеновых и неогеновых пенеппенов. Реликты пенеппенов в виде выровненных площадок, не выражающихся в масштабе схемы, наблюдаются на водоразделах, а также на более низких уровнях в районах, прилегающих к межгорным впадинам. Возраст их определяется сопряженностью с днищами неотектонических впадин, выполненных кайнозойскими отложениями.

В пределах рельефа распространены водоразделы со средними абс. выс. 700–800 м, вытянутые в основном в северо-западном направлении. Относительные превышения водоразделов над днищами долин составляют 150–400 м. Водоразделы в большинстве случаев имеют волнистый характер, местами выровненный, где встречаются отдельные валуны и гальки – остатки

почти полностью уничтоженных денудацией палеогеновых и неогеновых отложений и сохранившихся лишь в неотектонических впадинах.

Склоны водоразделов крутизной $15\text{--}25^\circ$ выпрямленные, реже слабовогнутые, покрытые плащом щебнистых делювиальных и делювиально-десерпционных, реже элювиально-делювиальных отложений. В нижних частях склонов накапливаются щебнисто-суглинистые делювиально-солифлюкционные отложения. Вследствие движения и течения материала при оттаивании мерзлых пород формируются солифлюкционные террасы и оплывины шириной $100\text{--}300$ м с субгоризонтальной поверхностью и более крутым выпуклым уступом.

Пологие склоны и широкие водоразделы с реликтами поверхностей выравнивания, развитые преимущественно на гранитоидах и архейских метаморфитах ($N_2\text{--}Q_n$) (8). Участки данного рельефа выделяются в пределах Тайгоносского горного массива, где они с юга и севера обрамляют относительно возвышенную центральную часть [101]. Субстратом являются в основном позднемезозойские гранитоиды (на юге п-ова) и архейские метаморфические породы (на севере). Абс. выс. довольно широких сглаженных водоразделов составляют $700\text{--}900$ м, врез современной гидросети – $400\text{--}700$ м. Во многих местах водоразделы венчаются плиоценовой поверхностью выравнивания, реликты которой выражены ровными, иногда почти горизонтальными площадками до нескольких квадратных километров, распространены кайнозойские коры выветривания [116]. Отмечаются также реликты аллювиальных террас раннеоплейстоценового времени. Склоны пологие ($10\text{--}20^\circ$) слабывпуклые, покрыты в основном делювиальными отложениями, участками элювиально-делювиальными, в основании склонов иногда располагаются небольшие делювиально-солифлюкционные шлейфы.

Аккумулятивная группа

Аккумулятивный рельеф на территории развит в той или иной мере повсеместно и сформирован в результате накопления обломочного материала в долинах рек, в межгорных впадинах, у подножья гор. Подразделения этого рельефа зависят от рельефообразующего фактора переноса и отложения рыхлого терригенного материала, различаются речной, озерный, ледниковый типы, иногда два фактора действуют совместно. Возраст рельефа соответствует возрасту слагающих его осадков и на территории листа это – от раннего неоплейстоцена до голоцена.

Речной тип рельефа представлен голоценовыми поймами и неоплейстоценовыми надпойменными террасами долин рек, аллювиально-пролювиальными и пролювиальными шлейфами, озерно-аллювиальными и озерно-болотными равнинами; ледниковый тип рельефа представлен различной морфологии равнинами ледниковых и гляциофлювиальных отложений.

Голоценовые речные поймы (Q_n) (9) присутствуют во всех крупных речных долинах, иногда различаются низкая и высокая поймы, несколько отличающиеся по времени формирования и местами отделенные друг от друга сглаженным уступом высотой до 1 м. Формирование высокой поймы началось раньше, оформление низкой поймы продолжается и в настоящее время.

Максимальной ширины (до 3–5 км) поймы достигают в долинах рек Гижига, Парень, Омолон, Коркодон и Сугой. В местах развития наледей и наледных полей, местах бывших или временных наледей пойма аномально расширяется, русло реки разбивается на множество проток. Поверхность пойма плоская, иногда с пониженными участками и старицами, осложнена извилистыми протоками, галечниковыми валами, местами заболочена, поросла кустарником, в приближении к руслам покрыта листовенничным и смешанным лесом. Наледные поляны часто лишены растительности, местами покрыты кустарником и травой.

Неоплейстоценовые аллювиальные разноуровневые террасы (Q_{I-III}) (10) в различной степени присутствуют в долинах крупных рек, иногда формируют протяженные палеодолины. В наиболее развитых речных долинах наблюдается целый комплекс разноуровневых террас, наиболее распространены поздненеоплейстоценовые террасы. Первая надпойменная терраса 8–10-метрового уровня распространена в долинах рек Сугой и Тебана, в бассейне р. Гижига она вложена в поздненеоплейстоценовую аллювиально-озерную равнину, в большинстве случаев сопровождается уступом высотой 3–5 м. Ширина площадок террасы – 1–2 до 5 км, поверхность террасы относительно ровная, с заболоченными линейными понижениями, следами бывших проток. Вторая надпойменная терраса 10–15-метрового уровня фрагментами присутствует в верхних течениях рек Хетагчан и Тебана, представлена короткими отрезками субгоризонтальных площадок шириной до 2–5 км [122, 137]. Третья надпойменная терраса 15–20-метрового уровня распространена по правому борту долины р. Сугой и в долине р. Лев. Хетагчан. Ровная, часто заболоченная поверхность террас шириной 2–3 км иногда обрывается к пойме хорошо выраженным уступом высотой до 8–10 м.

Террасоувалы с волнистой поверхностью высотой до 60 м в бассейнах рек Коркодон и Парень отнесены к верхнеоплейстоценовым образованиям. Также верхнеоплейстоценовыми является аллювиально-морская терраса высотой 20–60 м, сохранившаяся вдоль северного побережья залива Шелихова в районе устья р. Вилига. Вверх по течению рек аллювиально-морские отложения фациально замещаются аллювиальными отложениями [188]. Плоская, слабонаклонная поверхность террасы шириной до 4 км залесена и прорезана долинами поперечных водотоков.

Нижне- и среднеоплейстоценовые отложения, прослеживающиеся вдоль долин рек и на междуречьях Венера–Хетагчан и Анмандя–Парень, фиксируют положение субмеридиональных палеодолин. Отложения слагают террасоувалы высотой 50–80 м, прослеживающиеся на водораздельные пространства и сопряженные с реликтами поверхностей выравнивания [62, 121]. Поверхность террасоувалов ровная по простиранию и волнистая на поперечном профиле, поросшая лесом и кустарником, встречаются высыпки галечного материала.

Пологонаклонные поверхности аллювиально-пролювиальных и пролювиальных шлейфов (Q_{III-IV}) (11) выделяются в долинах и в основании придолинных склонов некоторых рек в северной части территории. Аллювиально-пролювиальный шлейф шириной до 10 км и протяженностью 30–40 км приурочен к долине р. Омолон, сформирован в позднем неоплейстоцене – голо-

цене за счет отложения осадков временных и постоянных водотоков [332]. В плане имеет неправильную форму с зубцами в долины горных притоков. Поверхность шлейфа, слегка вогнутая по направлению основного водотока, рассечена сетью веерообразно расположенных неглубоко (0,7–1,5 м) врезанных ложбин – русел временных водотоков. Пролувиальные шлейфы приурочены к прибортовым склонам долин рек Тебана, Анмандя, Вархалам, они образованы сериями сближенных конусов выноса. Ширина шлейфов – 3–5 км, прослеживаются они вдоль склонов на 30–50 км. Поверхность шлейфов при общем пологом наклоне к долинам рек осложнена коническими, слабовыпуклыми контурами слившихся конусов выноса. Обломочный материал слабо сортирован, отличается разнообразием гранулометрического состава.

Субгоризонтально-западинная озерно-аллювиальная и озерно-болотная равнина (Q_{III-n}) (12) расположена в бассейне нижнего течения р. Гижига. Равнина сформирована на верхнелепесточеновых озерно-аллювиальных отложениях, ее поверхность располагается на абс. отм. 100–200 м, заболочена и осложнена многочисленными озерами и мерзлотными формами рельефа [101]. Болота образуют характерный микрорельеф чередующихся торфяных гряд и плоских мочажин (20–50 м), в совокупности создающих концентрически-дихотомический рисунок. Ландшафтные особенности равнины во многом определены широко и интенсивно проявленными мерзлотными процессами, прежде всего термокарстом. На право- и левобережье р. Гижига выделяются термокарстовые озера и западины изометричной и удлиненной форм. Изометричные западины обычно имеют размер 0,5–1 км, размеры наиболее крупных удлиненных понижений достигают 10–15 км. Отдельные мелкие четко выраженные термокарстовые озера погружены на глубину 2–3 м. В пределах равнины встречаются небольшие гряды и холмы мерзлотного происхождения, единичные булгунняхи (гидролакколиты) высотой 2–5 м.

Водотоки часто теряются среди заболоченной равнинной поверхности. Пойма р. Гижига в пределах равнины резко расширяется (до 2–2,5 км), русло реки меандрирует. На дугообразном отрезке долины реки выявляются веера блуждания русла, в рисунке распределения стариц и старичных озер интерпретируется постепенное смещение русла реки по поверхности равнины в западном направлении.

Пологоувалистая поверхность моренных ледниковых отложений позднелепесточеновых оледенений (Q_{III}) (13). Ледниковые отложения второй и четвертой ступеней позднелепесточеновой поры в виде увалов, сложенных материалом основных и конечных морен, распространены довольно широко в центральной части территории. Подобные образования сконцентрированы в восточной краевой части Верхнесугойской впадины, где составляют единую увалистую поверхность с общим наклоном в восточном направлении [188]. Удлиненные увалы и холмы высотой 10–40 м разделены обводненными и заболоченными рытвинами и промоинами. Конечно-моренные гряды представлены серией дугообразных валов, слегка выпуклых вниз по склону, к долине р. Эликчен, или цепочкой холмов.

Слабовхолмленные или плоские поверхности зандровых равнин и гляциофлювиальных террас позднелепесточеновых оледенений (Q_{III}) (14) присутствуют почти повсеместно на территории, обрамляя область оледенений.

Плоские слабонаклонные террасы, сложенные гляциофлювиальным материалом, распространены в долинах рек Омолон, Парень, Гижига [34]. Террасы шириной 1–3 км прослеживаются на 10–20 км, поверхность их плоская, сухая, иногда заболочена либо разбита морозобойными трещинами. В Верхнесугойской впадине гляциофлювиальные отложения образуют слабовсхолмленную равнину шириной до 10 км и длиной до 50 км, поверхность ее в целом полого (1–3°) наклонена к долине р. Эликчен, в большинстве сухая, отмечается развитие морозобойных трещин.

Грядово-увалистая поверхность моренных ледниковых отложений среднеплейстоценового оледенения (Q_{II}) (15) наблюдается у северного края Гижигинской впадины (бассейн р. Ахавеем) и на побережье зал. Шелихова (бассейн р. Бол. Гарманда) [102]. Участки поверхности, по-видимому, фиксируют фронт максимального оледенения в среднеплейстоценовую пору. На волнистой поверхности отложений возвышенные моренные гряды образуют системы концентрических дуг длиной до 20–30 км, обращенных выпуклой стороной к югу, высота гряд – 10–30 м, иногда достигает 50 м. Поверхность морен залесена, часто встречаются валуны.

Пологохолмистые поверхности зандровых равнин среднеплейстоценового оледенения (Q_{II}) (16) располагаются по северному краю Гижигинской впадины и на побережье зал. Шелихова, обрамляя поля одновозрастных ледниковых отложений. Слабонаклонные зандровые равнины, сформированные водно-ледниковыми потоками, протягиваются от моренных валов на 10–20 км, в долинах рек переходят в гляциофлювиальные террасы [101]. Плоская пологохолмистая поверхность равнин прорезана пологими долинами поперечных водотоков, часто заболочена, содержит множество мелких озер, отмечаются термокарстовые западины.

РЕЛЬЕФ АКВАТОРИИ

Акватория занимает около трети площади листа в основном южнее 62° с. ш. и охватывает северную часть залива Шелихова, являющегося северо-восточной частью Охотского моря. П-ов Тайгонос разделяет акваторию листа на Гижигинскую и Пенжинскую губы.

Рассматриваемая часть мегавпадины Охотского моря представлена почти полностью шельфом. По глубине погружения и морфологии поверхности дна могут различаться Шелиховская провинция плоской абразионно-аккумулятивной подводной равнины и Северо-Охотская провинция морских равнин материковой отмели с реликтами субаэрального рельефа [148]. С учетом данных по неотектоническому районированию в морской части территории листа Р-57 выделяются три бассейна (Южно-Гижигинский, Шелиховский и Пенжинский), первый включает шельфовую зону и северное окончание трогового прогиба ТИНРО.

В целом Охотское море является внутренним, характеризуется постепенным нарастанием глубин, однако по характеру волнений и интенсивности течений самое бурное: здесь отмечаются самые высокие приливы (до 13 м) в Пенжинской губе. По гидродинамической обстановке в пределах акватории

можно выделить три зоны: 1 – с определяющей деятельностью ветрового волнения (прибрежная зона побережья Гижигинского залива глубиной до 20 м), 2 – с режимом, определяющимся приливно-отливными течениями (Пенжинская губа) и 3 – с умеренным движением вод и преобладанием круговой циркуляции (халистазы) по часовой стрелке (центральная часть Гижигинского залива глубже 50 м) [11].

Для геоморфологического районирования акватории листа использовались морские карты [128], позволившие существенно детализировать рельеф дна моря, в т. ч. и рисунок изобат; данные изучения строения и литологического состава донных осадков – в материалах [90, 266, 300, 305, 317].

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ, ТИПЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Особенности строения морского дна и гидрологический режим акватории предопределили развитие на шельфе нескольких генетических групп рельефа: тектоногенного, денудационного, абразионно-аккумулятивного и аккумулятивного. Начало формирования тектоногенного и денудационного рельефов, как и на суше, обусловлено малоамплитудными тектоническими движениями в позднем плиоцене. Их возраст определяется как плиоцен-четвертичный. Возраст аккумулятивного рельефа коррелирует возрасту слагающих его голоценовых осадков.

Тектоногенная группа

Тектоногенный рельеф выделяется в зоне перехода от шельфа к углубленным участкам северного окончания трогового прогиба ТИНРО, глубины моря здесь – 150–200 м [183].

Наклонные и пологонаклонные поверхности склонов тектонической впадины (N₂-Q_n) (17). Северное окончание (впадина) трогового прогиба расположена в южной части Гижигинской губы. О тектоническом происхождении впадины говорят ее удлиненная форма в плане, сопряженность с основной частью трогового прогиба. Ширина впадины в среднем 50 км, вместе с ответвлениями достигает 75 км. Замыкание впадины плоское, почти ровное, представлено относительно крутыми (до 1,6°) прямыми склонами.

Пологонаклонные поверхности днищ локальных тектонических впадин (N₂-Q_n) (18). Такие линейные впадины шириной до 5 км выделяются в пределах северного окончания прогиба ТИНРО на глубинах около 200 м. Впадины пространственно сопряжены с подводными долинами на шельфе и продолжают их в пределах трога. Впадины приобретают разветвленный в плане рисунок, на их полого наклоненных в южном направлении днищах проявлены процессы аккумуляции и транзита терригенного материала.

Денудационная группа

Денудационный рельеф выделяется в основном в зоне материковой отмели и в подводных долинах шельфа.

Абразионные поверхности слабонаклонных прибрежных подводных равнин (Q_n) (19). Прибрежные подводные равнины располагаются преимущественно вдоль западной части Гижигинской губы и вокруг п-ова Тайгонос на глубинах до 50–60 м. Местами они осложнены террасами и низкими уступами [271]. Небольшие глубины, открытость в сторону моря, слабые уклоны дна благоприятствуют процессам абразии за счет постоянных течений, приливов и волнения. Здесь происходит распределение отложений в зависимости от гранулометрического состава: более легкий материал выносится в более глубоководные части, песчано-гравийно-галечный материал откладывается на поверхности равнин.

Выровненные площадки абразионных террас (Q_n) (20) прослеживаются вдоль западного берега Гижигинской губы на глубинах от 20 до 40 м. Ширина террас в среднем – 8–13 км, протяженность – до 50–70 км. Морфологически террасы оформились во время послеледниковой (голоценовой) трансгрессии моря и опущены в результате неотектонического погружения. Ровные поверхности их образованы морскими волновыми отложениями, в основном песчано-гравийным материалом.

Денудационный останец невыявленного генезиса (Q_n) (21). Небольшое (5×10 км), слегка вытянутое вдоль Пенжинской губы поднятие невыявленного генезиса выделяется на глубинах 50–60 м. Здесь, возможно, выступают породы акустического фундамента.

Подводные долины, ложбины, эрозионные врезы (Q_n) (22). Погруженные эрозионные врезы и ложбины сформированы в условиях субаэрального воздействия и продолжают выполнять роль транзитных магистралей для современных осадков [126]. Палеодолины выделяются по локальным изгибам (выступам изобат в сторону суши), судя по величине и амплитудам таких изгибов, ширина палеодолин составляет 3–5 км, а глубина измеряется первыми метрами. На шельфе залива Шелихова подводные долины образуют сходящиеся пучки, собираясь в прогибах-трогах на смежной с юга территории. В прибрежной части намечается связь палеодолин с речными долинами на суше, наиболее уверенно эта связь выявляется в эстуарии Гижигинской губы и в Наяханской губе. Эта связь устанавливается, если реки достаточно крупные и протекали по шельфу в периоды регрессивного осушения. Однако за время эвстатических колебаний уровня моря часть древней подводно-долинной сети могла быть захоронена, при слабом проявлении долины выделяются в качестве предполагаемых. Тальвеги палеодолин, вероятно, дугообразно прогнутого поперечного профиля характеризуются транзитом и частичной аккумуляцией преимущественно мелкого терригенного материала.

Абразионно-аккумулятивная группа

Слабонаклонная поверхность абразионно-аккумулятивной прибрежной подводной равнины (Q_n) (23) находится напротив Наяханской губы, занимает промежуточно-переходное положение между абразионными поверхностями западной части Гижигинской губы и более усложненным рисунком чередующихся абразионно-аккумулятивных равнин вокруг п-ова Тайгонос. Углы наклона поверхности – около 10° .

Пологонаклонные поверхности абразионно-аккумулятивной прибрежной подводной равнины (Q_н) (24) в основном примыкают к абразионным поверхностям прибрежных подводных равнин вокруг п-ова Тайгнос, являясь их пологим продолжением, с углами наклона порядка 6°.

Субгоризонтальные поверхности абразионно-аккумулятивной прибрежной подводной равнины (Q_н) (25) субгоризонтальные поверхности в зоне волнового воздействия (на глубинах 40–50 м), а также умеренных (5–10 см/с) дрейфовых течений. Вероятнее всего, древние затопленные террасы, сложены морскими волновыми отложениями (морской ундалювий). Ширина террас порядка 25 км, длина – 45–50 км.

Пологонаклонные поверхности абразионно-аккумулятивной прибрежной подводной равнины, моделированные гравитационными процессами (Q_н) (26). Данный тип рельефа преимущественно приурочен к Шелиховскому бассейну на продолжении Тайгносского горного массива, в тектоническом отношении занимая более приподнятое положение по отношению к Гижигинскому и Пенжинскому прогибам. Здесь более сложную картину распределения имеют дрейфовые и приливно-отливные течения, формирующие пологонаклонную равнину морских перлювиальных и флювиальных отложений на глубинах от 50 до 100 м. Фрагменты подобных равнин опознаются также вдоль северо-западного берега Гижигинской губы на глубинах 70–90 м.

Аккумулятивная группа

Плоская поверхность морской и аллювиально-морской равнины приливно-отливной зоны (Q_н) (27). Участки такой поверхности наблюдаются в мелководной части Гижигинской губы до глубины 10 м. Их формирование обусловлено высокими и мощными приливами моря. Активный гидродинамический режим обуславливает частое переотложение осадка разного гранулометрического, вероятно, преимущественно грубозернистого состава, предполагается уменьшение крупности обломочного материала по удалению от берега моря. При отливе наблюдается протяженная полоса осушки, до 10 км в устье р. Гижига.

Субгоризонтальная поверхность аккумулятивной равнины (Q_н) (28). Данная равнина проявлена на западе Гижигинского бассейна, примыкает к абразионным равнинам. В самой широкой части с севера на юг достигает размера в 60 км, распространяется от глубин 50 до 80 м. Ее образование тесно связано с чередующимися трансгрессиями и регрессиями, а также с зонами преимущественно нисходящих слабодифференцированных вертикальных движений. Предполагается гравийно-песчаный состав осадков.

Пологонаклонные поверхности эрозионно-аккумулятивной равнины (Q_н) (29). Данный вид рельефа имеет широкое распространение в пределах акватории, в основном в Гижигинской губе и в Пенжинской губе на глубинах более 50 м [267]. Данные поверхности были сформированы во время регрессии моря, в условиях субаэрального режима. Именно в пределах этой равнины и в ближайшем обрамлении интерпретируются палеодолины, образующие веерообразные пучки. В пределах равнины развит морской флювиал, представленный, предположительно, песком, алевроитом и гравием.

Субгоризонтальная поверхность эрозионно-аккумулятивной равнины со следами абразии (Q_n) (30). Такая поверхность локально распространена в южной приграничной части акватории, в основном на глубинах до 50 м [184]. Основной рельефообразующей силой является волновая аккумуляция, одновременно происходят процессы абразии и аккумуляции отложений, что приводит к частым изменениям поверхности дна – где-то образуются временные отмели и косы с галечным и гравийным материалом, где-то обнажаются коренные породы.

Субгоризонтальная поверхность эрозионно-аккумулятивной всхолмленной равнины (Q_n) (31). Подобный рельеф выделяется в южной части акватории листа, смежен с эрозионно-аккумулятивной равниной [64]. Формировался он под влиянием процессов аккумуляции и эрозии при воздействии существенных приливно-отливных и постоянных течений. Предполагается преобладание морского перлювия с промытым течениями галечным материалом.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ МОРФОСТРУКТУРЫ

В соответствии с тектоно-геоморфологической контрастностью рельефа довольно обоснованно возможно выделение разномасштабных морфоструктур, сформированных в определенные этапы континентального развития территории. Например, могут быть выделены крупнейшие морфоструктуры Омолонского массива и Охотско-Чукотского пояса, в их составе могут быть выделены морфоструктуры более высоких порядков. Омолонская морфоструктура, южная часть которой (Верхнеомолонское нагорье) входит на территорию листа, характеризуется субконцентрическим расположением горных гряд и разделяющих их впадин [102]. Охотско-Чукотская морфоструктура имеет северо-восточное простирание и образована цепью изометричных морфоструктур второго порядка. Одна из таких морфоструктур – Наяханская – находится на западе территории и представлена массивом среднегорья с концентрическими и радиальными водотоками. Несколько обособленная овальная северо-восточного удлинения морфоструктура п-ова Тайгнос отличается ступенеобразным рельефом с поднятой центральной частью [116].

Отмечается определенная связь полезных ископаемых с морфоструктурами. Так, например, Омолонской и Охотско-Чукотской морфоструктурам отвечают минерагенические провинция и пояс с золото-серебряным оруденением, морфоструктурам более высоких порядков – рудные районы (например, Южно-Омолонский рудный район) и узлы. Морфоструктурный анализ территории помогает надежному оконтуриванию рудных узлов, решению вопросов эрозионного среза коренных источников металлоносных россыпей.

Крупной, отрицательного знака представляется довольно однородная морфоструктура залива Шелихова с чашеобразной поверхностью [215]. Несколько обособлена от нее вытянутая, северо-восточного простирания морфоструктура Пенжинской губы. Они разделяются намечающимся на продолжении мыса Поворотный п-ова Тайгнос поднятием дна моря и акустического фундамента. Условия формирования подводных морфоструктур, в т. ч. и их элементы в виде подводных долин могут способствовать образованию прибрежно-морских россыпей золота.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Начало формирования горного рельефа территории нисходит к позднеюрской орогенной стадии развития, в дальнейшем большое значение имели процессы меловой и неотектонической активизации. Денудационные и эрозионные процессы в зависимости от структурных факторов и литологии пород выработали прообраз современного рельефа, при этом распределение основных типов денудационного рельефа в целом согласуется с контурами многих тектонических элементов.

В неотектонический этап (в палеогене и неогене) на фоне общей тенденции поднятия территории отчетливо проявилась дифференциация блоковых тектонических движений, что в частности выразилось в проявлении базальтового вулканизма и в образовании Гижигинской межгорной впадины и троговых прогибов в контурах современного залива Шелихова, заполнявшихся мощными толщами осадков. Периодически тектонические движения ослабевали, что приводило к развитию процессов выравнивания и образованию равнинного рельефа.

В конце палеогена территория представляла собой горную страну, вероятно, менее расчлененную, чем в настоящее время, аккумуляция материала происходила лишь в Гижигинской впадине и в бассейнах залива Шелихова. Остальная территория подверглась денудации и был сформирован пенеплен, предположительное существование которого намечается лишь в отдельных случаях. В неогене контрастные блоковые движения привели к разрушению предыдущих морфоструктур, образованию и других межгорных впадин, таких как Верхнесугойская и Наяханская, а также к формированию нового пенеплена. По-видимому, сохранили тенденцию к погружению Гижигинская впадина и мегавпадина Охотского моря. Неравномерность и прерывистость общего поднятия оживляло речную эрозию и превратило былой пенеплен в плоские водоразделы между долинами. В зависимости от амплитуды движений блоков, поверхность пенеплена была перемещена на разную высоту. Реликты выровненных водоразделов наблюдаются в северо-западной части территории на гипсометрических уровнях от 500 до 600 м. Реликты пенеплена с остатками коры выветривания сохранились также в северной и южной частях п-ова Тайгонос [116].

Для впадины Охотского моря наиболее важным был позднемезозойский–раннекайнозойский этап, когда произошло заложение крупнейших дислокаций на шельфе, образование прогибов в средней и внешней зонах шельфа, опускание части подводной окраины [185]. В депоцентрах прогибов по сейсмическим данным можно предполагать присутствие палеогеновых вулканитов.

Конец плиоценовой эпохи – начало плейстоцена ознаменовались коренными изменениями геоморфологического облика территории в связи с проявлением мощных неотектонических движений. Это время можно считать началом формирования современного рельефа. Новейшие тектонические движения неизбежно отразились на распределении и развитии гидросети. Произошла ее коренная перестройка, в результате которой в основном был

заложен современный рисунок речной сети. В условиях оживления тектонических движений происходило опускание дна морского бассейна и распространение морской трансгрессии в центральной части моря. Вследствие этих тектонических движений происходит образование желобов и впадин погруженного шельфа.

Разрушение пенепленов на суше и в последующем размыв кор выветривания знаменует собой начало кайнозойской эпохи россыпеобразования. Рыхлый материал поверхностей выравнивания может рассматриваться в качестве важного промежуточного коллектора рудных компонентов при формировании золотоносных россыпей. Так, основным источником металла золотоносных россыпей бассейна р. Авекова на п-ове Тайгонос считаются кайнозойские коры выветривания [116].

С началом плейстоценовой эпохи связывается интенсивное воздымание горной страны территории и новое усиление дифференцированных тектонических движений. Неотектонические движения в общем имели характер поднятий, но проявились неодинаково и не всегда одновременно в разных частях территории. Нисходящими движениями отличалась впадина Охотского моря, что выразилось в интенсивной эрозии реками Охотского побережья, перехват ими долин верхних течений рек Омолон, Парень, впадающих в р. Колыма. В раннеоплейстоценовую пору продолжали прерывисто развиваться заложенные ранее впадины, в т. ч. наиболее крупная Гижигинская. Влажный и сравнительно теплый климат, господствовавший здесь, обусловил существование полноствольных темнохвойных лесов.

Речная сеть формировалась на протяжении всего плейстоцена, реконструируется ее некоторая перестройка. По сохранившимся реликтам ранне- и среднелепистоценовых террас на современных водораздельных участках выявляются субмеридиональные палеодолины в бассейнах рек Волна и Парень.

Последний этап новейшей тектонической активизации, выразившийся в увеличении темпа и амплитуд поднятий горных сооружений и равнин наступил со среднелепистоценового времени. Основные черты рельефа, его высотная зональность, а также речная сеть формировались в условиях активных и дифференцированных колебательных движений как главного рельефообразующего фактора. Однако в создании отдельных форм рельефа решающая роль принадлежала экзогенным процессам, в т. ч. эрозионной и ледниковой деятельности [186].

Со среднего неоплейстоцена начинается общее поднятие территории, похолодание и колебательный характер в целом умеренно холодного климата с чередованием холодных и относительно теплых климатических фаз. Холодные фазы сопровождались оледенениями. В эпохи похолодания распространение получили тундрово-степные ландшафты, а в эпохи потепления преобладали лесотундровые и даже северо-таежные ландшафты [16].

В средне- и позднелепистоценовую пору на развитие рельефа территории существенное влияние оказали оледенения, обусловленные мощным похолоданием климата. Среднелепистоценовое оледенение предполагается для большей части территории, где область возвышенного рельефа, по-видимому, подверглась полупокровному оледенению, о чем свидетельствуют эрратические валуны, присутствующие на гипсометрических уровнях 800–850 м.

Направления движений ледников определялось общим уклоном рельефа, предполагаются движения в западном, северном и восточном направлениях. Сформировавшиеся ледниковые отложения были во многом уничтожены из-за последующей переработки различными денудационными рельефообразующими процессами. Моренные гряды среднеледниковой эпохи прослеживаются в обрамлениях Верхнесугойской и Гижигинской впадин, а также на п-ове Тайгонос. В последовавшее межледниковье ледники начинают таять и талые ледниковые воды формируют гляциофлювиальные равнины, которые также были полностью разрушены. Вновь начинают развиваться денудационные процессы в горных массивах и аккумуляция продуктов выветривания на равнинах. Конец периода потепления завершился формированием аллювиальных и морских форм рельефа в нижних частях долин крупных водотоков и на побережье. Очередное похолодание климата привело к горно-долинному оледенению в позднем неоплейстоцене.

В позднеледниковую пору центры оледенений располагались на участках максимальных поднятий в оледенение второй ступени покровно-долинного типа было весьма значительным: ледники выходили в пределы депрессий. Морены распространены довольно широко, они и залегают в троговых долинах, отличаются лучшей сохранностью. Последующее оледенение четвертой ступени было менее интенсивным, типично горно-долинное; ареал его распространения в 2–3 раза меньше. Морены залегают в глубоких трогах, цирках и карах, отличаются меньшими размерами и наилучшей сохранностью. Водно-ледниковые потоки сформировали плоские или слабовсхолмленные задровые равнины (Верхне-Сугойская, Гижигинская впадины, верховья р. Омолон), переходящие в надпойменные террасы высотой 15–20 м.

На п-ове Тайгонос центром оледенения являлся Тайнынотский горный хребет. Оледенение среднеледниковой поры носило в основном горно-долинный характер, охватывало всю горную часть полуострова, ледники выдвигались и на прилегающие равнины. Оледенение позднего криохрона позднеледниковой поры имело значительно меньшие ареалы распространения, не выходило за пределы горных сооружений и было преимущественно горно-долинным в северной части и каровым в южной. С оледенениями связано формирование гляциофлювиальных отложений как в долинах, так и в межгорных впадинах [116]. Некоторые из водотоков, прежде всего верхние притоки р. Гижига, наследуют троговые долины ледников, притоки верховьев р. Сугой окаймляют и в узких долинах прорезают моренные гряды.

В позднеледниковую пору продолжалось прерывистое воздымание территории, что отражено в развитии речных долин с комплексами террас. Комплексы разновысотных позднеледниковых террас наблюдаются в долинах рек Сугой, Тебана, Гижига. Это отражает поступательный подъем территории, прерывающийся на короткие стадии, в течение которых формируются террасы.

В пределах Охотского моря происходили неоднократные колебания уровня воды, трансгрессии чередовались с регрессиями. Территория приматерикового шельфа (верхнего) до позднего неоплейстоцена развивалась как единое целое с прилегающей частью материка. В плейстоцене в связи с активным формированием впадины Охотского моря происходили медленные по-

гружения побережья и прилегающего шельфа, что не могло не отразиться и на прибрежной полосе материковой суши, которая также испытывала опускание [185]. В пределах акватории предполагается присутствие затопленных субазральных форм рельефа: древних береговых линий, террас, речных долин, возможно, ледниковых форм рельефа. Однако вследствие неоднократных колебаний уровня моря в пределах +100–120 м и –160–180 м более древние формы и поверхности значительно перерабатывались и не всегда сохранялись [94]. Отсутствие на побережьях Приохотья явственно выраженных морских уровней, возможно, в значительной степени обусловлено активной динамикой прибрежных вод, уничтоживших следы плейстоценовых трансгрессий [185].

В прямой зависимости от направленности рельефообразующих процессов, проявления эрозионных и абразионных процессов (при наличии коренных источников) находятся предпосылки россыпеобразования. Промышленные россыпи золота обнаруживаются в основном в основании аллювиальных галечников поздненеоплейстоценовых террас и голоценовых пойм золотоносных водотоков. Морские голоценовые отложения на западном побережье п-ова Тайгнос перспективны на выявление прибрежно-морских россыпей, что подтверждается и поисковыми данными.

К современной эпохе район превратился в область общего медленного и устойчивого поднятия, о чем свидетельствует повсеместная глубинная эрозия водотоков. В конце позднего неоплейстоцена в связи с денудационными и сопряженными с ними аккумулятивными процессами оформились основные черты современного горно-долинного рельефа. В голоцене продолжается интенсивное воздымание, в результате эрозии образовалась первая надпойменная терраса, высокая пойма, формируется низкая пойма. Дифференцированные движения отдельных участков территории, очевидно, продолжают и в настоящее время, в рельефе выявляются тектонические уступы в основном северо-восточного простирания, в междуречье Омолон–Гижига наблюдаются тектонически активные в настоящее время субширотные разломы, выраженные трещинами и рытвинами, отчетливо дешифрирующиеся в МДС. Активность неотектонических движений устанавливается и для прибрежной части залива Шелихова, где зафиксированы землетрясения магнитудой до 5. Большая центральная часть акватории, по-видимому, характеризуется довольно стабильной обстановкой, где господствуют застойные явления.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа сосредоточены разнообразные рудные и нерудные полезные ископаемые, из которых стратегическое значение имеет золото, представленное коренными месторождениями и россыпями. Имеются также месторождения и проявления железа, молибдена, полиметаллов, серебра и другие металлические ископаемые. Энергетическим сырьем местного значения является бурый уголь, предполагаются перспективы в отношении нефтегазосности. Данные о минерагении территории приведены на карте полезных ископаемых, в основу которой положены материалы карты полезных ископаемых масштаба 1:500 000 Колымо-Омолонского региона [113], адаптированной к масштабу и соотнесенной с Картой полезных ископаемых масштаба 1:1 000 000 листов О-56, Р-56,57 Госгеолкарты-1000 (новая серия). Актуализация карты произведена с учетом материалов подготовленных и изданных листов Госгеолкарты-200 (первого и второго изданий), новых данных, полученных в последние годы, в т. ч. ГСР-50 и полевых исследований, проведенных в процессе составления карты, а также Государственного баланса запасов полезных ископаемых Магаданской области по состоянию на 1.01.2019 г.

На карте показано 960 объектов полезных ископаемых (в т. ч. месторождений – 85, проявлений – 227, пунктов минерализации – более 600), показаны также важнейшие признаки полезных ископаемых: геохимические и шлиховые ореолы (прил. 1). Кроме регистрационных объектов на карте выделены минерагенические подразделения (зоны, рудные районы, а также рудные узлы и зоны); в зарамочном оформлении приведена схема минерагенического районирования масштаба 1:5 000 000. На ней показаны части территории, относящиеся к Омолонской, Верхояно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Коряжской минерагеническим провинциям, к Охотско-Чукотскому минерагеническому поясу. Минерагенический банк территории листа объединяет разнообразные рудные и нерудные полезные ископаемые разных этапов рудогенеза. В пределах Омолонского массива разведаны и разрабатываются месторождения золота с подчиненной ролью серебра среднепалеозойского возраста (Кубака, Биркачан), на площади Охотско-Чукотского вулканогенного пояса разведаны и разрабатываются золото-серебряные месторождения позднемезозойского (мелового) возраста (Сопка Кварцевая, Дальнее, Ороч). На п-ове Тайгонос ведется добыча золота из россыпи р. Авекова. В перспективе – изучение и разработка месторождений железа, молибдена, серебра, полиметаллов.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

К признакам возможной нефтегазоносности территории листа следует отнести невысокую, но заметную битуминозность верхнепермских и, особенно, ниже-среднетриасовых отложений на площади Омолонской минерагенической провинции. Верхнепермские известняки обладают в целом невысоким (0,01–0,08 %) содержанием битумоидов. Ниже-среднетриасовые отложения включают известняки (в низах) с тонкими (1–5 мм) линзовидными прослоями и пленками битумного вещества (содержание хлороформенного экстракта 0,0125–0,025 %, иногда достигает 0,156 % [212]) и глинистые сланцы мощностью 30–50 м (однородные битумно-пелитовые породы), содержащие от 0,07–0,3 до 2,5 % хлороформенного экстракта [169, 313]. Битумы нефтяного ряда, сингенетичные, преобладающий их состав маслянисто-осмоленный, все они сильно осернены. Содержание асфальтенов и масел примерно одинаково и составляет 10–30 %.

Верхнепермские и ниже-среднетриасовые отложения можно рассматривать как возможную нефтематеринскую формацию, в которой, а также в вышележащих толщах при благоприятных условиях могли бы сформироваться залежи нефти и газа. Однако общая мощность нефтематеринских пород слишком мала (не превышает 200 м). Севернее территории, в бассейне р. Булун на площади выходов триасовых отложений, по данным В. П. Показаньева (1985 г.), наблюдалось устойчивое (в течение 2 месяцев) выделение горючего газа со слабым запахом сероводорода.

Определенные перспективы нефтегазоносности территории связываются с шельфом залива Шелихова, где палеоген-неогеновые отложения, составляющие осадочный чехол подводной части территории, могут генерировать и вмещать углеводородное сырье.

Прямые данные о нефтегазоносности территории пока не получены, но они вполне вероятны, исходя из особенностей геологического строения территории. На суше в районе бух. Подкагерная выявлены газифицирующие сероводородные источники, проявления битумов, которые могут являться прямыми признаками нефтегазоносности отложений [165]. Значительная мощность отложений, особенно в центральных частях осадочных бассейнов (до 2,5–3 км и более), позволяет надеяться на возникновение условий генерации углеводородов. Нефтепроизводящими представляются в основном эоцено-олигоценые терригенные комплексы. В Южно-Гижигинском бассейне, предположительно, газогенерирующими могут быть студеный и интерпретируемый ниже аековский сейсмокомплекс. Названные сейсмокомплексы, вероятно, содержат прослои углей и насыщены органическим веществом. Породы студеного сейсмокомплекса характеризуются повышенным содержанием РОВ смешанного состава с участием гумусовых компонентов [64]. В Шелиховском и Пенжинском бассейнах нефтепроизводящими представляются глинистые осадки снатолюско-гахкинского сейсмокомплекса, а также в наиболее погруженных зонах шельфа – утхолокско-вивентекского и кулувенского сейсмокомплексов. По уровню катагенической преобразованности

ОВ пород снатольско-гахкинский и утхолокско-вивентекский сейсмокомплексы рассматриваются как нефтегазогенерирующие, а кулувенский – нефтегенерирующий [165]. Южнее территории при бурении по породам ковачинской свиты в трещинах обнаруживались скопления озокеритоподобного битума (0,28–0,43 %), наблюдались кратковременные выделения нефтяного газа; газосные пласты приурочены также к туфоаргиллитам гахкинской свиты [64].

Разнообразные фациальный и литологический составы сейсмокомплексов обуславливают вероятность наличия благоприятных коллекторских горизонтов. Коллекторы с хорошими емкостно-фильтрационными свойствами прогнозируются в сводах и на крыльях неглубоко погруженных конседиментационных поднятий [165]. В Южно-Гижигинском бассейне коллекторскими свойствами может обладать нижнебуяновский сейсмоподкомплекс, сложенный в основном терригенными породами, а верхнебуяновский сейсмоподкомплекс, содержащий, вероятно, пласты пепловых туфов и глин, может служить крышкой для возможных скоплений углеводородов. В Шелиховском и Пенжинском бассейнах довольно высоким углеводородным генерационным потенциалом обладают миоценовые кремнисто-глинистые толщи – до 110 мг УВ/г $C_{орг}$, наиболее полно этот потенциал может быть реализован при погружении этих толщ на глубины более 2–3 км. По мнению Л. С. Маргулиса и др., большая часть кайнозойского разреза находится в главной зоне нефтеобразования, о чем свидетельствуют широко развитые процессы перераспределения УВ и многочисленные нефтегазопроявления в более южных районах [307].

Эоцен-олигоценые (снатольско-гахкинский, кулувенский) и, частично, миоценовые комплексы обладают значительной пористостью. Сейсмокомплексы формировались в довольно мелководных условиях, характеризуются терригенным составом и обладают хорошими емкостно-фильтрационными свойствами. Коллекторские свойства песчаников в палеогеновой части разреза невысоки и невыдержанны, пористость – не выше 15 %, проницаемость преимущественно низкая. Гораздо выше емкостно-фильтрационные свойства миоценовых песчаников и алевролитов: пористость – 20–35 %, проницаемость в утхолокской свите – от 0,5–6 до 70 мД, в этолонской – от 1–10 до 270 мД, в эрмановской – от 3–10 до 380 мД [307]. Отдельные части снатольско-гахкинского сейсмокомплекса (песчаники ковачинских отложений) южнее территории листа обладают открытой пористостью 12–13 % и проницаемостью до 55 мД [165]. Основной вид коллектора – поровый, но, вероятно, значение порово-трещинного и трещинного типов коллектора. Коллекторы ковачинской свиты на Хромовской площади южнее территории листа представлены 14 проницаемыми пластами мощностью от 1 до 22 м. Кроме того, обращается возможно формирование трещинных коллекторов в преимущественно глинистых и кремнистых породах. Именно с таким коллектором связаны фонтанирование свободного газа, выброс небольшого количества нефти и притоки воды на Рассошинской и Средне-Рассошинской площадях Западной Камчатки [165, 312].

Газеохимические исследования сейсмокомплексов не проводились, предположения о вероятной генерации УВ основываются на мощности отло-

жений. Эоцен-миоценовые комплексы в Шелиховском бассейне располагаются на глубинах от 1 до 3,5 км (интервал температур 80–180°), что соответствует стадии начального–позднего мезокатагенеза ОВ, то есть главной зоне нефтеобразования [298]. Примерно на таких же глубинах располагаются олигоцен-среднемиоценовые комплексы Южно-Гижигинского бассейна, интервал температур составляет от 55–60° до 180–190°, что соответствует началу раннего мезокатагенеза ОВ и главной зоне генерации нефти и, частично, зоне генерации газа [298].

По результатам сейсморазведки на шельфе залива Шелихова выявляются локальные антиклинальные структуры-ловушки, перспективные на обнаружение залежей нефти и газа. Чаще всего они приурочены к поднятиям, разделяющим прогибы или осложняющим их; эти поднятия обычно выделяются в качестве перспективных зон нефтегазонакопления. В Южно-Гижигинском бассейне закартировано северное окончание Емлинской антиклинали, которая южнее рассматривается в качестве зоны нефтенакопления [64]. На западе территории выделяется также восточное окончание Тахтоямской антиклинали, однако эта структура при рассмотрении перспектив области не признана перспективным объектом [296]. В Шелиховском бассейне имеется Подкагерная ловушка – зона нефтенакопления, представленная на территории листа своим северным окончанием. В ее составе устанавливается несколько более мелких локальных антиклинальных, структурно-стратиграфических и дизъюнктивных ловушек с коллекторами и крышками на разных уровнях [64].

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. На территории листа известны два малых месторождения и 24 разрозненных мелких проявлений каменного угля, связанных с меловыми и палеогеновыми потенциально угленосными толщами, отмечены признаки угленосности в каменноугольных и триасовых отложениях.

Месторождения и проявления каменного угля установлены на западе п-ова Камчатка, проявления имеются на окончании Балыгычано-Сугойского прогиба, на п-ове Тайгонос, известны также в составе кегалинской свиты и среди вулканогенно-терригенных отложений Охотско-Чукотского пояса.

На п-ове Камчатка угленосная эоценовая иргирнинская свита на площади листа включает два месторождения и ряд проявлений угля. Угли в целом однородные и полосчатые, блестящие и полублестящие, обладают смолистым блеском. Сложены в основном клареном, в полосчатых разностях присутствует витрен в виде тончайших (1–15 мм) прослоев и линзочек.

Месторождение малое Среднеподкагернинское (VI-6-2) представлено 20 пластами каменного угля суммарной мощностью около 25 м, из них 17 пластов имеют мощность от 0,8 до 4,5 м. Угли матовые однородные и полосчатые принадлежат к классу гумусовых кларенового типа. По степени метаморфизма каменные, длиннопламенные. Характерно высокое содержание углерода и высокая теплотворная способность (табл. 1). Балансовые запасы категории С₁ – 0,873 млн т. В результате поисковых работ определены прогнозные ресурсы угля, составляющие по категории Р₁ – 0,58 млн т и по категории Р₂ – 0,58 млн т [66].

Качественная характеристика некоторых месторождений и проявлений угля

Угленосные площади, месторождения, проявления	W ^a , %	A ^d , %	S ^d , %	V ^{daf} , %	Q ^g , кДж/кг	C ^o , %	H ^o , %
Каменный уголь							
Вискичунский узел, проявление Снежное (V-5-18)	2,28	25,2	0,2	–	32 500	93,84	1,44
Пусторецко-Паланский район, Среднеподкагернинское месторождение (VI-6-2)	2,30	10–15	0,4–0,6	42	29 440	79,00	6,0
Бурый уголь							
Гижигинский узел, Верхнеавекское месторождение (IV-5-5)	10,10	8,56	1,4	52	26 560	66,81	5,15
Авекское месторождение (IV-5-9)	5,5–14,7	6,3–48,7	0,5–1,4	47–57	26 360	67,10	5,25
Чайбухинское месторождение (IV-5-15)	9,9–12,3	14,9–4,6	0,9	49–52	26 670	67,40	4,95

Месторождение малое Нижнеподкагернинское (VI-6-6) характеризуется сходным строением, образовано серией пластов угля мощностью 0,9–2 м. Угли каменные, приближающиеся к длиннопламенным. Качественные характеристики угля сходны со свойствами угля Среднеподкагернинского месторождения. Балансовые запасы не определены, прогнозные ресурсы категории P₁ составляют 1,4 млн т, категории P₂ – 1,4 млн т [66].

Проявления (VI-6-1,3,4) образованы 5–8 пластами каменного угля мощностью 0,3–1,5 м, залегающими среди песчаников и алевролитов иргирнинской свиты. Углы залегания пластов – 40–60°.

Проявления (III-1-16,19,21,22) на левобережье р. Сугой на юго-восточном замыкании Омсукчанской мульды (угольного района) располагаются среди сланцеватых аргиллитов и углистых аргиллитов нижнемеловой галимовской свиты. В основном это маломощные (0,6 м) пласты, но на одном из проявлений (III-1-21) мощность пласта достигает 3,5 м, а суммарная мощность пластов угленосной пачки составляет 6,4 м. Каменный уголь высокозольный (зола 21,28 %), содержание серы – 0,77 %, выход летучих – 4,01 %, влажность – 3,9 %, теплотворная способность – 6806 ккал [113].

Проявление Снежное (V-5-18) расположено на п-ове Тайгонос, где представлено двумя пластами угля, разделенными пачкой терригенных пород ниже- и среднерябинкинской подсвит мощностью около 50 м. Нижний пласт мощностью 6,8 м образован внизу матовым зольным углем (0,8 м), а сверху линзовидно-полосчатым переслаиванием матового и блестящего угля (6 м). Верхний пласт мощностью 5 м представлен полуматовым тонко-

полосчатым углем с тонкими прослоями аргиллита. Анализ угля приведен в табл. 1.

Другие проявления (V-4-4; V-5-5,9,10,11,12) на северном побережье Внутренней губы залива Шелихова в песчано-глинистых и глинистых сланцах ниже-и среднерябинкинской подсвит представлены обычно тонкими (от 2–3 до 20–30 см) прослоями и лишь изредка пластами мощностью до 2,5 м, прослеженными по простиранию до 250 м [151]. Угли тонкослоистые матовые и блестящие, чередующиеся с углистыми аргиллитами.

Проявления (I-6-4,12; II-5-14,15; II-6-11; III-5-1) на востоке территории в отложениях нижнемеловой кегалинской, ниже-верхнемеловой чайваве-емской свит и верхнемеловых снежинской и, возможно, туромчинской толщ представлены невыдержанными по простиранию прослоями и линзами угля мощностью 0,1–0,9 м и протяженностью до 10–20 м [102, 211].

Уголь бурый. На территории листа бурый уголь приурочен к палеогеновым и неогеновым отложениям, выполняющим неотектонические впадины. Известно четыре малых месторождения и 12 проявлений. Практически значимые месторождения и проявления бурого угля приурочены к Гижигинской неотектонической впадине, потенциально буроугленосными являются также Верхневилигинская, Верхнесугойская, Имповеемская и, возможно, Верхне-наханская впадины.

Угленосность Гижигинской впадины связана с отложениями эоценовой авековской свиты и олигоценовой колымаковской толщи, но только авековская свита имеет в своем составе рабочие пласты угля, наиболее продуктивной является верхняя угленосная пачка (650 м) авековской свиты. На юго-востоке Гижигинской впадины известны малые месторождения и проявления бурого угля.

На каждом из месторождений разведано от 3 до 19 пластов сложного строения мощностью 0,7–12 м, суммарная мощность от 13 до 22,3 м. Уголь толстоплитчатый, плотный, буровато-черного цвета, преобладают полуматовые и матовые разновидности. Угли кларенового типа, гумусовые, марок Б₁ и Б₂, характеризуются повышенной зольностью, большим выходом летучих; установлены повышенные содержания германия, содержание его в золе Чайбухинского месторождения до 430 г/т, на Авековском – 59 г/т, на Верхнеавековском – 7 г/т. Спектральным анализом в золе всех месторождений обнаружены в повышенных содержаниях скандий, ванадий, титан, молибден, серебро, вольфрам, свинец, бериллий, галлий. Характерно присутствие включений смол (янтаря). На Авековском и Верхнеавековском месторождениях в 1942–1946 гг. велась кустарная разработка угля.

Малое месторождение Чайбухинское (IV-5-15) располагается на правобережье р. Чайбуха. Угольные пласты залегают на крыльях двух соседних брахисинклинальных складок и, по данным ВЭЗ, выклиниваются к их ядрам. Площадь месторождения – 1,5 км², выделяются три участка: Центральный, Правобережный и Западный. Основным является участок Центральный (Северная брахисинклиналь) площадью 0,61 км². Устанавливаются два горизонта: нижний (продуктивный) мощностью около 100 м и верхний слабоугленосный. Углы падения пластов – 12–36°. Нижний угленосный горизонт со-

держит около 20 пластов и прослоев бурого угля, 10 из них имеют рабочую мощность (более 1,2 м). Суммарная мощность угольных пластов – 20–36 м. Наиболее мощным и устойчивым является пласт Основной мощностью 3–14,1 м, в среднем – 8,7 м. Его рабочая мощность – 6,9 м, а полезная – 6,1–7 м. Строение пласта сложное, присутствуют от 1–7 линзовидных прослоев породы мощностью до 3,65 м. Уголь типично клареновый, только изредка приближается к дюрено-клареновому типу. Естественная влажность повышенная (32–47 %), содержание (%) гуминовых кислот 9–14, битума – до 1,5, зольность высокая. Содержание (%) углерода 66,42–68,32, водорода 4,84, азота 1,55 (табл. 1). Из числа вредных примесей присутствует только фосфор (в среднем 0,021 %). Балансовые запасы угля марки Б1 по категориям А + В + С₁ – 6,298 млн т, по категории С₂ – 0,83 млн т, забалансовые запасы – 0,38 млн т. На месторождении подсчитаны запасы германия в 45,5 т. [268].

Другие месторождения (Авековское и Верхнеавековское) изучены слабо, запасы углей по ним на балансовом учете не значатся.

Месторождение малое Верхнеавековское (IV-5-5) находится на левом берегу р. Авекова, в 28 км выше ее устья установлены три пласта бурого угля мощностью 1,2; 4 и 7,4 м общей мощностью 12,6 м. Угольные пласты имеют сложное строение, породные прослои представлены углистыми глинами и аргиллитами. Зольность угля высокая, обычно превосходит 50 %.

Месторождение малое Авековское (IV-5-9) расположено на восточном берегу Гижигинской губы в 1,5 км к югу от устья р. Авекова. На месторождении установлено 48 угольных пластов, из них 20 пластов суммарной мощностью 30,6 м имеют мощность более 1 м, редко до 8 м; 28 пластов (суммарной мощностью 20,1 м) маломощны (0,5–1 м). Примерно половина из них имеет простое строение, пласты сложного строения состоят их 2–3 угольных пачек.

Прогнозные ресурсы Чайбухинского месторождения с учетом двух других месторождений (Авековская группа месторождений) по категории Р₁ – 1676 млн т, категории Р₂ – 426 млн т [268].

Вблизи месторождений известны *проявления (IV-5-12,13,19,21)*, они представлены 1–2 угольными пластами мощностью 0,5–2 м.

В Верхневилигинской впадине бурый уголь установлен в неогеновой карбонгинской толще.

Месторождение малое Вилигинское (III-1-38) находится в верховьях р. Вилига в приустьевых частях ручьев Иннач и Маймачан. Месторождение изучалось на двух участках: Маймачан и Ветвистый. На каждом из участков выявлено по одному продуктивному пласту мощностью 9,3 м на уч. Маймачан и 3,94 м на уч. Ветвистый. Пласты угля залегают субгоризонтально, имеют сложное строение: от бортов к центру впадины расщепляются на угольные пачки (до девяти пачек) мощностью от 0,5 до 7,77 м. Бурые угли (лигниты) месторождения относятся к марке Б2. Теплотворная способность – 5990 л/кг, зольность – 16–9 %. Месторождение не эксплуатировалось. Балансовые запасы угля по категории С₂ – 0,05 млн т [268].

В Верхнесугойской впадине потенциально угленосна неогеновая карбонгинская песчано-глинистая толща.

Проявление (III-1-37) отмечено в верховьях р. Маймачан. Среди слабосцементированных песков и глин залегают пласты бурого угля мощностью 19 м.

Уголь темно-бурый, полосчатый, блеск матово-жирный, иногда полублестящий. Качество угля не изучено.

Проявления (IV-3-5,11) известны на право- и левобережье руч. Учасон и на побережье залива Шелихова. Мощность угленосной пачки – 24 м, протяженность ее – около 700 м. В небольших выходах аргиллитов и песчаников основания эоценовой кытыймской свиты отмечены редкие прослои и линзы бурого угля мощностью от 0,3–0,4 до 1,5 м, в единичных случаях до 4,3 м. Угли темно-бурого цвета, землистые, реже черные плотные, в линзах бурых углей лигнитизированные обломки стволов деревьев [113].

В Имповеемской впадине на п-ове Тайгонос угленосна неогеновая имповеемская свита, на площади ее распространения известны малые проявления (V-5-1,2,3) бурого угля. Мощность пластов – 2–3,5 м. Уголь бурый, землистый, плотный или распадающийся на отдельные слои, с небольшими прослоями и линзами песчаных и глинистых пород и с включениями лигнитизированной древесины [151]. Теплотворная способность угля – 5722 ккал/кг.

На п-ове Камчатка угленосность установлена в палеогеновой кинкильской свите.

Проявление (VI-6-8) представлено единичными пластами бурого угля мощностью 0,5–2 м в глинистых пачках, переслаивающихся с базальтами.

Торф. Присутствие торфа на территории отмечалось во многих случаях, но практически проявления торфа не изучались и не разведывались. Торфяные залежи обычно располагаются в низменных участках территории, на заросших и заболоченных поверхностях надпойменных террас. По генезису преобладают проявления переходного типа, реже низинного; торф хорошо или среднеразложившийся, образован сфагнумом, мхом и осокой, содержание древесных остатков – до 30 %.

Проявление (IV-5-4) зафиксировано на п-ове Вархалам, на левом борту долины руч. Земляной, у оз. Чивиткино. Здесь установлена торфяная залежь протяженностью 2 км при видимой ширине 300 м. Мощность пласта торфа – 0,7–2,2 м [23].

Торфяные залежи неустановленных параметров с мощностью пластов 1 и 1,5 м наблюдались также в устьевой части долины р. Авекова [23].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На территории листа имеются 11 проявлений железа, одно из них весьма значительное по масштабу. Наиболее широко представлено оруденение формации железистых кварцитов метаморфогенно-метасоматического типа в архейских метаморфических толщах, известно проявление магнетитовой скарновой формации в контактах раннепалеозойского гранитоидного массива.

Оруденение формации железистых кварцитов представлено 10 проявлениями.

Проявление (месторождение) Верхнеомолонское (I-3-50) расположено в левом борту долины руч. Ольдяни. Вдоль контактов кристаллических сланцев и амфиболитов нижнеархейской грозненской серии с мигматитами прослежено 20 крутопадающих рудных тел, представленных залежами железистых кварцитов пластообразной и линзовидной форм меридионального простирания [218]. Основная рудная залежь вытянута на 3,5 км, мощность ее в центральной части – 250 м, к южному флангу она уменьшается до 80 м, к северу распадается на выклинивающиеся ответвления мощностью до 30–50 м. Вертикальный размах рудных тел по геофизическим данным – 300–750 м. Руды полосчатые и массивные средне-крупнозернистые состоят из магнетита (45–65 %) и кварца (35–55 %) с примесью апатита, амфибола, встречаются реликты вмещающих пород. Основная масса тел сложена средними по качеству рудами (35–50 % железа); богатые руды (50–68 % железа) приурочены к лежащему боку некоторых залежей. Среднее содержание железа – 40,13 %. По результатам поисковых работ на месторождении выполнена прогнозная оценка железных руд до глубины 300–350 м: ресурсы руд по категориям P_1 – 257,4 млн т и P_2 – 80 млн т (оценка апробирована в ВИМС, протокол № 30 от 8.12.2008 г.) [315].

Проявление Магнетитовое (I-4-57) образовано пятью субмеридиональными телами железистых кварцитов мощностью 15–80 м и протяженностью 300–850 м и двумя телами косьвитов мощностью 5–20 м и протяженностью 500–800 м в архейских амфиболитах и гнейсах. Содержание магнетита – 40–45 %. Содержание серы в руде – 0,04 %, фосфора – до 0,29 % [335]. Авторские прогнозные ресурсы железной руды при среднем содержании 39,5 % по категории P_2 – 240 млн т (железа 95 млн т) [76]. К этому же типу принадлежат проявления Дракон, Иннягинское, Наледь, Батик, Восточное (I-3-7; I-3-38; I-4-31,43; I-5-26), где они представлены одной-двумя залежами железистых кварцитов мощностью от 2 до 5–12 м и протяженностью 100–500 м. Содержание двуокиси железа – 10–55 %, двуокиси титана – 0,04 %, пятиокиси фосфора – 0,16–0,29 %. При дополнительном изучении названные проявления могут перейти в разряд малых–средних месторождений [76]. Подобные проявления (II-4-15,23) выявлены в бассейне р. Джелты, они представлены вытянутыми залежами подобных железистых кварцитов среди гнейсов и амфиболитов грозненской серии архея. Тела железистых кварцитов, количество которых достигает 11, имеют протяженность от 150 м до 2 км и мощность от 16 до 125 м. Залегание тел юго-западное под углами 30–70°. Среднее содержание железа – 36 % [211, 300].

Особенности строения железорудных тел выявляют важную роль метасоматических процессов в формировании оруденения в среднем рифее [80, 218], на что указывает изотопная Rb-Sr дата железистых кварцитов (1150 ± 78 млн лет). Галька железистых руд присутствует в конгломератах среднерифейской нючалинской свиты.

Оруденение магнетитовой скарновой формации известно на Омолонском массиве. Раннепалеозойское оруденение располагается в рифейских отложениях, метаморфизованных на контакте с гранитоидами.

Проявление Скарновое (I-3-45) приурочено к экзоконтакту, вероятно, раннепалеозойских (силурийских) гранитоидов абкитского комплекса. Известны-

ки заросшинской свиты верхнего рифея на контакте с гранитоидами превращены в гранатовые, пироксеновые скарны, заключающие многочисленные залежи магнетитовых руд мощностью 10–100 м и протяженностью 200–800 м. Совместно они образуют кольцевую зону шириной 100–150 м и протяженностью 2200 м, обрамляющую интрузив. Руды массивные и полосчатые, содержание железа в них 25–58 %, богатые руды содержат около 50 %, средние – 20–35 %. В рудах установлены: золото до 0,5 г/т, серебро до 10 г/т, молибден до 0,02 %, хром, никель, медь, олово в тысячных долях процента. Подсчет ресурсов произведен до глубины 100–300 м. Утвержденные прогнозные ресурсы железной руды по категории P_2 – 64 млн т [315].

Выявлено наличие незначительной железорудной минерализации осадочного генезиса в породах среднерифейской нючалинской свиты на Омолонском массиве. В основании свиты отмечается пласт кварцитопесчаников мощностью около 3 м, содержащих до 7–8 % гематита, наблюдалось также присутствие в нючалинской свите магнетит-цирконовых кварцевых песчаников, мощность таких слоев – 1–2, редко – до 20–30 см, содержание магнетита в них – до 50 %. Пласты (до 1 м) и конкреции сидерита присутствуют в каменноугольной хаямской свите в бассейне р. Парень, содержание суммы окислов железа в них 25–58 %.

Марганец. В пределах территории листа наличие марганца в количестве десятых долей процента отмечается на ряде золото-серебряных проявлений ОЧВП: в частности, на месторождении Приморское родонит совместно с кварцем слагает продуктивные жилы.

Собственно марганец представлен шестью пунктами минерализации, выявленными в бассейнах рек Вилига и Ненкат.

Пункт минерализации (III-3-46) приурочен к зоне прожилкового окварцевания шириной 10–20 м в ороговикованных верхнетриасовых породах. Прожилки мощностью 10–15 см включают вкрапленность пирита, арсенопирита и халькопирита. Содержание марганца – более 1 % [291].

Другие пункты минерализации (III-1-42, III-2-52, IV-2-5) связаны с окварцеванием пропилитизированных андезитов, игнимбринов риолитов и дацитов и с грейзенизацией в гранитоидах наяханского комплекса. Видимая рудная минерализация не обнаружена, содержание марганца – около 1 % [291].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Медное оруденение в виде двух проявлений и 21 пункта минерализации обнаружено в разных районах территории листа, относится к медно-порфировой формации. Почти повсеместно в проявлениях меди присутствует молибден, иногда свинец и цинк. В связи с приуроченностью к разновозрастным магматическим образованиям различается оруденение среднепалеозойского (среднедевонского–раннекаменноугольного) и позднемезозойского (мелового) этапов рудообразования.

Меднорудная минерализация среднепалеозойского возраста установлена на Омолонском массиве, представлена проявлениями и пунктами минерализации.

Проявление Табор (I-5-14) в Ауланджинской зоне Омолонского массива приурочено к восточному эндоконтакту раннепалеозойского гранитоидного массива Орлиный, рассеченному штокообразным телом кварцевых диорит-порфиритов булунского комплекса. Рудное поле проявления представлено эпидот-хлоритовыми с актинолитом пропилитами, развитыми как по гранодиоритам, так и по кварцевым диорит-порфиритам, в которых прослежена зона интенсивной сульфидизации и окварцевания протяженностью до 3,2 км и шириной 250–750 м. Эпидот-хлоритовые прожилки в зоне сопровождаются рассеянной минерализацией, представленной пиритом, халькопиритом, молибденитом, развиты азурит, малахит, скородит. По данным штучного опробования, содержания меди достигают 0,7 %, максимально до 1 %, молибдена 0,05 %, максимально до 0,5 %. Зона вскрыта двумя канавами, по которым выполнено бороздовое опробование. По результатам бороздового опробования содержания меди не превышают 0,7 %, молибдена – 0,015 %. Рудные интервалы мощностью 10–58 м содержат (%) медь 0,11–0,14, молибден – до 0,015, свинец и цинк – до 0,2; золото – 0,1 г/т, серебро – 1–4 г/т.

Выявлено увеличение площади и интенсивности сульфидизации на более низких гипсометрических уровнях, появление зон штокверкового кварцевого прожилкования, отдельных кварцевых жил мощностью до 0,5 м, зон дробления и брекчирования с обилием сульфидов в виде гнездовой вкрапленности, микропрожилков мощностью до 6 мм. Проявление Табор относится к гидротермальному генетическому типу и является типичным представителем медно-порфировой формации. Наиболее вероятен штокверковый геолого-промышленный тип возможного месторождения, но не исключены и крутопадающие плитообразные залежи (зоны прожилкования). Авторские прогнозные ресурсы категории P_2 составляют: меди 120 тыс. т, молибдена 22 тыс. т [75].

Пункт минерализации (I-5-21) также в Ауланджинской зоне представлен зоной (1–5 м) прожилкования протяженностью до 150–300 м с кварцевыми или карбонат-кварцевыми прожилками, единичными жилами (0,1–0,3 м), в которых содержатся (%) медь 0,3–1,0, молибден – 0,03–0,3, свинец – до 1; золото – до 0,4–0,5 г/т.

Пункты минерализации (I-3-24, I-4-25,65,73,77) на Юкагирской глыбе массива располагаются среди архейских гнейсов, раннепалеозойских гранитоидов и метасоматически измененных среднепалеозойских вулканитов. Минерализация связывается с булунским комплексом и, предположительно, относится к медно-порфировому типу. Это кварцевые или карбонатно-кварцевые жилы (0,3–1,0 м) или зоны прожилкования (2,0–2,5 м) с вкрапленностью халькопирита или с налетами гидроокислов меди. Содержание меди в штучных пробах – 0,2–1,0 %, отмечается присутствие свинца, цинка, серебра [283, 319, 332, 335, 340].

Минерализация позднемезозойского этапа рудообразования известна в ОЧВП и в Тайгоносско-Западно-Коряжской складчатой системе.

Проявление и пункты минерализации меди в пределах ОЧВП сосредоточены в его западной части в бассейне р. Вилига.

Проявление Дэгдэнрэкен (IV-1-23) находится на водоразделе ручьев Дэгдэнрэкен и Пиритовый, приурочено к экзоконтакту Вилигинского гранитного массива наяханского комплекса. Юрские осадочные породы с реликтами покровов лав и туфов меловых дацитов метасоматически и гидротермально изменены. Среди измененных пород и краевой части массива на участке площадью 1,2 км² проявлена прожилково-вкрапленная рудная минерализация, однако устойчивое оруденение с присутствием меди приурочено к экзоконтактной зоне. Оруденение прослежено на глубину 250–270 м. Рудная минерализация представлена халькопиритом, арсенопиритом, молибденитом, сфалеритом, галенитом, вольфрамитом, реже касситеритом. Содержание (%) меди – 0,01–1 (среднее – 0,05), молибдена – 0,0009–0,1 (среднее – 0,004), свинца – до 0,5, цинка – до 0,1, олова – до 0,04; присутствуют золото 0,03–1,7 г/т и серебро 0,1–18 г/т [302]. Неапробированная оценка ресурсов по категории Р₂ составляет 300 тыс. т меди [116].

Пункты минерализации (II-5-3,5; III-2-38; IV-1-19), располагающиеся в бассейнах рек Вилига, Пропащая и Широкая, представлены зонами (1–15 м) тонких кварц-хлоритовых и кварц-эпидотовых прожилков с сульфидной вкрапленностью и отдельными сульфидно-кварцевыми жилами (0,3–1,0 м) с пиритом и халькопиритом среди меловых гранитоидов и вулканитов. Содержание меди в штучных пробах – 0,2–1,8 %, свинца – до 0,2 %, цинка – до 0,4 %, молибдена – до 0,02 % [291, 302, 334].

Пункты минерализации (IV-6-25,29,30) на п-ове Тайгонос связаны с раннемеловыми интрузивными образованиями, представлены зонами сульфидизации и сульфидно-кварцевыми жилами среди юрских вулканогенно-терригенных отложений. Зоны сульфидизации иногда приурочены к контактовым частям даек габбродиоритов, вытянуты в северо-восточном направлении до 700 м при ширине до 250 м. Содержание меди – до 0,25 %. Сульфидно-кварцевые жилы северо-восточного и широтного простираний прослежены на 200–220 м, мощность жил – 2, изредка – до 5–7 м. Содержание меди – 0,1–0,4 % [116].

На территории выявлены геохимические ореолы меди с концентрацией металла до 5–15 фоновых значений. Ореолы (I-1-4,15) приурочены к северному флангу Коркодон-Наяханского ряда интрузий; ореолы (IV-5-39; IV-6-11; V-5-17) характеризуют площадь п-ова Тайгонос.

Свинец. Как правило, присутствует вместе с другими элементами, чаще всего с цинком в составе комплексного оруденения. Выявлен ряд пунктов минерализации свинца преимущественно на Омолонском массиве и в ОЧВП (I-3-11; I-3-4; I-4-74; III-1-41; III-2-40,49,51 и др.). Обычно представлены кварцевыми или кварц-кальцитовыми жилами мощностью 0,1–0,3 м с вкрапленностью пирита и галенита, зонами дробления, минерализации и прожилкового окварцевания, главным образом среди метасоматически измененных вулканитов, реже гранитоидов и осадочных пород, ширина таких зон достигает 200–300 м. Содержание свинца по данным штучного опробования 0,3–0,5 %, иногда до 1 %. Отдельные пункты минерализации свинца сопровождаются медью (I-3-32,34; V-2-18,24,26) или серебром (I-3-12,15; I-4-70; IV-2-3).

Цинк. Чаще всего сопутствует другим элементам, преимущественно свинцу, имеются лишь 17 пунктов минерализации собственно цинка, зафиксированных на Омолонском массиве, в ОЧВП и на п-ове Тайгонос. Пункты минерализации (II-3-18,21,24; III-2-41,50; IV-1-8 и др.) представлены кварцевыми жилами с сульфидной вкрапленностью мощностью 0,2–0,5 м, содержание цинка – 0,15–0,5 %, иногда – до 1 %. Другие пункты минерализации (I-4-2; III-2-53; III-3-13; IV-5-46) связаны с зонами кварцевого прожилкования и сульфидизации шириной 50–200 м, содержание цинка по штуфному опробованию – 0,1–0,2 %, в редких случаях – до 1 %. Отдельные пункты минерализации цинка в подчиненном количестве содержат свинец, серебро и золото.

Свинец и цинк. Комплексное свинцово-цинковое оруденение в основном позднемезозойского (позднемелового) времени на территории листа известно в пределах Омолонского массива и в структурах ОЧВП, а также в зонах ТМА. Проявления (всего четыре) относятся к свинцово-цинковой скарновой и свинцово-цинковой жильной рудным формациям. В большинстве случаев в рудах присутствует серебро, иногда до существенных концентраций, что сближает их с проявлениями серебро-полиметаллической формации и иногда затрудняет определение формационной принадлежности. Кроме проявлений имеются 34 пункта минерализации свинца и цинка.

Позднемеловое оруденение свинцово-цинковой скарновой формации выявлено в пределах Конгинской зоны позднемезозойской ТМА, здесь известны проявления Жаркий и Мрачное.

Проявление Жаркий (I-3-3) расположено в верховьях р. Бургали. Оруденение приурочено к скарнированным известнякам среднепермской омолонской свиты в надынтрузивной зоне, вероятно, массива позднемелового викторинского комплекса. Известняки превращены в гранатовые, волластонитовые и пироксеновые скарны, замещенные более поздними эпидотом, кварцем и карбонатом. В рудном поле шириной 200–1000 м и протяженностью до 4 км среди скарнов выделяются насыщенные сульфидной минерализацией линзообразные рудные тела мощностью от 0,45 до 35,7 м и протяженностью 300–1100 м. Всего выделяется шесть рудных тел. Самое крупное рудное тело № 1 локализовано в восточной части рудного поля, протяженность его 1100 м при мощности от 6,6 до 41,5 м с наклоном 10–25°. Минерализация от вкрапленной до массивной колчеданной представлена галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом; руды слабо окислены, содержат (%): свинец 1–18,32; цинк 0,4–16,29; присутствуют серебро (22–56 г/т), медь (0,02–1 %), висмут и молибден (0,02–0,04 %). Авторские прогнозные ресурсы категории Р₂ составили: 1100 тыс. т свинца со средними содержаниями 3,5 %, 2000 тыс. т цинка со средним содержанием 6,29 % и 1380 т серебра с содержанием 44,2 г/т. В условиях открытой разработки рудопроявление может представлять промышленный интерес при выявлении месторождений-спутников [76].

Проявление Мрачное (I-3-9) находится на левобережье руч. Мрачный в зоне разлома северо-восточного простираения, где в небольшом тектоническом блоке обнажаются ордовикские известняки, прорванные штоком гранодиоритов позднемелового викторинского комплекса. Проявление представлено оруденелыми скарнами. К контактам штока приурочены гранат-эпидот-

кальцитовые, гранат-волластонитовые и волластонит-магнетитовые скарны с полиметаллической минерализацией. Скарны прослежены на 250 м при мощности около 10 м. Оруденение представлено вкрапленностью и гнездами галенита, сфалерита, пирита и халькопирита, в скарнах ближе к контакту с интрузивом появляются линзы и прослои массивных сульфидных руд мощностью до 0,2–0,3 м. Скарны пропитаны малахитом и азуритом. По данным штучного опробования (спектральный анализ), содержания свинца и цинка – более 1 %, меди – до 0,5 %. По результатам пробирного анализа обнаружены серебро (5–195 г/т) и золото 0,2–0,8 г/т [76]. Проявление недоизучено, эрозийный срез верхнерудный.

Свинцово-цинковая жильная формация представлена проявлениями и пунктами минерализации.

Проявления (Ш-1-44,49) в Яно-Колымской системе и ОЧВП на западе территории представлены кварцевыми жилами мощностью 0,2–0,3 м и кварцево-жильными зонами шириной до 1 м северо-западного и субмеридионального простираний протяженностью 50–100 м. Рудная минерализация – вкрапленность пирита, галенита, сфалерита, иногда молибденита и антимонита. Содержание (%) свинца – до 1, цинка – до 0,7, присутствуют медь (0,01), молибден (0,01–0,02); золото (1–1,2 г/т), серебро (111–193 г/т) [291, 302].

Пункты минерализации на Омолонском массиве (I-3-1,6,11,15; I-4-62,79, 87; I-5-35,40,44; II-4-2,13,14,21,25 и др.) образованы в основном зонами сульфидно-кварцевого прожилкования протяженностью до 200 м при ширине 3–15 м и кварцевыми жилами (0,2–0,5 м), содержащими свинец 0,2–1 %, цинк 0,1–0,7 %, медь 0,1 %, серебро до 40–50 г/т.

Пункты минерализации свинца и цинка (IV-1-21; IV-2-10,11) в основном позднемелового времени в ОЧВП представлены зонами сульфидно-кварцевого прожилкования и кварц-карбонатными жилами (0,2–0,5 м) с сульфидной вкрапленностью. Содержание свинца – около 1 %, цинка – 0,2–0,5 %.

Кобальт. На территории листа выявлено девять разрозненных пунктов минерализации в западной части ОЧВП. Пункты минерализации (Ш-1-39; Ш-2-36, IV-1-3,13,37; IV-2-31) в бассейне р. Вилига представлены разноориентированными хлорит-кварцевыми прожилками в меловых гранодиоритах и в ороговикованных юрских песчаниках, участками окварцевания и хлоритизации меловых андезитов таватумской свиты. Штучным опробованием установлено присутствие кобальта в количестве 0,01–0,09 % [291, 302].

Молибден. Молибденовое оруденение распространено в пределах Омолонского массива, известно также в Яно-Колымской складчатой системе, где приурочено к Коркодон-Наяханской зоне ТМА, в Тайгоносско-Западно-Корякской системе и ОЧВП. На Омолонском массиве молибденное оруденение имеет, по-видимому, палеозойский, на остальной площади – позднемезозойский возраст. Всего на территории листа выявлены два малых месторождения, 14 проявлений и 66 пунктов минерализации.

Позднемеловое оруденение молибденовой порфировой формации известно в западной части территории листа. Проявления и пункты минерализации

сконцентрированы в пределах Коркодон-Наяханской зоны ТМА, где известны в т. ч. два непромышленных месторождения молибдена, а также приурочены к замыканию Балыгычано-Сугойского прогиба.

Месторождение Малое (непромышленное) Верхнеомолонское (II-2-25) расположено в истоках правобережья р. Омолон. Приурочено к эндоконтактной зоне аплитовидных гранитов одноименного гранитоидного массива наяханского комплекса. Рудное тело северо-западного простирания образовано прожилково-вкрапленными рудами. Руды представлены мелкочешуйчатой и гнездообразной (до 30×30 см) крупнокристаллической вкрапленностью молибденита, а также молибденит-кварцевыми и молибденовыми прожилками в аплитовидных гранитах. Горными работами (канавы, штольня и буровые скважины из штольни) оконтурено рудное тело мощностью 24 м и протяженностью 75 м, прослежено на глубину около 60 м. Содержание молибдена в рудах – 0,89–1,99 %. Подсчитанные запасы по категории C_1 – 439,56 т со средним содержанием молибдена 0,44 %. [191]. Авторские прогнозные ресурсы молибдена месторождения по категориям P_1 – 20 тыс. т, P_2 – 24 тыс. т [116].

Месторождение Малое (непромышленное) Орлиное (III-2-10) расположено на правобережье верхнего течения р. Прав. Джеланджа. Находится в контактовой зоне гранитоидного массива Орлиный наяханского комплекса. Вмещающие ороговикованные норийские отложения и аплитовидные граниты эндоконтакта массива рассечены молибденит-кварцевыми прожилками, образующими штокверк, густота прожилков в котором достигает 3 и более на 1 м. Прожилки имеют длину до 5–10 м, мощность – от нескольких миллиметров до 10 см. Молибденит в прожилках образует равномерную мелкочешуйчатую вкрапленность и лишь иногда отмечается в виде листочков размером до 20 мм, изредка встречаются гнезда с молибденитом диаметром до 5 см. Кроме молибденита в небольшом количестве присутствуют пирит, халькопирит, редко вольфрамит. Содержание молибдена – 0,005–2,5 % (в канавах) и достигает 3,65 % (в штольнях). Рудное тело четких границ не имеет, с глубиной содержание молибдена падает. Запасы молибдена по категории C_1 – 104 т (при среднем содержании 0,24 %) и по категории C_2 – 31 т (при среднем содержании 0,22 %) [113].

Проявление молибдена и золота Аксу (I-1-18) расположено в верховьях одноименной реки. Рудное поле проявления (около 15 км²) приурочено к интрузивно-купольной структуре, в центральной части которой на глубинах 100–800 м интерпретируется кровля нескрытого гранитоидного массива. Терригенные триасовые породы преобразованы в эпидотизированные (до 15 % эпидота) кварц-биотитовые и кордиеритовые роговики. В пределах рудного поля выявлены высококонтрастные потоки рассеяния молибдена (до 0,03 %), золота (до 5,8 г/т), а также серебра, свинца, цинка, меди и вольфрама. Геохимической съемкой по вторичным ореолам рассеяния оконтурен ореол молибдена с концентрацией 0,01 % и более площадью 4 км². Геохимическое поле характеризуется молибденовой специализацией, периферии свойственна золото-мышьяковая ассоциация [141].

Рудоносный штокверк в роговиках образован густой сетью разноориентированных кварцевых жил и прожилков мощностью от долей сантиметра до

0,5–0,6 м с вкрапленностью и тонкими прожилками молибденита. Реже, особенно в южной части штокверка присутствуют молибденит-кварцевые жилы мощностью до 1 м и протяженностью до 150–200 м, молибденит в них представлен крупночешуйчатыми выделениями и агрегатами. Рудная минерализация на 95–100 % состоит из агрегата тонко- и мелкочешуйчатого молибденита, присутствует арсенопирит, имеются редкие зерна галенита, магнетита, пирита, пирротина, сфалерита и халькопирита [181]. По данным штучного и сколкового опробования, содержание молибдена в кварцевых жилах и прожилках – от сотых долей до 1–1,5 % (интенсивность молибденит-кварцевого прожилкования по отдельным интервалам достигает 30–40 см/м). Среднее содержание молибдена, по данным бороздового опробования, 0,124 %, варьируя в отдельных пробах от 0,02 до 0,6 %.

Молибденоносный штокверк пересекается и окаймляется более поздними минерализованными зонами дробления, преимущественно субширотного простирания мощностью до первых метров. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, меньше – пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. Минерализованные зоны золотоносны, содержание золота – 0,6–1,6 г/т, в единичных случаях до 13,2 г/т, присутствуют также серебро – до 200 г/т, мышьяк, свинец и цинк – до 1 % и более, сурьма – до 0,8 %, молибден – до 0,006 %. В аллювии водотоков, дренирующих краевую зону штокверка, установлены высокие концентрации золота рудного облика пробностью 563–600 ‰ [318].

Предполагается возможность выявления промышленного объекта с молибденовым и золотым оруденением. Авторская прогнозная оценка категории P₂: молибдена – 200 тыс. т и золота 1,5 т [116, 316].

Проявление Тынгыльчанское (II-1-7) расположено на правобережье р. Босув. Рудное поле (около 2 км²) приурочено к кровле приближенного к поверхности нескрытого гранитоидного массива. Метаморфизованные средне-триасовые алевролиты рассечены кварцевыми жилами и зонами прожилкования северо-западного простирания и вертикального или крутонаклонного (75–80°) к юго-западу залегания. Жилы сложной морфологии, мощность их – до 1,3 м, протяженность – 50–60 м, иногда – до 230 м. В кварцевых жилах и зонах прожилкования наблюдается молибденит в виде мелкочешуйчатой (1–2 мм) вкрапленности. Содержание молибдена – 0,29 %, трехоксида вольфрама – до 0,32 % [122].

Проявления (III-1-24,25,29,31) на юго-восточном окончании Балыгычано-Сугойского прогиба в верховьях р. Вилига приурочены к вулканитам нижне-меловой аскольдинской свиты. Метасоматически измененные игнимбриты риолитов вмещают кварцево-прожилковые зоны шириной 10–15 м, в отдельных случаях до 100–500 м. Протяженность зон – 200–400 м, иногда до 1,5–2 км. Мощность кварцевых жил – 0,1–0,5 м, прожилков – 1–5 см. По результатам штучного опробования содержания молибдена устанавливаются в пределах 0,1–1 %, в отдельных пробах обнаруживается золото 0,1 г/т и трехокись вольфрама 0,1 %.

Пункты минерализации (I-1-19; II-2-2,5,7,24,26; III-2-3,4,5,8,11,22,31) представлены кварцевыми жилами (0,1–0,5 м), ассоциирующими с поздне-меловыми гранитоидными массивами и дайками. Протяженность жил – от 25–30

до 400 м. Отмечается вкрапленность молибденита, содержание молибдена, по данным штучного опробования, – 0,1–0,55 % [137, 189].

Молибденовая минерализация выявлена на п-ове Тайгонос. Пункты минерализации (IV-5-3,31; IV-6-13,32; V-5-14; V-6-8) обычно приурочены к экзо- и эндоконтам позднемезозойских гранитоидных массивов, представлены зонами кварцевых прожилков, содержание молибдена в штучных пробах – 0,1–0,5 %. Пункт минерализации молибдена (V-4-3) на побережье зал. Средний приурочен к трещинам отдельности в ороговикованных андезитах в экзоконтакте массива сиенитов центрально-тайгоносского комплекса. Минерализация представлена пластинками и розетками молибденита размером до 0,5 см, содержание молибдена по штучному опробованию – 1 % [151].

В ОЧВП молибденовая минерализация распространена повсеместно, но в большей мере сосредоточена на западе территории листа в бассейнах рек Вилига и Пропащая. Здесь известно одно проявление и установлено большое количество пунктов минерализации.

Проявление Октава (III-1-40) расположено в верховьях р. Сугой на правом берегу руч. Октава. Во вторичных кварцитах по игнимбрикам риолитов наяханской свиты прослежены три линзовидные прожилково-вкрапленные зоны с молибденитом. Протяженность зон – 260–520 м, мощность – от 6–12 до 85 м, простираение субмеридиональное–северо-восточное. В составе зон наблюдается вкрапленность, гнезда до 2×5 см и прожилки (0,1–1 см) молибденита, реже отмечаются прожилки и гнезда сульфидно-кварцевого и сульфидного состава. Кроме молибденита распространены пирит, арсенопирит, халькопирит. Количество прожилков колеблется от 1–5 до 40–50 шт. на 1 пог. м. По результатам штучного и бороздового опробования, содержание (%) молибдена от 0,01–0,09 до 0,1–0,3, свинца 0,1–0,15, золота 0,1–0,2 г/т [291]. Авторская оценка прогнозных ресурсов по категории P_2 – 97,2 тыс. т молибдена [116].

Многочисленные пункты минерализации (I-6-10; II-5-22,23,28; III-2-35,42, 44,45; III-3-30,32,38; IV-1-2,24,27,31,36 и др.) размещены в позднемеловых гранитоидах, в метасоматически измененных меловых вулканитах, в ороговикованных осадочных породах. В большинстве случаев они представлены зонами кварцевого прожилкования шириной 1–6 м и протяженностью до 1–2 км, единичными кварцевыми жилами и разноориентированными прожилками с неравномерной или редкой сульфидной минерализацией. По результатам штучного опробования, содержание (%) молибдена 0,1–0,5, меди 0,03–0,05, свинца 0,06–0,1, изредка отмечены висмут 0,01–0,1, золото до 0,1–0,2 г/т, серебро до 5 г/т.

В границах Омолонского массива оруденение молибденовой порфировой формации обычно с медью установлено в связи с раннепалеозойскими гранитоидами на Южно-Омолонском поднятии, здесь изучены два значительных проявления – Вечернинское и Хрустальное – и ряд пунктов минерализации.

Проявление молибдена и меди Вечернинское (I-3-37) расположено в бассейне р. Ольдяна, где в метасоматически измененных раннепалеозойских (силурийских) кварцевых диоритах абкитского комплекса прослежена прожилково-штокверковая зона протяженностью до 2–2,3 км и шириной 600–900 м. В ее составе выделяются участки размером до 200–300 м интенсивного

прожилкования штокверкового типа (до 50 % объема пород). В зонах прожилкования различаются прожилки кварцевого (иногда с хлоритом), молибденит-кварцевого и молибденит-пирит-халькопирит-кварцевого состава. Мощность прожилков – от долей мм до 3–5 мм, редко до 5–10 см. Молибденит представлен вкрапленниками и прожилками, богатая молибденитовая минерализация тяготеет к центральным частям участков интенсивного прожилкования. По данным штучного опробования содержания молибдена, меди, свинца и цинка достигают 1 %. По результатам бороздового опробования, в интервалах до 5–11 м содержания (%) молибдена 0,14–0,2; меди до 0,3; золота до 3,7 г/т; серебра до 85,7 г/т. Максимальные концентрации в рудах: молибдена 0,6 %, меди, свинца и цинка – более 1 %, отмечено присутствие рения (до 0,3 г/т). Наиболее перспективные рудные тела приурочены к контактовой зоне массива. Средневзвешенные содержания на стволовую мощность зоны, вскрытую скважинами, составляют: молибдена 0,032–0,45 % и меди 0,05–0,23 %. По результатам поисково-оценочных работ подсчитаны ресурсы категории P_1 : 73,2 тыс. т молибдена (содержание молибдена более 0,1 %), 39,8 тыс. т меди, а также 13,4 т рения и 3,5 т золота. Ресурсы категории P_2 составили: 165,8 тыс. т молибдена при уровне содержания выше 0,01 %, 211 тыс. т меди, 6,2 т рения и 8,5 т золота [310]. Предполагается выявление промышленного месторождения медно-молибденовых порфирировых руд.

Проявление Хрустальное (I-3-44) расположено на водоразделе ручьев Южный и Стрела. Среди кварцевых диоритов массива раннепалеозойского (силурийского) абкитского комплекса в ареале серицит-калийшпат-кварцевых метасоматитов оконтурено штокверковое тонкопрожилковое окварцевание. В рудном поле штокверка площадью около 3,5 км² выделяется внешняя кольцевая зона продуктивных прожилково-вкрапленных руд шириной 700–800 м. В пределах кольцевой зоны прослеживаются молибденит-кварцевые жилы мощностью до 2 м и протяженностью до 250 м и зоны прожилково-сетчатого окварцевания мощностью до 100 м и протяженностью до 650 м. Оруденение представлено просечками и вкрапленностью молибденита, халькопирита, борнита размером в сотые–десятые доли миллиметра, реже – первые миллиметры. Количество сульфидов редко превышает 5 %. Штучные пробы содержат молибден до 0,15 %, серебро до 100 г/т, медь 0,5 %, цинк 0,1 % [335]. По данным бороздового опробования содержания (%) молибдена до 1, меди до 0,07, вольфрама до 0,03, рения до 0,38. Предполагается верхнерудный срез оруденения с концентрацией оруденения на глубинах 400–700 м. Авторские прогнозные ресурсы по категории P_2 оцениваются в 120 тыс. т. молибдена [310].

Проявление (I-4-7) на правом берегу руч. Базовый представлено кварцевой жилой с молибденитом. Жила мощностью 0,3–0,5 м субмеридионального простирания прослежена на 0,5 км в экзоконтакте штока диорит-порфириров. Содержание молибдена по штучному опробованию – более 1 %.

Проявление молибдена и золота Сокол (I-5-16) находится в Ауландинской зоне Омолонского массива. Представлено штокверковым преокварцеванием в кварцевых диоритах, вероятно, булунского комплекса, в пределах которого распространены сульфидно-кварцевые и сульфидно-полевошпат-кварцевые прожилки (0,05–0,2 м) с молибденитом. Рудные минералы: пирит (1–20 %),

реже гематит, халькопирит, магнетит, молибденит, сфалерит, галенит. Штокверковое оруденение пересечено буровой скважиной до глубины 200 м. По результатам кернового и геохимического опробования содержания молибдена варьируют от 0,01 до 0,3 % (среднее – 0,045 %), содержание золота – от 0,04 до 0,36 г/т. Среднее содержание на интервал в 80 м: молибден – 0,05 % (максимальное – 0,3 %), медь – до 0,02 %, золото – 0,04–0,32 г/т. Примечательно наличие маломощной зоны пиролюзит-кальцит-кварцевого прожилкования с вкрапленностью халькопирита и аргентита, содержащей золото – 4,76 г/т, серебро – 777,3 г/т. Авторские ресурсы молибдена категории P_2 составляют молибдена 35 тыс. т, золота 3,5 т [75].

Пункты минерализации (I-3-42,49; I-4-69; I-5-30) представлены кварцевыми, флюорит-кварцевыми и барит-кварцевыми жилами (0,5–2 м) и прожилково-жилковыми зонами (шириной 10–50 м) с сульфидной вкрапленностью, располагаются в архейских метаморфических образованиях и в раннепалеозойских гранитоидах. По данным штучного опробования, содержания молибдена колеблются в пределах 0,02–0,5 %, иногда присутствуют медь – 0,08–1 %, свинец и цинк – до 1 %, золото – 0,1–2,8 г/т и серебро – до 10 г/т.

Вольфрам. На площади листа вольфрам мало распространен, известны два проявления и пять пунктов минерализации, они сконцентрированы в Коркодон-Наяханской зоне ТМА и в ОЧВП. Оба близко расположенные проявления, вероятно, представляют вольфрамит-кварцевую формацию. Оруденение размещается среди ороговикованных триасовых отложений в надынтрузивной зоне гранитоидного массива вместе с дайками (апофизами) позднемеловых гранит-порфиров.

Проявление (II-1-5) располагается на водоразделе ручьев Мулкан–Анчар. Здесь среди триасовых ороговикованных пород прослежены две сближенные параллельные сложной морфологии кварцевые жилы массивного и брекчиевого сложения. Простираение жил северо-западное, протяженность их 150 и 400 м, мощность – 0,2–0,8 м. Содержание трехоксида вольфрама – до 0,45 %, присутствуют свинец (0,2 %), цинк (0,1 %), серебро (7,4 г/т), золото (0,2–1 г/т) [122].

Проявление (II-1-9) на водоразделе ручьев Кедровый–Сентябрь среди роговиков по триасовым породам располагаются две маломощные (0,2–0,3 м) вольфрамит-кварцевые жилы северо-западного простираения длиной более 80 м. Содержание трехоксида вольфрама по результатам анализа штучных проб – 0,2–0,55 % [122].

Пункты минерализации (III-2-14,57; III-3-15; IV-1-79) находятся в пределах западной части ОЧВП. Они представлены зонами прожилкования и сульфидизации в меловых вулканитах или в позднемеловых гранитоидных массивах, единичными кварцевыми жилами (0,2–0,3 м) с вкрапленностью пирита и арсенопирита. Содержание вольфрама в штучных пробах – 0,05–0,6 % [189, 291].

Пункт минерализации (II-5-41) в верховьях руч. Солнечный представлен кварц-гематитовыми жилами (0,2–0,3 м) протяженностью до 100 м в кварцованных субвулканических риолитах позднемелового возраста. В штучных пробах содержание вольфрама – 0,03–0,2 %, присутствует серебро – до 10 г/т.

Отдельные зерна вольфрамита и шеелита отмечались в шлиховом ореоле касситерита (Ш-1-15) в западной части территории в бассейнах рек Сугой и Вилига.

Олово. Оловянное оруденение представлено одним малым месторождением, одним проявлением и 10 пунктами минерализации, выявлено в восточной краевой части Балыгычано-Сугойского прогиба и в пределах ОЧВП, относится к оловорудным силикатно-сульфидной и кварцево-грейзеновой рудным формациям.

Месторождение малое (непромышленное) Победное (Ш-1-20), вероятно, оловорудной силикатно-сульфидной рудной формации расположено на правом берегу р. Сугой. Межпластовая залежь дацитов мощностью 20–40 м залегает среди осадочных пород нижнемеловой галимовской свиты. Дациты рассечены зонами прожилкования касситерит-кварцевого и сульфидно-кварцевого состава с карбонатами и хлоритом. Рудная минерализация представлена касситеритом, галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом и вольфрамитом. Канавами вскрыты и прослежены четыре рудных тела северо-западного и северо-восточного простираний мощностью 0,4–5 м и длиной 25–100 м. Содержание олова 0,2–5,26 % (среднее – 0,69–0,77 %), свинца – 1 %, цинка – 1 %, серебра – 10–200 г/т, кобальта – 0,3 %, трехокси вольфрама – 0,2 %. Запасы олова по категории С₁ – 234 т, авторская прогнозная оценка категории Р₂ – 0,7 тыс. т [324].

Проявление Ветвистое (Ш-1-18) находится в междуречье Сугой–Омчикчан, представляет оловорудную кварцево-грейзеновую формацию. Нижнемеловые осадочные породы рассечены силлами и дайками диорит-порфириров и биотитовых гранитов. Граниты грейзенизированы, прослежены шесть зон грейзенизации мощностью 0,4–1,2 м и протяженностью до 100 м. Среди грейзенизированных гранитов и алевролитов галимовской свиты установлены зоны прожилкования северо-восточного простирания мощностью 1–2 м. Прожилки по составу кварцевые и кварц-полевошпатовые, содержат редкую вкрапленность арсенопирита. По данным бороздового опробования, в зоне прожилкования содержание олова 0,2 %, трехокси вольфрама 0,1 %; в грейзенизированных гранитах – олово до 0,6 %, трехокись вольфрама – 0,9 % [324].

Пункты минерализации (Ш-1-23; Ш-4-2; IV-1-12,30; IV-3-9) представлены зонами мощностью до 1–2 м кварцевого, хлорит-кварцевого и актинолит-кварцевого прожилкования в осадочных, вулканогенных и гранитоидных породах, реже – единичными сульфидно-кварцевыми жилами. Прожилки в зонах имеют мощность 1–8 см, содержат вкрапленность пирита и арсенопирита. По результатам штучного опробования содержание олова – 0,1–0,6 %, иногда присутствуют цинк – 0,01–0,08 %, свинец – до 0,04 %, медь – 0,01–0,3 % [302, 326].

Ртуть. На территории листа (на западе и востоке) выявлены лишь два шлиховых ореола рассеяния киновари.

Шлиховой ореол (Ш-1-5) приурочен к бассейну руч. Близкий, правого притока р. Сугой. Из 149 отобранных шлиховых проб в 69 обнаружены единичные зерна киновари [324].

Шлиховой ореол (IV-6-12) на п-ове Тайгонос охватывает верховья рек Кычычваам и Вавачун, в аллювии которых присутствуют единичные зерна киновари размером 0,1–0,2 мм [79]. На п-ове Вархалам единичные зерна киновари отмечаются в шлиховом ореоле золота (IV-4-2).

Сурьма представлена двумя пунктами минерализации на севере п-ова Тайгонос (IV-5-23, IV-6-31), приуроченными к эндо- и экзоконтактам Чайбухинского гранитоидного массива северо-тайгоносского комплекса. Выявлены зоны сульфидизации в роговиках и единичные кварц-турмалиновые жилы в массиве, содержание сурьмы в штуфных пробах 0,2–0,4 % [285].

Мышьяк. В 15 пунктах минерализации мышьяк выявлен в пределах ОЧВП в бассейнах рек Вилига и Наяхан и на п-ове Тайгонос.

Пункты минерализации (Ш-1-34; Ш-2-32; Ш-4-1,4,9; IV-1-61,75; IV-2-25,27; IV-3-8; IV-5-20; IV-6-20,28) представлены кварцевыми или карбонат-кварцевыми прожилками (1–5 см), реже единичными сульфидно-кварцевыми жилами мощностью 10–20 см в осадочных породах и в меловых андезитах. Рудные минералы – пирит, арсенопирит, галенит. По данным штуфного и литохимического опробования установлен мышьяк в количестве 0,1–0,3 %, иногда до 7,8 %, изредка присутствуют сурьма (0,01 %), марганец (0,5 %), свинец (0,01 %), золото (0,3 г/т) [113, 326].

Висмут. Самостоятельных проявлений в регионе не образует, встречается в виде примеси во многих золоторудных объектах, его пункты минерализации (Ш-2-39; IV-1-20,28; IV-2-23) известны в западной части ОЧВП в верховьях руч. Ненкат и р. Пропащая. Минерализация приурочена к зонам (0,7 м) дробления и прожилкования в позднемеловых гранитоидах или в эпидотизированных и хлоритизированных вулканитах верхнемеловой наяханской свиты. В штуфных пробах обнаружен висмут в количестве 0,07–0,2 % [291, 302].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий. Пункт минерализации (IV-1-26) выявлен в Вилигинском гранитном массиве наяханского комплекса, где представлен единичными кварц-турмалиновыми и кальцитовыми жилами (до 0,2 м). В штуфных пробах установлен бериллий 0,02–0,03 %, присутствуют свинец и цинк [302].

Редкие земли. Редкоземельная минерализация выявлена в западной части ОЧВП (бассейн р. Вилига) и в Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системе (п-ов Тайгонос), представлена одним проявлением и шестью пунктами минерализации.

Проявление (Ш-1-51) находится на левобережье руч. Иннач. Здесь в ороговикованных и грейзенизированных триасовых алевролитах присутствуют

зоны кварцевого прожилкования северо-восточного простирания с вкрапленностью пирита. Мощность зон – до 15 м, прожилков – 0,5–3 см. В штуфных и бороздовых пробах установлены церий (0,2 %), стронций (1 %), цирконий (0,01 %), кобальт (0,05 %), молибден (0,015 %), свинец (0,3 %), серебро (5 г/т) [302]. Проявление представляет, вероятно, редкоземельную грейзеновую формацию.

Пункты минерализации (III-6-12,19,23,24; IV-6-6,17) в северной части п-ова Тайгонос расположены на левом и правом бортах долины р. Авекова. В биотитовых гнейсах пургоносской серии архея присутствуют пегматитовые жилы мощностью от 0,1–0,5 до 1–3 м протяженностью до 25–300 м, содержащие вкрапленность ксенотима, ортита, монацита и малакона. В жилах установлено присутствие (%): лантана 0,1–0,5, церия 0,1–0,3, иттрия 0,05–0,1, гафния 0,05 [102]. Для Авековского узла неапробированные прогнозные ресурсы суммы редких земель по категории P_3 – 0,047 тыс. т [116].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран и торий. В результате площадных радиометрических наблюдений установлено, что аномальными значениями радиоактивности (до 800 мкР/ч), характеризуются преимущественно лейкократовые и пегматоидные гранито-гнейсы Лабазненского выступа архея. В районах аномалий в породах присутствуют циркон, торит, поликраз, малакон, содержащие изоморфные примеси урана и тория [211]. Радиометрическим анализом в пробах установлены: U – до 0,008 %, Th – до 0,0244 %, K – до 3,3 %. Все аномалии имеют ториевую природу, размер их обычно около 20 м², в редких случаях достигают 300 м². Все аномалии признаны бесперспективными на выявление урановой минерализации.

Проявление урана Астрономическое (I-3-8) расположено в верховьях р. Астрономическая, притока р. Лев. Кедон. Локализовано в небольшом блоке терригенно-карбонатных пород ордовика в зоне влияния Конгинского разлома. Оконтуривается вытянутое поле оталькованных, хлоритизированных, сульфидизированных пород шириной до 17 м и протяженностью 650 м, которые вмещают зоны брекчированных пород с кварцевым цементом мощностью до 6,4 м [283].

Рудное тело локализовано в зоне дробления субмеридионального простирания в различной степени рудоносной на протяжении 650 м. Максимальная мощность рудной зоны по канавам достигает 16,6 м. Радиоактивность в рудном поле – от 25 до 1200 мкР/ч. Оруденение представлено разнородным агрегатом карбоната, хлорита, талька, тремолита, сфена, пирита, настурана, уранофана и бета-уранотила. Оруденение неравномерное, столбовое, с содержанием урана, по данным бороздowego опробования (рентгено-спектральный анализ), около 0,06 % на мощность в 4,7 и 6,3 м. Максимальные содержания достигают 0,092 %. Спектральный анализ отдельных проб показал 0,5 %, а рентгено-спектральный – 0,27 % урана и 0,35 % радия. Урану сопутствуют серебро (до 12,8 г/т), мышьяк, свинец и цинк (до 0,05 %). Ориентировочный возраст минерализации – 85–175 млн лет [283]. Рудопроявление относится к гидротермальному типу предположительно урановорудной формации

в метасоматитах зон разломов. Перспективы оруденения невелики, проявление промышленного интереса не представляет.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Благородные металлы на площади листа – золото и серебро – образуют практически непрерывный ряд объектов от существенно золоторудных до существенно серебряных. В зависимости от значения того или иного металла в рудах выделяются золотые и серебряные объекты, а также комплексные золото-серебряные.

Золото по праву является основой минерально-сырьевой базы территории листа, да и всей Магаданской области, ее горнодобывающей промышленности. На карте полезных ископаемых в границах листа показаны два крупных, два средних и одно малое месторождения, 47 проявлений и 155 пунктов минерализации; одна крупная, пять средних, 30 малых россыпных месторождений, 21 россыпепроявления и 19 шлиховых ореолов рассеяния золота. Рудные, а также и россыпные месторождения и проявления золота распространены главным образом на площади Омолонского массива и в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Существенное значение, особенно в части россыпеобразования, золото приобретает на площади п-ова Тайгонос. Золотое оруденение на территории разновозрастное, основная роль отводится среднепалеозойскому и позднемезозойскому этапам рудогенеза. В зависимости от состава и структурно-вещественной позиции рудных тел выделяются золоторудная кварцевая, золото-редкометалльная, золото-сульфидная, а также серебряно-золотая адуляр-кварцевая и джаспероидная рудные формации.

Наибольшее значение на территории листа имеют золоторудные объекты серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации среднепалеозойского и позднемезозойского этапов рудообразования, в которых основное значение имеет золото, ему повсеместно сопутствует серебро.

Объекты серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации среднепалеозойского возраста распространены на Омолонском массиве, генетически связываются с магматизмом девонско-раннекаменноугольного времени, вмещающими образованиями в большинстве случаев являются породы вулканогенной кедонской серии. Основные месторождения (одно крупное, одно среднее и одно малое) и 10 проявлений этой формации сосредоточены в восточной части Юкагирской глыбы массива на право- и левобережье р. Омолон.

Крупное месторождение Кубака (I-4-45) находится в бассейне руч. Кубака на правобережье р. Омолон. Структурной основой месторождения является юго-западный секториальный блок Гурникской вулканоструктуры, к которому и приурочено рудное поле месторождения [75, 202, 341].

Рудное поле сложено вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами кубакинской и гурникской толщ кедонской серии, залегающими на метаморфитах архея, на флангах перекрытыми углисто-глинистыми сланцами нижне-среднекаменноугольной корбинской свиты. Вулканиды вмещают многочисленные секущие и пластообразные субвулканические и экстрезивные

тела риодацитов и риолитов. Устанавливается литологический контроль оруденения, выраженный в приуроченности рудоносных зон к западной утоненной периферии силла риодацитового состава. Вдоль разрывов северо-западного и субширотного направлений прослеживаются зоны адуляр-кварц-гидрослюдистых и альбит-серицит-кварцевых метасоматитов, вмещающие рудоносные халцедон-кварц-адуляровые жилы.

Промышленное оруденение локализуется в трех кулисообразно расположенных зонах северо-западного простирания: Северной, Центральной и Цокольной. В Северной зоне разведано шесть рудных тел, представленных жилами выполнения мощностью от 0,5 до 2 м, протяженностью 80–200 м и вертикального размаха 40–100 м. Центральная зона, заключающая до 70 % запасов золота, имеет протяженность около 2000 м, мощность – 50–150 м. В ее пределах разведано девять рудных тел, которые представляют собой круто падающие залежи, сложенные адуляр-кварцевыми жилами и сопровождающими их зонами прожилкования. Мощность рудных тел составляет 20–50 м (средняя 12 м), вертикальный размах оруденения – 20–220 м. В поперечном разрезе зона представляет собой веерную структуру – пучок жил и прожилков, сходящихся на глубине. Цокольная зона расположена в пойменной части руч. Кубака, пересекает долину, характеризуясь сложными горнотехническими и гидрогеологическими условиями, северный фланг зоны выклинивается в цоколе левого берега, треть зоны перекрыта речными галечниками, остальная часть погружается вдоль надвига под углисто-глинистые сланцы корбинской свиты. Представляет собой систему сближенных субпараллельных крутопадающих прожилково-жилных тел выполнения сложной морфологии. В основном развиты невыдержанные по простиранию и падению плитообразные тела, а также линзовидные образования различной формы. Протяженность зоны – не менее 1300 м, ширина – 30–80 м, промышленное оруденение сосредоточено на северо-восточном фланге в интервале 820 м, вертикальный размах оруденения – 80–100 м. В пределах зоны разведано семь рудных тел, которые представлены кварцевыми и адуляр-кварцевыми жилами и сопровождающими их зонами прожилкования. В целом для Центральной и Цокольной зон характерно южный (под надвиг) наклон оруденения, четко выделяются поперечные разломы, создающие блоковую структуру рудоносных зон.

Среди морфологических типов рудных тел преобладают жилы выполнения и зоны штокверкого типа. Мощность жил невыдержанная по простиранию с раздувами до 20 м и пережимами до 10 см. Текстуры руд массивные, колломорфно-полосчатые и каркасно-пластинчатые во внутренних частях жил, брекчеевые и гребенчатые в краевых. Основные жильные минералы – кварц (60–70 %), адуляр (17–18 %), кальцит (0,6–1 %), халцедон, гидрослюда (9–10 %), серицит (7–8 %). Рудные минералы (0,5–1,0 %): электрум, самородное золото и серебро, кюстелит, пирит; второстепенное значение имеют халькопирит, арсенопирит, галенит, акантит, фрейбергит, агиларит, наумманит и др. (всего насчитывается до 40 гипогенных минералов).

Оруденение в рудных телах распространено крайне неравномерно и имеет ярко выраженный гнездовый и бананцевый характер, в столбах геометризуется 80–90 % всех руд с содержаниями более 30 г/т. При этом более 50 %

рудных столбов составляют руды со средними содержаниями от 66,6 до 162,0 г/т [77]. Пробность золота – от 450 до 750 ‰. Соотношение золота и серебра 1:1. Руды месторождения относятся к золото-кварцевому убогосульфидному технологическому типу и являются первичными, практически, не окисленными, по комплексности – золотыми с попутным серебром, по технологическим особенностям – легкообогатимыми, характеризуются высоким извлечением золота и серебра: прямое цианирование руды обеспечивало извлечение золота до 95–97 %, серебра – не менее 90 %. Средние содержания золота по рудным телам Центральной зоны колеблются в пределах 2,8–27,4 г/т, достигая 147,6 г/т, в Северной зоне – 11,9 до 168,4 г/т, Цокольной – 3,3–41,2 г/т.

Запасы золота на месторождении – 96,1 т, серебра – 101,5 т при средних содержаниях 20,2 и 21,3 г/т соответственно. В настоящее время месторождение практически отработано, ведется отработка Цокольной зоны подземным способом. Балансовые запасы в Цокольной зоне по категории С₁: золота 0,605 т, серебра – 1,5 т, по категории С₂: золота – 3,589 т, серебра – 3,3 т, утвержденные прогнозные ресурсы золота Цокольной зоны по категории Р₁ – 4 т. На месторождении добыто 100,488 т золота и 141,092 т серебра (заключение территориальной экспертной комиссии от 4.05.2006 г., Магадан).

Время формирования месторождения до сих пор остается предметом дискуссий, при этом существует несколько точек зрения. Первая – связь оруденения со временем формирования девонских–раннекаменноугольных вулканитов кедонской серии (породы, вмещающие оруденение), на что указывают Rb-Sr датировки: 324 ± 6 млн лет (месторождение Биркачан), 344 ± 9,3; 337 ± 6; 344 ± 4; 335 ± 5 и 330 ± 9 млн лет (месторождение Кубака) [106, 203]. Вторая – это средне-позднеюрский–раннемеловой, совпадающий со временем орогенеза и тектоно-магматической активизации, приведшей к заложению крупных субмеридиональных структур. Этот этап также отражен Rb-Sr датировками: 172,6 ± 2,8 и 159,4 ± 5,4 млн лет (месторождение Биркачан), 175 ± 3; 160 ± 5,1 и 147,6 ± 3,6 млн лет (месторождение Кубака) [203]. Третья объединяет предыдущие точки зрения, исходя из длительного полихронного генезиса месторождений Кубака и Биркачан [61, 77]. Нами при полевых работах по листу было выполнено опробование золотоносной жилы месторождения зоны Цокольная, ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование показало возраст 299 ± 4 млн лет, что подтверждает проявление среднепалеозойского этапа оруденения.

Месторождение среднее Биркачан (I-4-15) расположено в долине руч. Мизинец, правого притока руч. Верх. Биркачан на северной периферии Гурникской вулcano-тектонической депрессии. Рудное поле месторождения сложено метасоматически измененными вулканогенно-осадочными отложениями гурникской толщи, по периферии эти образования перекрыты каменноугольными и пермскими отложениями. Большая часть месторождения закрыта четвертичными ледниковыми отложениями мощностью 10–30 м и изучалась с помощью бурения. В пределах рудного поля распространены субвулканические и экструзивные тела кислого состава, метасоматически проработанные (серицит-гидрослюдисто-кварцевый метасоматоз), и несут рассеянную минерализацию золота (до первых г/т). Породы интенсивно рассеяны разломами северо-восточной и северо-западной ориентировки на блоки. Преобладают взбро-

со-сдвиговые перемещения, переходящие в надвиги. В результате этого вулканы кедонской серии на правобережье руч. Мизинец оказались надвинутыми на отложения перми и корбинской свиты.

Выделяются крупные Северный, Центральный и Южный блоки. Промышленное оруденение сконцентрировано в Центральном блоке, где выделяется Мизинцевская рудоносная зона северо-восточного простирания, она вытянута на 5 км при ширине 200–300 м. Зона представлена кулисообразно расположенными прожилково-жилыми зонами, сопровождающимися интенсивной метасоматической проработкой вмещающих пород. Рудоносные адуляр-кварцевые прожилково-жилые зоны имеют протяженность 400–800 м и ширину 60–80 м, наклонены на юго-восток под углом 55–70°, прослежены по падению более чем на 350 м. В их составе выделяются мощные стержневые системы жил и гидротермальных брекчий, которые опережаются менее мощными жилами и зонами брекчий. Основные жилые минералы – кварц, серицит, кальцит, адуляр; главные рудные минералы – пирит, самородное золото, электрум, кюстелит, самородное серебро, второстепенные – галенит, теннантит, халькопирит, тетраэдрит, аргентит. Проба золота – 435–636 и 760–790‰.

Промышленные рудные тела представлены стержневыми зонами (жилами) с околожильными метасоматитами и имеют средние мощности от 2,5 до 11 м, среднее содержание золота в них 15–18 г/т, серебра – 24–88 г/т. Золото-серебряное отношение в рудах 1 : 3–4. Оруденение слабо эродировано, рудные тела прослежены по падению на 120–215 м. Золото распределено неравномерно и концентрируется в рудных столбах. Жильная зона № 2 самая восточная из изученных на месторождении, имеет протяженность более 200 м при средней мощности 2,5 м, среднее содержание золота – 15,11 г/т. Западнее располагаются жилые зоны № 3 и № 5, прослеженные соответственно на 400 и 600 м, мощность их – 6 и 10,8 м. Среднее содержание золота по зоне № 3 – 17,99 г/т, по зоне № 5 – 15,54 г/т. Балансовые запасы золота по сумме категорий – 29,3 т (по категориям: С₁ – 18,146 т, С₂ – 11,157 т), серебра – 107,9 т (по категориям: С₁ – 78,7 т, С₂ – 29,2 т), забалансовые запасы серебра – 102,4 т. На месторождении ведется промышленная отработка. Утвержденные прогнозные ресурсы золота по месторождению и флангам по категории Р₁ – 25 т, по категории Р₂ – 15 т.

Месторождение малое Елочка (1-4-85) расположено в бассейне одноименного ручья на правобережье р. Ниж. Коаргычан. Рудное поле площадью 5 км² приурочено к южной части вулканической депрессии, в пределах выходов пород кубакинской толщи кедонской серии. Вмещающие вулканогенно-осадочные породы разбиты серией разломов преимущественно северо-западного простирания, контролирующих жилы и зоны прожилкования преимущественно карбонат-кварцевого, кварц-карбонатного и адуляр-кварцевого состава.

Вещественный состав руд (по данным технологической пробы): кальцит, кварц (70–90 %), далее в порядке убывания – адуляр, каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, серицит, хлорит, цеолиты, рудные минералы (менее 0,2 %). Главный рудный минерал – пирит (0,7 %), реже встречаются сфалерит, халькопирит, ковеллин, арсенопирит, галенит, марказит, самородное золото (пробностью 650–750) и серебро [77].

По результатам поисково-оценочных работ в пределах рудного поля выделены две прожилково-жильные зоны (Центральная и Южная) и одна жила (Северная). Центральная зона субширотного простирания с падением на юг под углом 60–65° представлена системой сближенных кулисообразно расположенных жил и оперяющих прожилков. Она вскрыта скважинами на глубине 40–120 м и прослежена на 460 м по простиранию. Максимальная мощность достигает 15 м (средняя 6,0 м), на глубину прослежена на 200 м. Среднее содержание золота – 4,5 г/т, серебра – 6,8 г/т. Южная жильная зона, расположенная в 200–400 м южнее Центральной, представлена маломощной стержневой кварцевой жилой, сопровождаемой зоной тонкого прожилкования. Средняя протяженность по простиранию – 250 м, по падению – 80 м, мощность – 4,3 м, средние содержания: золота – 8,8 г/т, серебра – 7,1 г/т. В Северной жиле по данным бурения выявлены рудные интервалы с содержаниями золота 23,1 г/т на мощность 1,3 м (на глубине 10 м) и 14,2 г/т на мощность 0,7 м (глубина 44 м).

Балансовые запасы по месторождению категории С₂ составляют: золота – 3,018 т (при среднем содержании 7,64 г/т), серебра – 2,677 т (с содержанием 6,77 г/т), забалансовые запасы: золота – 0,223 т, серебра – 0,158 т (Протокол секции ТКЗ Дальнедра по Магаданской области № 88 от 22.08.2018 г.).

Проявление Инняга (I-3-36) расположено в верховьях ручьев Инняга и Утренний. В рудном поле вскрываются игнимбриты трахириодацитов ледниковской толщи, рассеченные субвулканическими телами риолитов кедонского комплекса и дайками гранит-порфиров булунского комплекса. В пропильтизированных (хлорит-карбонатная фация) вулканитах прослежено пять прожилково-жильных зон, три относительно мощные жилы и несколько маломощных жил и зон прожилкования. Прожилково-жильные зоны образованы маломощными (менее 1 см) переплетающимися прожилками, ориентированными согласно простиранию зон; интенсивность прожилкования – от 10 до 60 на 1 м. В осевых частях таких зон мощностью 2–25 м и протяженностью 60–200 м часто отмечаются стержневые жилы. Жилы круто падают (70–90°) на юго-запад и юго-восток и имеют мощность от 0,2 до 5,8 м, при протяженности от 30 до 450 м. В целом они имеют невыдержанные параметры, часто переходят в зоны прожилков. В составе жил и прожилков преобладает кварц (40–90 %), обычен карбонат (3–55 %), а также хлорит (57 %), реже адуляр (2–3 %). Количество рудных минералов составляет 2–3 %. Они представлены пиритом, арсенипиритом, халькопиритом, акантитом, гематитом и самородным золотом с пробностью 748–793 ‰. По данным бороздового опробования, в жилах и жильных зонах содержания золота достигают 16,3 г/т, серебра – 128,7 г/т, мышьяка – до 1 %, свинца – до 0,33 %, а меди – до 0,1 %. Имеется одно пересечение на глубине 100 м мощностью 6,2 м со средневзвешенным содержанием золота 11,4 г/т, серебра 152,3 г/т. Авторские прогнозные ресурсы по категории Р₂: золота – 2,7 т, серебра – 37 т [116].

Близким строением и рудоносностью характеризуются проявления Магнитное (I-4-32), Березка (I-3-33), Стрела (I-5-17), Аномальное (I-4-36), Бакчар-II (I-4-75), Большое (I-5-3) и др. Для проявления Магнитное определены авторские прогнозные ресурсы категории Р₂: золота – 11 т, серебра – 13 т с параметрами рудных тел: средняя мощность – 1,5 м, протяженность –

до 700 м, содержания золота – 12 г/т. Полученные в основном по бурению отдельные, разрозненные рудные интервалы (от 42 г/т на 0,65 м до 13,7 г/т на 2,7 м) не удалось увязать между собой, но можно предположить наличие промышленно значимых рудных тел. Однако размещение рудных тел среди пород средней части кубакинской толщи может свидетельствовать о большом эрозионном срезе проявления, что является отрицательным фактором для оруденения [77].

Пункты минерализации (I-3-30,35,48; I-4-10,13,42,56 и др.) представлены маломощными (1–1,5 м) зонами прожилкования и единичными кварцевыми жилами мощностью 0,15–0,5 м. Содержание золота – 1–5,3, редко до 18,1 г/т.

Оруденение серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации позднемеозойского возраста выражено явно слабее, выявляется в южной и юго-западной краевых частях Омолонского массива, предположительно, к этой формации относятся проявления Терминэ и Пиритовое.

Проявление Терминэ (II-3-6) расположено в верховьях р. Омолон, приурочено к метасоматически измененным субвулканическим риолитам, прорывающим пермские и триасовые отложения. Метасоматиты содержат кварцевые жилы и прожилки и вкрапленность сульфидов. Протяженность зоны минерализованных пород – до 4 км, ширина – около 1 км. По результатам штучного опробования содержания золота – до 18,8 г/т, серебра – до 130 г/т, присутствуют свинец (1,5 %), медь (1,5–3 %) и цинк (0,4 %) [113].

Проявление Пиритовое (II-3-12) в верховье р. Верх. Коаргычан представлено двумя карбонатно-кварцево-сульфидными жилами в экзоконтакте штока диоритов среди пермских известняков, по простиранию жилы переходят в сеть прожилков. Среднее содержание золота – 23,4 г/т, серебра – 145 г/т, свинца и цинка – первые проценты [34].

Золотое оруденение золото-сульфидной формации представлено одним месторождением и одним проявлением.

Месторождение крупное Перекатное (III-4-40) находится в истоках руч. Аршин на междуречье Вархалам–Бол. Гарманда, в 40 км к северу от пос. Эвенск. Выявлено в результате геологосъемочных и поисковых работ 1975–1976, 1980–1986 гг. В региональном плане расположено в пределах своеобразного поперечного поднятия внутри ОЧВП, сложенного слабоороговикованными (пятнистые сланцы) алевроито-глинистыми сланцами июльской свиты триаса, прорванными лопполито-, штоко- и силлообразными телами позднемеловых габбро-порфириров, габбродиорит-порфириров. Породы расчленены системой разрывных нарушений северо-восточной ориентировки и многочисленными разноориентированными короткими (до 20 м) маломощными (до 0,4 м, редко 2,0 м) кварцевыми, сульфидно-кварцевыми (наиболее распространены), адуляр-кварцевыми, карбонат-кварцевыми и карбонат-кварц-сульфидными жилами и прожилками, образующими рудный штокверк. На поверхности он имеет изометричную форму (размер 1,6 × 1,3 км), слегка вытянут в северо-восточном направлении, на глубину полого погружается в северо-западном направлении, прослеживаясь по падению на 500 м. Рудные минералы составляют около 2 % объема оруденения и представлены: пиритом (преобладает), в меньшей мере – пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, арсенопиритом, второстепенные – молибденит, станнин,

блеклые руды, антимонит. В виде единичных зерен наблюдается самородное золото. Подавляющая часть (88–93 %) золота находится в свободной тонкодисперсной (размером менее 1 мкм) рассеянной форме или в сростках, незначительное его количество заключено в сульфидах и породообразующих минералах. Пробность золота – 650–700 %. Концентрация золота коррелирует с количеством жильного материала и при бортовом содержании 0,4 г/т колеблется от 0,07 до 8,39 г/т, составляя в среднем 0,62 г/т. Руды содержат примеси меди, молибдена, свинца, цинка, вольфрама, олова, висмута, кобальта, сурьмы. Участки повышенных содержаний элементов-примесей развиты локально и не увязываются между сечениями по скважинам.

Рудное поле сопровождается устойчивыми шлиховыми ореолами тонкого и мелкого золота в делювии и аллювии всех водотоков, весьма контрастными вторичными аномалиями меди (0,05 %), молибдена (более 0,05 %), золота (более 0,1 г/т), а также свинца, висмута и мышьяка.

На месторождении пройдены магистральные каналы и скважины колонкового бурения. По данным бороздового опробования в пределах всего штокверка установлено устойчивое содержание золота от долей до 1–1,6 г/т (чаще всего 0,1–0,6 г/т, в среднем 0,4 г/т), серебра до 32,8 г/т. Опробованием скважин выявляются отдельные, не увязывающиеся между собой, интервалы в первые метры с повышенными содержаниями золота до 5–10 г/т. Штуфным опробованием кварцевых жил и прожилков установлено: золото – до 2,6 г/т, серебро – до 100 г/т, медь – до 1 %, цинк – 0,15 %, свинец – 0,07 %, молибден – 0,01 %.

По результатам разведочных работ, более 80 % запасов руды сосредоточено в центральной части штокверка на площади 700 × 930 м до глубины 380 м от поверхности. Оруденение имеет объемный характер без четких геологических границ. Подсчет запасов выполнен способом вертикальных сечений при бортовом содержании золота 0,4 г/т. Балансовые запасы золота составляют: категория С₁ – 4,262 т (среднее содержание 0,68 г/т), категория С₂ – 103,921 т (среднее содержание 0,61 г/т), суммарно – 108,183 т; серебра по категории С₁ – 34,9 т (5,61 г/т), С₂ – 408,2 т (2,41 г/т). Забалансовые запасы золота – 33,74 т, серебра – 143 т. Прогнозные ресурсы категории Р₁ составляют 114,5 т золота и 532,4 т серебра (протокол № 3049-оп ГКЗ Роснедра от 15.02.2013 г.). Месторождение характеризуется благоприятными условиями для отработки его открытым способом [342].

Геолого-структурная позиция месторождения («окно» среди вулканитов на пересечении региональных разломов, контролирующих невскрытое интрузивное тело кислого состава), характер метасоматических процессов (окварцевание, хлоритизация, серицитизация с небольшим количеством биотита), морфологический тип (штокверк), геохимический и минералогический спектр оруденения (золото, серебро, медь, молибден) указывают на возможность выявления здесь медно-порфирового с золотом объекта.

Проявление Хетагчан (1-2-15) приурочено к экзоконтакту гранитоидного массива Бургагчанский в Коркодон-Наяханском ряду интрузий. Рудное поле площадью до 3 км² выделяется контрастными ореолами рассеяния золота (до 0,5 г/т), серебра (до 60 г/т), свинца (до 0,3 %), а также мышьяка, меди и вольфрама. Рудоносные гидротермальные образования, представленные жилами и

прожилково-жильными зонами сульфидно-кварцевого и сульфидно-хлорит-кварцевого состава, размещены среди ороговикованных и метасоматически измененных юрских алевролитов и частично среди гранодиоритов массива. Жилы мощностью 0,1–0,2 м, иногда в раздувах до 0,5–0,8 м прослеживаются на 20–30 м, прожилково-жильные зоны мощностью до 1,5–2 м имеют протяженность до 250–300 м. Рудная минерализация, составляющая в сульфидно-кварцевых жилах от 10–15 до 50–90 %, в сульфидно-хлорит-кварцевых жилах 40–45 % объема, представлена ранними пиритом и арсенопиритом, более поздними галенитом, сфалеритом, халькопиритом, вольфрамитом, сульфосолями серебра, акантитом, аргентитом, тетраэдрит-теннантитом, самородными золотом и висмутом. Мелкие (размером до 0,005 мм) вкрапления самородного золота отмечаются в поздних микропрожилках кварца, в кварце встречаются также чешуйчатые обособления (0,001–0,002 мм) электрума. По данным штучного опробования, содержание золота в жилах и зонах прожилкования 0,3–2,6 г/т, иногда – 7,8 г/т, максимально – 20 г/т, серебра 10–40 до 50 г/т, меди и вольфрама – до 1 %, цинка – до 0,6 %, свинца и сурьмы – до 0,1 %. Авторская прогнозная оценка категории P₂ – 0,2 т золота и 100 т серебра [309].

Оруденение золоторудной кварцевой формации распространено в пределах Омолонского массива и Хетагчанского поднятия Яно-Колымской системы, известно также и на п-ове Тайгонос.

Золото-кварцевое оруденение, вероятно, ранне- и среднепалеозойского времени выявлено на юге Омолонского массива в основном на правом берегу р. Омолон [61, 73, 113].

Месторождение среднее Прогнозное (П-4-42), изученное в последнее время, приурочено к западной периферии Хивачского поднятия, сложенного породами девонской вулканогенно-терригенной очакчанской толщи с выступом архейских амфиболовых гнейсов, которые рассечены дайкообразным телом протерозойских метагаббро. Интерпретируется источник золота из докембрийских железистых кварцитов и metabазитов с отложением его в девонских осадках и последующим перераспределением и обогащением под влиянием более поздних магматических и гидротермальных процессов [61]. Девонские породы рассечены субширотными разрывными нарушениями, дайками и sillами риолитов и более поздних андезибазальтов, превращены в кварц-барит-гидрослюдистые метасоматиты, широко проявлена гематитизация. Рудное поле фиксируется обширной (600 × 1500 м) геохимической аномалией золота интенсивностью 0,01–0,1 г/т.

Выявленные в рудном поле рудоносные жильно-прожилковые зоны кварц-баритового и карбонат-кварцевого состава (рудные тела) северо-восточного простирания составляют кулисообразную систему, располагаются в диапазоне глубин до 150 м, падают в западных румбах под углами 40–50°. Мощность зон – от десятков сантиметров до первых метров, жил – от нескольких сантиметров до 1 м (в раздувах), прожилков – от миллиметров до первых сантиметров; интенсивность прожилкования – 1–10 %. Рудная минерализация представлена гематитом и редкими зернами пирита, самородным золотом. Самородное золото образует интерстиционные обособления идиоморфного и ксеноморфного облика (5–200 мкм) и субмикроскопические (3–10 мкм) выделения на чешуйках гематита. По составу золото однородно (дисперсия

пробности низкая), средняя проба – 804 ‰. Содержание золота в штучных пробах – 4,8–9,9 г/т, иногда до 200 г/т, серебра – до 15 г/т, в бороздовых пробах – золота от 1–2 до 5–10 г/т, серебра – до 10 г/т. Скважинами колонкового бурения вскрыты золотоносные интервалы от 2 до 18 м при средних содержаниях от 1,16 до 11,9 г/т.

Распределение золота крайне неравномерное: от первых граммов на тонну до 100 г/т и более, максимально 191 и 235 г/т. Рудные тела протяженностью 75–300 м и средней мощностью от 1–1,5 до 10 м выделяются по результатам опробования, всего прослежено восемь рудных тел, наибольшее значение имеют рудные тела 1, 2, 3 с высокими содержаниями золота. По данным А. Г. Егорова (2018 г.), для наиболее изученного рудного тела 1 подсчитаны запасы золота категории C_2 – 6,1 т при средней мощности 7,32 м и среднем содержании 7,94 г/т. Для рудных тел 1, 2, 3, 4 рассчитаны ресурсы золота категории P_1 – 2,9 т (средняя мощность 4,32 м, среднее содержание 3,62 г/т), категории P_2 – 5 т. Предполагается расширение рудного поля в западном направлении, ожидается увеличение ресурсов еще на 3,5–4 т.

Проявление Дубль (I-4-63) (вероятно, среднепалеозойского возраста) расположено на правом берегу р. Омолон у восточного края Южно-Омолонского блока массива. Вмещающие породы представлены игнимбритами и туфами дацитов кубакинской толщи кедонской серии, рассеченные дайками и небольшими телами гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиринов, вероятно, булунского комплекса. Важную роль в рудном поле играют гидротермально измененные и пронизанные кварцевыми жилами взрывные брекчии, слагающие тело 200–250 × 300–400 м. Основные рудные тела приурочены к субширотным и северо-западным нарушениям и представляют собой зоны прожилкования, маломощные жилы и гидротермальные брекчии (до первых сотен метров по простиранию при мощности до 1,5–3 м). Для верхних горизонтов типичны пирит-кварцевая и барит-кварцевая ассоциации, на средних и нижних – полисульфидно-кварцевая и карбонат-кварцевая. Предполагается многостадийность формирования оруденения: 1) стадия раннего окварцевания, 2) кварц-пиритовая с тонкодисперсным золотом в кварце и в метасоматитах, 3) золото-сульфидная (блеклорудно-теллуридная), 4) карбонат-барит-кварцевая с флюоритом и сульфидами полиметаллов (возможен их переотложенный характер). Среди рудных минералов преобладает пирит (до 5–7 ‰), значительно меньше распространены галенит, сфалерит, более редко – халькопирит, самородное золото. Кроме того, присутствуют блеклая руда и теллуриды (петцит и гессит), которые ассоциируют с сульфидами полиметаллов, к их границам, как правило, приурочено золото. Пробность золота – 656–807 ‰, размер – до 1,75 мм. По спектральному анализу отмечается повышенный фон висмута, меди, олова и молибдена. В связи с заметным возрастанием роли сульфидов с глубиной В. Н. Егоровым проявление отнесено к золото-сульфидно-кварцевой формации [77].

Установлены три перспективных рудных тела, представленных линейными субширотными зонами прожилкования и гидротермального брекчирования (максимальные содержания золота – до 36,6 г/т, серебра – до 193,6 г/т). Два из них локализованы в теле взрывной брекчии, вокруг которой есть участки с повышенной (до 13,4–15,7 г/т) рудоносностью. Мощность тел – 1–3 м, про-

тяженность – первые десятки метров. Текстуры руд массивно-прожилково-вкрапленные и брекчиевые. Вертикальный размах оруденения – около 400 м, предполагается небольшой уровень эрозионного среза.

В рудных телах золото-серебряное отношение составляет 1:2 – 1:12. С глубиной существенно увеличивается сульфидность руд, содержания полиметаллов достигают 1 % и более, меди до 0,6 %. Утвержденные прогнозные ресурсы золота по категории P_2 – 9 т.

Проявление Нодди (I-4-61) локализовано в архейских метаморфических образованиях, где на площади около 40 км² распространены калишпат-кварцевые метасоматиты и пропилиты эпидот-карбонат-хлоритового состава, вмещающие кварцевые жилы субмеридионального и северо-восточного простираний мощностью от 0,2 до 5 м (в среднем 1–1,5 м) и протяженностью до 150 м. В составе жил, кроме кварца (до 95 %), флюорита и карбоната, отмечаются (до 2 %) пирит, халькопирит, галенит, реже сфалерит, мелкое (0,1 мм) золото, гессит, алтаит, сильванит. Содержание золота в жилах варьирует от следов до 40–60 г/т, присутствуют серебро (до 200 г/т), медь (до 0,8 %), свинец (до 1 %), молибден (до 0,03 %) и теллур (до 0,005 %). Средняя проба – золота 844 ‰. Основное оруденение связывается с проявлением раннепалеозойского (силурийского) интрузивного магматизма (абкитский комплекс), устанавливается влияние более ранних (метабазиты раннерифейского стрелкинского комплекса) и более поздних (среднепалеозойский вулканоплутонический магматизм) этапов рудогенеза. Тонковкрапленное золото в рифейских метабазитах – медистое высокопробное (850–959) [180].

Другие проявления, такие как Ветка-I и Анмандыкан, приурочены к периферии силурийского Анмандыканского сиенитового массива.

Проявление Ветка-I (I-4-30) находится на западном контакте сиенитов Анмандыканского интрузива с архейскими гнейсами. Представлено жилами и прожилково-жилыми зонами флюорит-сульфидно-кварцевого состава, сконцентрированными преимущественно в эндоконтакте массива среди полей флюорит-микроклин-кварцевых метасоматитов. Мощность рудных тел – 1–7 м при средней длине в 130 м. Среднее содержание золота – 1,5 г/т (максимально до 13,5 г/т), серебра – 20 (до 100) г/т, свинца до 0,8 %. Вертикальный размах оруденения – 200 м [284].

Проявление Анмандыкан (I-4-47) расположено в восточном контакте Анмандыканского массива сиенитов, представлено серией кварцевых и флюорит-кварцевых жил и прожилково-жилых зон, группирующихся в зону шириной около 300 м в фенитизированных породах нючалинской свиты рифея. Протяженность отдельных тел достигает 500 м. Оруденение представлено комплексом сульфидных минералов (обычно около 1 %): галенит, блеклая руда, халькопирит, пирит. В копушах из дельювия отмечаются единичные знаки золота. Содержание золота колеблется от 0,01–0,3 до 1–5 г/т и только в двух пробах оно составило 20,3 и 23,5 г/т. Серебро имеет значительный разброс от 1 до 562 г/т и не коррелируется с золотом [76].

Имеются и другие подобного типа проявления, отличающиеся меньшими масштабами: Находка (I-4-54), Ущельное (I-4-55), Пробное (I-4-58), Надежда (I-4-59).

Пункты минерализации (I-4-23,29,37,39 и др.) со значительными содержаниями золота известны на левобережье р. Русская (Омолонская) и в бассейне р. Анмандыкан. Здесь наблюдались развалы кварцевых жил (мощностью 0,2–2 м), в которых отмечается редкая вкрапленность пирита и галенита. Содержание золота – от первых грамм до 42 г/т, серебра – до 92 г/т.

Оруденение золоторудной кварцевой формации позднемезозойского (мелового и возможно, позднеюрского) времени присутствует на северо-западе территории листа в пределах Хетагчанского поднятия Яно-Колымской системы. Проявления и пункты минерализации золота, а также связанные с ними россыпепроявления на левобережье р. Коркодон имеют определенное сходство с объектами золотоносных Колымских районов.

Проявление Солнечный (I-1-14) расположено в верховьях р. Аксу, приурочено к юго-западному экзоконтакту гранитоидного массива Незаметный наяханского комплекса. Вмещающие верхнетриасовые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников метаморфизованы до серицит-биотит-кварцевых роговиков, метасоматически преобразованы в серицит- и биотит-полевошпат-кварцевые метасоматиты. Рудоносные образования представлены зонами прожилкования и послойными залежами метасоматитов с вкрапленной и прожилковой минерализацией [318].

Субширотные и северо-восточные зоны прожилкования прослежены на расстоянии до 1 км при ширине до 150–200 м, интенсивность прожилкования – от 1–2 до 40 см/м. Прожилки маломощные (0,3–1,5 см) кварцевые, кварц-хлоритовые, биотит-кварцевые и кварц-хлорит-сульфидные. Сульфиды представлены в основном пирротинном, пиритом, мелкозернистым арсенопиритом, реже галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Сульфиды полиметаллов (галенит, сфалерит) на участках совместного нахождения с арсенопиритом являются отчетливо более поздними. В зонах прожилкования и жилах установлены содержания золота от долей до 3,6 г/т, в жильном кварце наблюдаются включения самородного золота.

Послойные залежи метасоматитов сульфидно-биотит-сидерит-кварц-полевошпатового состава приурочены к крыльям, а, возможно, и к замкам складок, они имеют субширотное или северо-восточное простирание. Мощность залежей – от десятков сантиметров до первых метров. Рудная минерализация (в среднем 3–5 %, иногда до 15–20 %) представлена мелкозернистым пиритом, арсенопиритом, реже галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Содержание золота в залежах – 0,01–34 г/т, по единичным пересечениям выделяются интервалы мощностью до 40 м со средними содержаниями золота 1,9 г/т. Самородное золото (от 0,02 до 0,2 мм) относительно низкопробное (650–750 ‰), преимущественно свободное, реже образует микровключения и интерстициальные выделения в арсенопирите [181].

Предполагается наличие промышленного золотого оруденения, руда относится к типу легкообогатимых с высокими показателями извлечения золота. Основной объем ресурсов золота (95 %) ожидается в стратиформных сульфидно-кварцевых залежах, расчетное минимальное содержание золота – 1,5 г/т. Прогнозные ресурсы категории P₂ при среднем содержании золота 1,9 г/т составляют 20 т [318]. Прогнозная оценка апробирована ЦНИГРИ (Протокол № 18 от 12.12.2014 г.).

Проявление Ольховый (I-2-7) приурочено к западному экзоконтакту гранитоидного штока наяханского комплекса. Вмещающие юрские терригенные породы в различной степени ороговикованы и метасоматически изменены. В зонах метасоматической проработки отмечается кварцевое прожилкование в основном в виде сети маломощных прожилков, оно характеризуется бедной рассеянной рудной минерализацией (1–3 % объема пород), преобладают пирит и пирротин, отмечаются арсенопирит, халькопирит. Содержания золота по результатам штучного опробования составляют десятые доли, редко первые граммы на тонну, максимально 10 г/т. В верхнем течении руч. Абыр канавой 122 вскрыта субмеридиональная метасоматическая залежь сульфидно-биотит-полевошпат-кварцевого состава мощностью более 20 м. Содержания золота в отдельных пробах достигают 20 г/т (в среднем более 2 г/т). Выявляются также зоны сульфидно-кварцевого прожилкования, вероятно, с более поздней серебро-полиметаллической минерализацией. На правом берегу руч. Кузя установлена зона сульфидно-кварцевого прожилкования северо-западного простирания шириной до 30 м и длиной до 3 км. Среди сульфидов преобладают сфалерит и галенит. В отдельных штучных пробах содержания золота достигают 8,3 г/т, серебра – 124–200 г/т, цинка – 1 %, меди – 0,8 % [318].

Предполагается выявление стратиформных или приразломных метасоматических залежей субмеридионального простирания общей протяженностью 4,5 км. Прогнозная оценка категории P_2 – 20 т золота (золото-кварцевое оруденение со средним содержанием 1,9 г/т), 3 т золота (в серебро-полиметаллических рудах со средним содержанием 2,2 г/т) и 234 т серебра (со средним содержанием 166 г/т) [318]. Оценка апробирована ЦНИГРИ (Протокол № 18 от 12.12.2014 г.).

Проявления (I-1-1,5,7,13,17) на правом берегу р. Венера и в верховьях р. Аксу представлены сериями субпараллельных кварцевых жил мощностью 0,1–0,6 м и зон дробления (0,3–1 м) субмеридионального и северо-восточного простираний среди ороговикованных и сульфидизированных триасовых алевролитов. В жилах присутствует вкрапленность пирита, арсенопирита, пирротина, иногда галенита. Содержание золота в пробах достигает 50 г/т (обычно 0,2–4,6 г/т).

Пункты минерализации (I-1-2,6,8,9,10,12,16,22,23; II-2-4,8,10,11,14,15 и др.) отличаются меньшими параметрами рудоносных образований и более низкими (0,1–0,5 г/т) содержаниями золота. Проявления и пункты минерализации объединяются шлиховым ореолом (I-1-11) золота в аллювии водотоков, представленного единичными пластинчатыми зернами и весовыми значениями (0,5–1,2 г/м³) металла [121].

Пункты минерализации (I-2-4,5) на левобережье р. Коркодон приурочены к минерализованным и окварцованным зонам дробления шириной до 100 м и протяженностью до 1 км и окварцованным дайкам гранит-порфинов и диорит-порфиринов среди ороговикованных триасовых алевролитов. Содержания золота, по данным опробования, 0,2–0,4 г/т. Пункты минерализации окаймляются шлиховым ореолом (I-2-2) золота площадью около 100 км², внутри которого в аллювии мелких водотоков размещается пять россыпепро-

явлений, представленных золотоносными пластами мощностью 0,4–1,5 м с содержанием золота 0,11–1,4, иногда 3,5 г/м³ [137].

Золотое оруденение на п-ове Тайгонос представлено единичным проявлением и пунктами минерализации, некоторая их концентрация наблюдается в верховьях р. Пылгин и на левобережье р. Авекова.

Проявление Верхнечайбухинское (IV-6-27) расположено на левобережье руч. Боковой (левый приток р. Бол. Чайбуха). В зоне восточного эндо- и экзоконтакта гранитоидного Чайбухинского массива северо-тайгоносского комплекса установлены две зоны (Западная и Восточная) сульфидно-кварцевой минерализации, связанные с тектоническими нарушениями, удаленные друг от друга на 1,5–1,7 км. Ширина зон – около 200 м, протяженность – 0,5–1 км. В центральных частях зон располагаются кварцевые и карбонат-сульфидно-кварцевые жилы мощностью 0,2–1 м, в раздувах – до 3 м. Вдоль контактов жил прослеживаются зоны прожилкования, тектонические брекчии с кварц-карбонат-лимонитовым цементом. Рудная минерализация представлена тонкой вкрапленностью арсенопирита, антимонита, пирита, в небольших количествах присутствуют киноварь, аурипигмент, реальгар, самородное золото. Золото мелкое (меньше 0,5 мм), часто в сростках с кварцем. Содержание золота в штучных пробах до 20 г/т (в среднем 3,7 г/т) в борздовых пробах – 0,5–2,4 г/т, сурьмы – от 0,1–0,3 до 0,8 %, серебра – до 10 г/т. Ороговикованные и окварцованные с тонкой сульфидной вкрапленностью алевролиты содержат золото в количестве до 0,5 г/т (с единичными максимумами до 1,4 г/т, среднее содержание 0,35 г/т). Авторская прогнозная оценка по категории Р₂ золота – около 3 т [285, 333].

Пункты минерализации (IV-5-28,32,36,38; IV-6-9,15,16,22,24,33 и др.) в бассейне р. Пылгин размещены среди терригенных триасовых и юрских пород главным образом, в зонах влияния гранитоидных массивов, представлены маломощными (0,2–0,3 м) сульфидно-кварцевыми жилами, зонами окварцевания и сульфидизации шириной до 50–100 м [265, 285]. Содержание золота составляет 0,2–4,8 г/т, изредка до 29–57 г/т, иногда присутствуют сурьма 0,3–1 %, мышьяк – 0,8–1 %, редко кобальт – 0,5 % и висмут – 0,1 %.

Пункты минерализации (V-5-7,8,15,22,23 и др.; V-6-2,4,6,9 и др.) на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос представлены единичными кварцевыми жилами и зонами окварцевания в юрских терригенно-вулканогенных породах, содержания золота – 0,1–0,4, в единичных случаях – до 7,2 г/т.

Оруденение золото-редкометалльной формации установлено на юго-западе территории листа в пределах ОЧВП, где выявлено одно значительное недоизученное проявление Халали, известно также проявление в Коркодон-Наяханской зоне ТМА.

Проявление (малое непромышленное месторождение) Халали (IV-1-40) расположено в верховьях руч. Верх. Халали, приурочено к штоку микрозернистых гранитов и кварцевых мондонит-порфиоров позднемелового светлинского комплекса. В северном эндоконтакте штока, где интенсивно проявлены метасоматические калишпатолиты, прослежено восемь сближенных прожилково-жилных зон мощностью в первые метры, образующих полосу северо-восточного простиранья протяженностью 650 м при ширине 50–150 м. В составе зон установлены два типа жил: малопродуктивные кварц-сульфидные

жилы с арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, жозеитом, самородным висмутом и продуктивные кварцевые жилы с висмутином, жозеитом, тетрадимитом, теллуридами висмута, самородными висмутом и золотом. В результате проведенных поисковых работ выявлены два рудных тела. Рудное тело 1 протяженностью 360 м и мощностью 1,5 м прослежено на глубину 100 м. Среднее содержание золота – 17,4 г/т, висмута – 0,15 %, теллура – 0,04–0,05 %. Рудное тело 2 протяженностью 180 м и мощностью 0,4 м. Среднее содержание золота – 60,8 г/т, висмута – 0,5 %, теллура – 0,1 %. Максимальные содержания в штучных пробах золота – 212 г/т, висмута – 1,61 %, теллура – 0,15 %, серебра – 100 г/т [302, 326]. Возраст оруденения, по результатам Rb-Sr изохронного анализа, 73 ± 7 млн лет [204]. Утвержденные прогнозные ресурсы золота по категории P₂ – 12 т.

Проявление Высокий (I-2-6) расположено на междуречье Аксу–Бургагчан надынтрязивной зоне гранитоидных массивов Безымянный и Сабля. В геохимическом поле выделяется высококонтрастными аномалиями золота (до 2,3–6,5 г/т), серебра (10–548 г/т), висмута, вольфрама, свинца, цинка и других элементов, характерны золото-висмутовая и золото-мышьковая ассоциации [141]. Вмещающие терригенные породы юрской бургагчанской толщи преобразованы в двуслюдяные роговики, пропицитизированы, участками грейзенизированы. Вмещают семь протяженных (от 1 до 4 км) и серию более мелких (сотни метров) рудоносных крутопадающих жильно-прожилковых зон, а также жил северо-западного и субмеридионального простираний. Мощность зон достигает 20–30 м (зона II), протяженность – 3–4 км. Мощность отдельных жил колеблется от десятков сантиметров до 2,0 м, протяженность – от 100 до 1000 м. Рудные тела характеризуются сложной морфологией и крайне неравномерным распределением минерализации, с гнездово-столбообразным обогащением.

Оруденение сформировано как минимум в две стадии: раннюю (основную) золото-редкометаллическую и позднюю серебро-полиметаллическую. Наблюдались участки дробления продуктов ранней стадии и цементации ее существенно полиметаллическими агрегатами. Жилы и жильно-прожилковые зоны сульфидно-кварцевого состава первой стадии оруденения включают в основном пирит, халькопирит, реже арсенопирит, в котором обильна мелкая вкрапленность самородного золота, самородного висмута и теллуридов висмута [181]. По данным опробования, распределение золота крайне неравномерное: содержание золота и серебра в борздовых пробах составляет от 0,3 до 44 г/т (золото-серебряное отношение 1 : 1), висмута – 0,1–0,8 %. Вторая стадия минерализации представлена карбонат-кварц-полиметаллическими жилами, приуроченными в основном к трещинам северо-западного простирания, преобладают галенит и сфалерит. Содержания золота составляют десятки доли и первые граммы на тонну; серебра – первые сотни грамм на тонну, достигая на некоторых участках 600 г/т (золото-серебряное отношение 1 : 500). Наиболее богатые руды вскрыты в участках наложения разностадийной минерализации. Здесь содержания золота достигают 9,0 г/т, серебра – 1276,8 г/т на мощность 0,5 м (зона V).

При поисковых работах прослежено и опробовано штучным и борздовым методами около 18 км рудоносных жильно-прожилковых зон, в нескольких из

них вскрыты рудные интервалы с промышленными параметрами. Прогнозируется промышленное оруденение с содержаниями золота до 5 г/т и серебра до 400 г/т. Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 9 т золота (со средним содержанием 2,2 г/т) и 726 т серебра (со средним содержанием 166 г/т) [318]. Ресурсы апробированы ЦНИГРИ (Протокол № 18 от 12.12.2014 г.).

Пункты минерализации (IV-1-33,39,63) представлены кварцевыми жилами и прожилками, окварцованными зонами дробления протяженностью до 25–30 м. Вкрапленность пирротина, арсенопирита, пирита, халькопирита. В штучных пробах обнаружено золото (0,1–2 г/т), иногда висмут (0,015 %), кобальт (0,6 %), медь (0,3 %).

Оруденение серебряно-золотой джаспероидной формации связано с гидротермально-измененными карбонатными породами. Однако, по-видимому, также есть разновозрастное: среднепалеозойского и позднемезозойского этапов рудоносности. Впервые на вероятность такого типа оруденения на Омолонском массиве указывал В. П. Показаньев [167].

Оруденение среднепалеозойской эпохи рудообразования обнаруживается в рифейских и ордовикских терригенно-карбонатных отложениях на контактах их с ранне- и среднепалеозойскими магматическими образованиями; оруденение представляет собой послонные залежи окварцованных и тонкосульфидизированных известняков с линзами и прожилками кварца, также содержащими рудную вкрапленность. Наиболее известное проявление такого типа Риф находится к северу от территории, оно приурочено к рифейским известнякам и представлено двумя послонными рудоносными залежами протяженностью не менее 200 м и средней мощностью 2,5 м. Серебряно-золотая минерализация сопровождается повышенными содержаниями сурьмы, мышьяка и ртути.

Значительные проявления джаспероидного типа Ягельное и Маяжское выявлены на юге Омолонского массива.

Проявление Ягельное (I-3-31) находится в верховьях р. Нючали среди небольшого выхода рифейских карбонатно-терригенных отложений, прорванных кварцевыми диоритами абкитского комплекса и перекрытыми туфами и игнимбритами кедонской серии. Представлено жилами и прожилками карбонат-кварцевого, кварцевого, сульфидно-кварцевого и карбонатного состава, локализованными в пределах зон метасоматического окварцевания (нередко послонных) в породах заросшинской свиты рифея. Всего установлено 26 жил и жильно-прожилковых зон средней мощностью 20 м при суммарной протяженности 11,5 км.

Наиболее перспективная рудная зона № 1 представлена прожилково-линзовидными и жилородными невыдержанными по мощности телами сложной формы. Общее простирание рудной зоны северо-восточное, протяженность – 1200–1300 м, мощность колеблется от 100 до 600 м. Основную часть зоны составляют субпараллельные кварцевые, карбонат-кварцевые и сульфидно-кварцевые, а также более поздние кварц-карбонатные и карбонатные прожилки мощностью от первых миллиметров до 2–3 см. Количество их на 1 м зоны меняется от 10 до 15. Тонковкрапленная рудная минерализация тяготеет к юго-восточному флангу зоны и представлена пиритом, халькопиритом, блеклой рудой(?), ялпаитом(?), агвиларитом, стефанитом, полибазитом

и селенидами серебра. Содержание золота по бороздовым пробам достигает 3,2 г/т, серебра – 1061,7 г/т на 4 м мощности (максимально до 10,5 г/т золота и 3460,9 г/т серебра). В качестве примесей установлены (%): медь – до 1, свинец – до 0,4, цинк – до 0,6, молибден – до 0,02 и сурьма – до 0,2 [76]. Авторские прогнозные ресурсы по категории P_2 : золота – 2 т, серебра – 260 т [116].

Проявление Маякское (I-4-14) расположено у северной границы территории листа. Рудное поле площадью 45 км² приурочено к отложениям заросшинской свиты рифея, прорванным гранитами булунского комплекса, сопровождается комплексной аномалией золота, серебра, свинца и цинка. В известняках прослежены субпластовые зоны метасоматического окварцевания, сопровождаемые кварцевыми прожилками, в которых содержание золота достигает 0,3–1,2 г/т, в единичных случаях 8–10 г/т, серебра – более 100 г/т. Оруденелые известняки сопровождаются шлиховыми ореолами золота в дренирующих их водотоках. Авторские прогнозные ресурсы категории P_2 составляют: золота – 5,6 т, серебра – 28 т [116].

Оруденение джаспероидного типа позднемезозойской эпохи рудообразования устанавливается в пермских карбонатных отложениях вблизи выходов позднемезозойских магматических образований. Проявления и пункты минерализации выявлены в бассейне р. Джелты.

Проявление Хивач (II-4-28) расположено на левобережье р. Хивач, локализовано в пределах Желтинской мульды в пермских осадочных породах. Тела джаспероидов северо-восточного простирания протяженностью 1250 м приурочены к контактам известняков с алевролитами среднепермской оломонской свиты. Рудные тела представлены кварцевыми, карбонатно-кварцевыми, сульфидно-кварцевыми жилами, телами окварцованных известняков (джаспероидов) и зонами кварцевых прожилков. Жилы субгоризонтальные, линзовидные вытянуты в субмеридиональном направлении, протяженность их – до 980 м, мощность не превышает 2 м. Рудная минерализация концентрируется в виде гнезд, прожилков и вкрапленности, представлена сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом, сульфосолями серебра. По данным штучного опробования, содержание: золота до 19,4 г/т, серебра до 810,8 г/т (в среднем золото – 11,4 г/т, серебро – 80,1 г/т), по данным бороздового опробования содержание золота в жилах – до 54 г/т, серебра – до 312,8 г/т, в телах джаспероидов (в среднем): золото – 2,3 г/т, серебро – 112 г/т [300]. Неапробированная прогнозная оценка по категории P_2 составляет: золота – 16 т и серебра – 530 т [116].

В районе проявления отмечаются более мелкие тела джаспероидов, приуроченные к контактам пермских известняков с аргиллитами. Мощность таких тел достигает первых метров, а протяженность – до сотни метров. Содержание золота – 1–5 г/т, серебра – до 95,2 г/т [300].

Поисковыми работами на западном шельфе п-ова Тайгонос выявлены геохимические ореолы (IV-4-12; V-4-2,5), характеризующиеся повышенными содержаниями золота в донных осадках, иногда они, по данным бурения, сопровождаются шлиховым золотом в виде мелких знаков до весовых значений (15–33 мг/м³) в отдельных скважинах [271].

Золото россыпное. Россыпные месторождения золота на характеризуемой территории, как и вообще на Северо-Востоке, до сих пор остаются важными

объектами добычи металла. Россыпи более всего распространены на площади Омолонского массива и на п-ове Тайгонос, в Яно-Колымской складчатой системе известны только россыпепроявления.

Главный коренной источник россыпей – месторождения, проявления и пункты минерализации золоторудной кварцевой формации, вклад в россыпеобразование других формаций, отличающихся в основном мелким золотом, мал. На Омолонском массиве в качестве коренных источников могут быть проявления медно-молибден-порфировой с золотом формации. Месторождения и проявления золото-серебряной рудной формации промышленных россыпей, как правило, не образуют, что обусловлено обычно размерностью золотинок, а главное – минеральным составом рудных тел, когда золото находится в халцедоновидном кварце и медленно высвобождается.

Наиболее значительные россыпи разведаны в северной части п-ова Тайгонос (россыпь р. Авекова) и на Омолонском массиве (россыпи ручьев Магнитный, Верх. Коаргычан и др.), признаки россыпной золотоносности имеются на Хетагчанском поднятии Яно-Колымской системы и на шельфе Охотского моря у западного побережья п-ова Тайгонос.

Крупная россыпь р. Авекова (Ш-6-10). Золотоносность р. Авекова и ее притоков установлена в 1931–1932 гг. при проведении геолого-рекогносцировочных работ, россыпь разведывалась в 1947–1952, 1965–1969 и 1978–1987 гг. Приурочена к долине среднего и верхнего течения реки; разведана на протяжении 86 км с перерывами. Общая протяженность промышленных интервалов составляет 62,5 км, россыпь представлена четырьмя интервалами протяженностью 2,6–23,5 км, разделенными между собой участками с низкой продуктивностью. Ширина россыпи – 10–160 м. Золотоносный пласт приурочен к пойменным рыхлым отложениям и к приплотиковой части террас 8–10-метрового уровня. В целом россыпь имеет лентообразную, местами струйчатую форму. Сложное внутреннее строение россыпи обусловлено сочетанием косовых, долинных (пойменных) и террасовых морфогенетических типов.

Большей частью россыпь имеет однопластовое строение, но на разных участках состоит из разного количества (до трех) пластов, местами, где река подмывает золотоносные террасы, появляется подвесной пласт. Один пласт располагается на коренных породах в основании верхнеплейстоцен-голоценового аллювия, второй пласт – в голоценовом аллювии, часто лежащий на ложном плотике (обычно косовая россыпь), третий приурочен к террасам 8–10-метрового уровня. Мощность торфов колеблется в пределах 1,2–9,4 м, чаще всего 2,5–5,7 м, более глубоко залегает террасовый пласт. Мощность золотоносного пласта – 0,2–2 м, содержание золота в промышленном контуре от 0,2 до 13,9 г/м³, среднее – 2,28 г/м³. Распределение золота по вертикали неравномерное, отмечаются обогащенные участки как на всю мощность пласта, так и (чаще всего) только в приплотиковой части. Преобладает мелкое золото (0,5–2 мм), средние размеры золотинок 1,6–1,8 мм. Форма золотинок лепешковидная, комковидная. Окатанность золота в нижней и средней частях россыпи хорошая, в верхней части – плохая, часты золотины рудного облика. Присутствие значительного количества неокатанного золота объясняется, вероятно, поступлением их из золотоносных кор выветривания, в незначительной степени – из коренных источников. Пробность варьирует

от 740 до 970. В минеральных ассоциациях шлихов вместе с золотом встречаются циркон, монацит, сфен, ортит, анатаз, магнетит, ильменит, рутил.

Запасы золота по россыпи – 4,313 т, с учетом россыпного золота мелких притоков р. Авекова – 5,656 т [178], балансовые запасы россыпи по категории C_1 – 3,7 т, добыто – 0,476 т. Прогнозные ресурсы категории P_1 – 0,15 т [280]. Россыпь в настоящее время отрабатывается.

Средняя россыпь руч. Пылгин (Ш-6-18) открыта в начале 1950-х годов, разведывалась в 1967, 1979–1980 гг., эксплуатировалась в 1968–1969 гг. Россыпь долинно-пойменная и террасовая, приурочена к низам пойменных отложений и левой аккумулятивной террасы 8–10-метрового уровня. Продуктивный пласт охватывает нижнюю часть аллювия и коренные трещиноватые породы (гнейсы, амфиболиты), проникая по трещинам на глубину 0,2–0,4 м. Форма россыпи ленточная и линзовидная с неравномерным гнездово-струйчатым распределением металла, выделяются три разобщенных промышленных интервала. Общая протяженность россыпи – 3100 м, ширина – от 10 до 270 м. Мощность торфа – 0,8–8,5 м (в среднем по интервалам 1,6–7,4 м), мощность золотоносного пласта – 0,4–1,1 м (в среднем – 0,5–0,6 м), содержание золота – 0,60–4,62 г/м³ (среднее – 0,94–2,66 г/м³). По крупности преобладают фракции 0,5–1,0 мм (37 %) и 1,0–3,0 мм (32 %), средняя крупность – 1,01 мм. Форма золотин комковидная, пластинчатая и прожилковидная, окатанность средняя и хорошая, проба 834 ‰. Разведанные запасы по категории C_1 – 0,566 т, балансовые запасы – 0,276 т, прогнозные ресурсы не оценены. Из россыпи в интервале линий 5–18 в 1968 г. старательской артелью добыто около 0,2 т золота [280].

Средняя россыпь р. Колымак (Ш-6-4) имеет лентообразную форму, ширина ее – от 10 до 180 м. Золотоносный пласт мощностью от 0,2 до 1,4 м (в среднем 0,5 м) залегает на ложном, реже коренном плотике, мощность торфов – 0,6–5 м (в среднем 1,6 м). Золото лепешковидной и пластинчатой, реже комковидной формы средней крупностью 0,35 мм, 5 % частиц золота в сростках с кварцем, проба 852 ‰. Из россыпи добыто 0,493 т золота, балансовые запасы по категории C_1 на настоящее время составляет 0,445 т [280].

Другие россыпи золота (Ш-6-11,13,16,20,25; IV-6-10,18) малые, на п-ове Тайгонос приурочены в большинстве к бассейну р. Авекова, открыты и в бассейне р. Колымак, единичные имеются в бассейне р. Пылгин. Россыпи аллювиальные, пойменные и террасовые, лентовидной и линзовидной форм. Они обычно приурочены к низам верхнечетвертичных–современных отложений, иногда находятся на ложном плотике, россыпи образованы мелким (около 1 мм) золотом, содержание – 2,3–4,1 г/м³, проба 820–850.

Малая россыпь руч. Базовый (V-6-5) выявлена недавно, приурочена к долине нижнего течения руч. Базовый, левого притока р. Кенгеев. Залегает в основании аллювия первой надпойменной террасы 3–6-метрового уровня, по форме лентообразная. Протяженность – 1550 м, ширина – 30–135 м (в среднем – 102 м), мощность золотоносного пласта – 0,4–2,0 м (средняя – 0,9 м), торфов – 0,4–2,8 м (1,4 м). Плотик ровный, слегка волнистый с небольшими углублениями, золото концентрируется в нижней части аллювия. Распределение золота неравномерное, содержание его по блокам – 1,32–2,45 г/м³, в отдельных пробах – до 8 г/м³ (среднее содержание по россыпи – 2,0 г/м³). Форма

золотин уплощенная, реже изометричная комковидная, иногда встречаются сростки золота с кварцем. Окатанность хорошая, реже средняя. Размер золотинок – от 0,1 до 5–6 мм (в среднем по россыпи 0,8 мм), 60–75 % металла относится к мелким (0,25–0,5 и 0,5–1,0 мм) фракциям. Золото весьма высокопробное, средняя проба по 6 определениям 952 ‰. Суммарные запасы золота по категории С₂ – 0,226 т, прогнозные ресурсы категории Р₁ – 0,564 т, категории Р₂ – 0,512 т (Заключение Хабаровского филиала ГКЗ, 2017 г.).

Средние и в основном малые по масштабу россыпи золота известны в разных частях юга Омолонского массива.

Средняя россыпь руч. Магнитный (I-4-33) с притоками Спонсор и Золотистый, россыпь аллювиальная долинная протяженностью 2200 м, по руч. Спонсор – 800 м, по руч. Золотистый – 1400 м. Ширина золотоносного контура изменяется от 10 до 190 м, максимальная для долины руч. Магнитный. Плотик сложен вулканитами кедонской серии, золотоносный пласт приурочен к основанию аллювиальных отложений. Мощность торфа – 3,4–3,8 м, золотоносного пласта 0,9–1,1 м, средние содержания по участкам россыпи 1,99–3,18 г/м³. Золото мелкое (в основном 0,37–0,69 мм), форма золотинок комковидная, лепешковидная, кристаллы и их сростки, окатанность – от плохой до хорошей. Ниже по течению ручья от промышленного контура на расстоянии 2800 м прослеживается россыпь с более низкими (0,98 г/м³) содержаниями. Добыто 0,452 т, балансовые запасы по сумме категорий С₁ и С₂ в настоящее время – 0,64 т, прогнозные ресурсы (техногенные) категории Р₁ – 0,14 т [280].

Средняя россыпь р. Верх. Коаргычан (II-3-5) установлена в 1943 г., разведывалась в 1977–1979 гг., обрабатывалась в 1981–1985 гг. Россыпь пойменная и террасовая ленточного типа, в виде четковидной линзы с пережимами и расщеплениями. Представлена тремя участками: одним в пойме реки и двумя на левобережной террасе. Протяженность пойменного участка – 1830 м, террасовых – 500 м. Ширина контура соответственно 90 и 31 м, промышленный пласт приурочен к приплотиковому аллювию. Плотик россыпи сложен пермскими и триасовыми породами, золото по трещинам проникает в породы плотика на глубину 0,2–0,8 м. Мощность торфа – 2,38–2,75 м, золотоносного пласта – 0,2–0,7 м, содержание золота – 0,42–7,6 г/м³, среднее по россыпи – 1,97 г/м³. Размер частиц золота – 0,05–2 мм, в среднем – 1–1,8 мм, форма таблитчатая, пластинчатая, комковидная, дендритовая. Проба золота 703–731 (возрастает вниз по течению). В шлихе вместе с золотом встречаются шеелит, галенит, пирит, магнетит, ильменит, гематит, халькопирит. Россыпь отработана, добыто 0,81 т, запасы не числятся, прогнозные ресурсы категории Р₁ техногенного золота – 0,12 т [280].

Несколько близких по строению малых россыпей разведано и частично отработаны по ручьям Выстрел (I-4-38), Ветка (I-4-48), Пиритовый (II-3-11), Голодный (II-4-17) и др. в южной части Омолонского массива. Ряд малых россыпей и россыпепроявлений имеется в Ауланджинском рудном районе Омолонского массива.

Малая россыпь руч. Лев. Закоронный (I-5-18) аллювиальная долинная протяженностью 2940 м сочленяется с россыпью левого притока руч. Удалой длиной 1730 м, ширина контура – 10–90 м, в среднем 42 и 34 м соответственно.

Мощность торфа – 2,8–3 м, продуктивного пласта – 0,6–0,7 м. Пласт приурочен к приплотиковому аллювию и плотику, сложенному гнейсами архея и раннепалеозойскими гранодиоритами массива Орлиный. Содержание металла – 1,3–1,65 г/м³. Золото мелкое (0,38 мм) средней окатанности, комковидное, присутствуют сростки кристаллов, пластинки. Проба 828–892. Запасы золота по категории С₁ – 0,142 т [280].

Другие малые россыпи (I-4-5,6,9) аналогичны по строению и продуктивности. Россыпепроявления (I-4-4,5,52,60,72,83) сходны по строению с промышленными россыпями, отличаются более низкими (0,13–0,88 г/м³) содержаниями на уровне минимально промышленных и часто весьма мелким золотом. В некоторых случаях на месте россыпепроявлений предполагается возможность выявления промышленных россыпей. В контурах россыпепроявления руч. Южный (I-3-47) предполагается долинная россыпь протяженностью до 4 км. Ширина предполагаемого золотоносного контура – 40 м, мощность торфа – 4 м, пласта – 0,6 м, содержание золота – до 1,5 г/м³ [280].

На площади Хетегчанского поднятия Яно-Колымской складчатой системы известна группа россыпепроявлений по долинам левых притоков р. Коркодон.

Россыпепроявление руч. Брекчиевый (I-2-10) приурочено к погребенному тальвегу долины, прослежено на протяжении более 800 м. Золотосодержащая россыпь состоит из двух струй, размещенных в левой и правой частях долины. Золотоносный пласт в левой части долины ленточной формы шириной 40–180 м прослежен более чем на 800 м, мощность его – 0,8–2,8 м, содержание золота достигает 3,5 г/м³, встречен самородок весом 1,063 г. В правой части долины установлены два золотоносных пласта: один на глубине 6,2–6,7 м, другой на глубине 14,2–15 м. Протяженность пластов – около 600 м, ширина – 40–90 м, содержание – золота 0,11–1,4 г/м³ [137].

Россыпепроявления ручьев Весёлый, Первый, Развалистый (I-2-9,11,13) прослежены одной-двумя шурфовочными линиями, приурочены обычно к плотику аллювиальных отложений. Ширина золотоносных контуров – 20–80 м, мощность пласта – 0,4–1,5 м, содержание золота – 0,1–0,9 г/м³ [137].

Мелководная шельфовая часть побережья п-ова Тайгонос рассматривается как перспективная на обнаружение прибрежно-морских россыпей золота, поиски их проводились на западном побережье полуострова.

Россыпепроявление Площадное (IV-4-11) изучено в осевой части Гижигинской губы у западного побережья п-ова Тайгонос. Россыпепроявление пространственно приурочено к палеодолине субмеридионального–северовосточного простираения. По данным опробования буровых скважин глубиной от 0,2–0,5 до 4–5 м (в большинстве – около 2 м) золотоносная площадь имеет протяженность около 47 км при ширине 5–7 км. Мощность золотоносных осадков от поверхности дна до вскрытой глубины – около 2 м. В контурах россыпепроявления шлиховое золото присутствует в разных литологических разновидностях голоценовых донных осадков, тяготея к песчаной фракции. Золото чаще всего наблюдается в виде мелких пылевидных частиц, количество которых варьирует обычно от 1–2 до 8–12 зерен. Реже встречается золото в весовых количествах: от 8–12 до 25–30 мг/м³, иногда достигая 45–75 мг/м³. Четкая закономерность распределения металла как в разрезе, так и в

плане не наблюдается, однако отмечается, что наиболее насыщенными золотом являются осадки северной части россыпепроявления, где весовое золото обнаружено в 45 скважинах с содержаниями в первые десятки мг/м³, достигая максимума 61–75 мг/м³. Авторские прогнозные ресурсы золота по категории Р₂ оценены в 3,2 т [271].

Вдоль юго-восточного побережья п-ова Тайгонос также предполагается наличие прибрежно-морской россыпи, приуроченной к фациям пляжа и подводного берегового склона на протяжении 15 км при ширине контура 0,2 км. Предполагаемая мощность: песков – 2 м, торфов – 5 м, средние содержания – 1 г/м³, прогнозные ресурсы золота по категории Р₃ – 6 т [280].

По результатам площадного шлихового опробования на территории выявлены ореолы рассеяния золота, в контурах которых половина и более шлиховых проб содержат единичные знаки золота, а иногда и весовые содержания металла. Во многих случаях они отвечают рудным узлам или золото-россыпным площадям, показаны ореолы только на наименее загруженных участках карты. Шлиховые ореолы (I-1-3,11; II-1-4; II-2-17) принадлежат к Коркодон-Наяханской зоне и подтверждают выделенные рудные узлы. Шлиховые ореолы (I-5-43; I-6-5) характеризуют вероятную рудоносность северо-восточного фланга ОЧВП, ореолы (IV-5-35; V-5-4,25) выявляют потенциальную золотоносность центральной и южной частей п-ова Тайгонос.

Серебро распространено на территории довольно широко, наибольшее значение оно приобретает на площади Омолонского массива, где оруденение имеет в основном среднепалеозойский возраст, и в ОЧВП позднемезозойского этапа оруденения. В большинстве случаев серебро выступает в качестве составного компонента комплексных золото-серебряных месторождений. В случаях, когда серебро является доминирующим элементом, выделяются разноформационные сереборудные объекты, с той или иной степенью уверенности выделяются серебро-сульфидно-сульфосольная, серебро-полиметаллическая и олово-серебряная рудные формации. На карте полезных ископаемых показаны 28 проявлений и 136 пунктов минерализации, имеются одно россыпепроявление и пять геохимических ореолов.

Оруденение серебро-сульфидно-сульфосольной формации известно в северной части Омолонского массива, возраст оруденения среднепалеозойский. Серебро-полисульфидные и скарново-серебро-полисульфидные рудные жилы и залежи с преобладанием в рудах в качестве полезного компонента серебро-содержащих блеклых руд известны в бассейне р. Русская (Омолонская) (по руч. Ольядни и руч. Седой).

Проявление Седой (I-3-19) находится в скарнах на контакте ордовикских известняков со среднепалеозойскими гранитами. Скарны и скарноиды образуют залежи мощностью 50–100 м вдоль апофиз гранитоидного массива северо-западного простирания. Выделяются скарново-полисульфидные залежи и сульфидно-карбонат-кварцевые жилы. Оконтуриваются три рудных тела, из которых наиболее значительное рудное тело № 1. Это жильно-прожилковая зона, включающая линзы скарнированных известняков протяженностью 430 м при мощности до 1 м. Жилы и прожилки образованы пиритом, галени-том, халькопиритом, сфалеритом, арсенипиритом, акантитом, самородными

серебром и золотом, аргентопиритом, штернбергитом, стефанитом, пруститом и пираргиритом. В пустотах и трещинах в этих жилах присутствуют почковидные выделения гипергенного самородного серебра. С рудопроявлением связано россыпепроявление самородного серебра [158]. Авторские прогнозные ресурсы категории P_2 , подсчитанные для рудных тел 1 и 2, составляют: серебра – 400 т, золота – 10,8 т, свинца – 60 тыс. т, цинка – 40 тыс. т [75].

По-видимому, к серебро-сульфидно-сульфосольной формации, но уже позднемелового возраста следует относить и проявления в ОЧВП (Мартаха, Кэнгрэнды) и в Коркодон-Наяханской зоне ТМА (Хакырчанское).

Проявление Мартаха (III-2-19) расположено на левобережье руч. Мартаха, притока р. Наяхан. Рудное поле площадью около 9 км² сложено гидротермальноизмененными брекчиями наяханской свиты, рассеченных риолитами и гранитоидами массива Тенкели наяханского комплекса. Рудные тела (жилы кварц-адулярового, кварц-карбонатного и карбонатного составов) приурочены к субмеридиональным тектоническим нарушениям, оперяющим крупный разлом северо-западного простирания. Они прослежены на 30–50 м, а визуально и по дешифрированию протягиваются на 400–500, а иногда до 700 м. Мощность колеблется от первых сантиметров до 2,6 м. Минерализация представлена галенитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, гематитом, сульфосолями серебра. Некоторые участки жил состоят на 90 % из галенита, который образует линзы 0,1–0,2 × 0,4–0,5 м. Содержания по штучным пробам свинца и цинка – более 1 %, серебра – 2–3961 г/т. Авторские прогнозные ресурсы по категории P_2 : серебра – 2360 т, золота – 2 т [116], по мнению некоторых геологов, с учетом всей площади измененных пород можно ожидать увеличения ресурсов серебра до 4–5 тыс. т [269, 347].

Проявление Конгрэнды (III-1-47) приурочено к внешнему обрамлению вулканической кальдеры, где распространены игнимбриты риолитов наяханской свиты, рассеченные небольшими телами и дайками позднемеловых гранитпорфиров и субвулканическими телами риолитов. Породы метасоматически изменены на высоких гипсометрических уровнях до вторичных кварцитов монокварцевой и серицитовой пиррофиллитовой фаций, ниже они переходят в кварц-хлоритовые метасоматиты (пропилиты). В метасоматитах выявлено несколько рудоносных зон протяженностью в первые десятки метров при мощности до 0,5 м, основное оруденение приурочено к центральной зоне протяженностью 100–750 м и мощностью 6–10 м. В зоне выявлено несколько линзовидных тел сульфидно-кварцевого состава. Рудные минералы представлены галенитом, пиритом, сфалеритом, арсенопиритом, аргентитом, пираргиритом. Штучные и бороздовые пробы показали наличие серебра – 58,3–4020 г/т, свинца – до 10 %, цинка – до 5 %, молибдена – 0,015 %, [291]. Авторская прогнозная оценка ресурсов по категории P_2 : 1500 т серебра и 10 т золота [116].

Проявление Хакырчанское (II-2-21) в верховьях р. Лев. Хакырчан представлено жильной зоной меридионального простирания протяженностью 1400 м и шириной до 400 м среди гидротермально измененных верхнетриасовых аргиллитов и алевролитов. Рудные тела представлены 10 крупными и 20 небольшими сульфидными и кварцево-сульфидными жилами длиной до 170 м и мощностью до 4,5 (в среднем 1,2) м. Главные рудные минералы: пирротин

(50 %), сфалерит (30 %), галенит (10–25 %), в подчиненном количестве халькопирит, пирит, арсенопирит, сульфосоли серебра. Пройдены каналы, по результатам штучного и бороздового опробования содержание серебра – 32,4–990,3 г/т, свинца – от 0,2 до 25,1 %, цинка – от 0,5 до 39,5 %, золота – 0,1–0,8 г/т [191]. Авторская прогнозная оценка проявления по категории P₂ составляет 1000 т серебра и 2,4 т золота [116].

Проявления серебро-полиметаллической формации в основном позднемезозойского (позднемелового) времени распространены во многих структурах территории.

Проявление Прыгун (П-4-22) находится на южной окраине Омолонского массива в бассейне р. Хивач. В рудном поле проявления среди ороговикованных и гидротермально измененных верхнетриасовых песчано-глинистых пород с дайками среднего и кислого состава прослежены минерализованные зоны дробления с карбонатно-кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами и прожилками. Простираются минерализованные зоны северо-восточное, прослежены они на 0,8–1,2 км при ширине 150–200 м. Среди рудных минералов определены галенит, пирит, халькопирит, сфалерит. По результатам штучного и бороздового опробования содержание серебра – до 1081,5 г/т, свинца – первые проценты, цинка – до 1,97 %, меди – 0,33 %.

В Яно-Колымской системе серебро-полиметаллические проявления имеются в пределах Коркодон-Наяханского интрузивного ряда.

Проявление Колечко (I-2-3) приурочено к южному экзоконтакту гранитоидного массива Плитук наяханского комплекса. В ороговикованных верхнетриасовых терригенных отложениях в поле развития биотит-полевошпатово-кварцевых метасоматитов, по данным литохимических поисков выделена высокоинтенсивная аномалия золота и серебра, вытянутая в северо-восточном направлении. Общая протяженность выделяемой рудоносной структуры, совпадающей с линейными аномалиями повышенного электрического поля, – более 2 км. Прослежены горизонты кварц-сульфидных метасоматитов «колчеданного облика» и прожилково-жилые зоны мощностью до 10 м. Сульфидная вкрапленность представлена галенитом, сфалеритом, редко – халькопиритом, пиритом, арсенопиритом. При заверке аномалии в штучных пробах содержания золота – до 2,2 г/т, в единичных пробах – до 10 г/т, серебра – до 3800 г/т, цинка – 1 %, свинца – 0,5 %, меди – 0,8 %. Геологическая позиция и выявленные поисковые признаки позволяют прогнозировать здесь присутствие залежей метасоматитов кварц-полевошпатового состава с промышленно значимым оруденением [318]. Прогнозная оценка по категории P₂ предполагает наличие 48 т серебра (при среднем содержании 166 г/т) и 0,6 т золота (при среднем содержании 2,2 г/т). Оценка апробирована ЦНИГРИ (Протокол № 18 от 12.12.2014 г.).

Проявление Олынджинское (Ш-2-26) расположено на междуречье Олынджа–Прав. Олынджа, приурочено к краевой части Наяханской вулканотектонической депрессии. На участке площадью 1300 × 1850 м, сложенном агломератовыми туфами риолитов наяханской свиты, выделяется шесть жильных зон северо-западного простирания протяженностью до 1000 м и шириной 0,8–12 м. Минеральный состав руд: кварц, в небольшом количестве адуляр и сульфидная минерализация (пирит, галенит, сфалерит). По данным

штуфного опробования, содержание серебра – 200–2000 г/т, золота – 1,2 г/т, по бороздовому опробованию – серебра 100–680 г/т, золота – 0,13 г/т, содержания свинца и цинка – около 1 % [113].

Ряд проявлений серебра и множество пунктов минерализации серебро-полиметаллической формации, представленных жильными зонами и отдельными жилами, распространены в пределах ОЧВП, особенно на западе и востоке территории листа.

Проявление Хакандзя (IV-1-54) расположено на правом берегу р. Алики. Рудное поле приурочено к ороговикованным и пропицитизированным туфам хигиндинской толщи в кровле Аликского гранитоидного массива светлинского комплекса. Кварцевые жилы и зоны прожилкования с эпидотом, хлоритом и сульфидами сконцентрированы на площади $0,7 \times 2$ км². Протяженность субмеридиональных жил – 200–300 м, мощность – 0,2–1 м и возрастает до 4 м с приближением к зонам прожилкования. Текстуры жильного выполнения массивные, брекчиевые, пятнистые и полосчатые. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклыми рудами, магнетитом, касситеритом, самородным серебром, церусситом, купритом, малахитом. Выполнено штуфное и бороздовое опробование, в бороздовых пробах содержания: серебра – 20–100 г/т, свинца и цинка – 0,1–5 %, меди – 0,1–2 %, висмута – 0,01–0,07 %, олова – 0,04 %, трехокси вольфрама – 0,02 %. В штуфных пробах отмечены более значительные содержания серебра – 15–1655 г/т, меди – 0,1–12,6 % [302, 326]. Авторская прогнозная оценка категории P₂: серебра – 900 т, золота – 0,7 т [116].

Проявление Галенитовый (II-5-6) расположено на левом берегу р. Широкая. Среди метасоматически измененных андезибазальтов и их туфов меловой ширококинской толщи прослежены жильно-прожилковые зоны с сульфидной минерализацией. Жильные зоны 1,2,3 имеют простирание северо-северо-восточное 10–35°, их протяженность – 0,9–1,8 км, ширина – 50–160 м. Жилы и прожилки в зонах кварцевые, кварц-сульфидно-карбонатные и сульфидно-кварцевые. Сульфиды (до 40–70 % объема) представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклыми рудами. Содержание серебра в бороздовых пробах – до 450,8 г/т (в штуфах до 564 г/т), свинца – до 3 %, цинка – до 1 %, сурьмы – до 0,5 %, присутствуют золото (0,1–0,5 г/т), медь, висмут, олово, вольфрам. Отношение Au: Ag 1:125 – 1:600. Авторские прогнозные ресурсы по категории P₂ определены в 630 т серебра, 1,2 т золота, 122 тыс. т свинца и 64 тыс. т цинка [333, 337].

Проявление Учинней (II-6-1) выявлено в восточной части ОЧВП в бассейне р. Парень. Здесь среди пропицитизированных андезитов чайваеемской свиты на площади $1,2 \times 0,6$ км² прослежена серия кварцевых и карбонатно-кварцевых жил мощностью от 0,3–0,8 до 8 м и протяженностью 350–500 м. Текстура жил брекчиевидная и полосчатая, кварц шестоватый, от мелко- до крупнозернистого, карбонат крупнокристаллический, рудная минерализация представлена сульфидной вкрапленностью. По данным штуфного опробования, содержание серебра – 4–206 г/т, золота – 0,1–1 г/т, свинца – до 2,35 %, цинка – до 4,81 %, меди – до 0,43 % [311]. Авторская оценка ресурсов проявления по категории P₂: 1500 т серебра и 15 т золота [116].

Сходным строением характеризуются и другие проявления в ОЧВП: Малютка (Ш-1-11), Встреча (Ш-1-52), Ненкат (Ш-2-34), (Ш-5-10; Ш-1-9; Ш-2-46; IV-1-29,35,65,67; Ш-3-23 и др.). Уровень содержания серебра, свинца и цинка такой же, но иногда в проявлениях присутствуют в десятых долях процента медь и молибден.

Серебряное оруденение олово-серебряной формации выявлено только в ОЧВП в междуречье Таватум–Уйкан, представлено двумя проявлениями и пунктом минерализации.

Проявление Студеный (IV-3-10) находится на междуречье Лев. Студеная и Мал. Тасчан. В поле турмалин-хлорит-кварцевых метасоматитов по вулканитам меловой наяханской свиты в экзоконтактах гранитоидных штоков прослежены зоны прожилкования различного минерального состава. В прожилках выявлено содержание серебра – до 2848,1 г/т, олова – 0,2 %, золота – 0,2 г/т, цинка – 0,5 %, висмута – до 0,1 % [336]. Авторская прогнозная оценка категории P₂: серебра – 900 т, золота – 2,2 т [116].

Проявление (IV-3-13) на левом борту долины руч. Мал. Тасчан, близкое по строению к проявлению Студёный, образовано серией кварцевых жил и прожилков в аргиллизированных туфах андезитов таватумской свиты. По данным штучного опробования, содержания серебра в отдельных прожилках – до 2572,8 г/т (до 76 г/т на мощность 0,55 м), олова – 0,15 %, золота – до 2 г/т, свинца – до 0,1 % [336].

Многочисленные пункты минерализации преимущественно в ОЧВП (П-4-27,32,37,45; П-5-8,9,18,24,33; П-6-7,9,12; Ш-1-6,32,35,36,48; Ш-2-9,13,16; Ш-3-1,7,9,40,42,43; Ш-4-3,5,36; Ш-5-4,8; IV-1-22,38,45; IV-2-4,15 и др.) представлены кварцевыми жилами, маломощными зонами дробления и прожилкования. По данным штучного опробования, содержание серебра – 20–60 г/т, редко до 100–130 г/т, в долях процента присутствуют свинец и цинк. В других случаях серебру сопутствует только свинец (Ш-3-19; IV-2-22), иногда отмечается золото до 0,5 г/т (I-6-10).

Россыпные проявления. Единственное россыпепроявление серебра имеется в бассейне руч. Стрелок.

Россыпепроявление руч. Стрелок (I-3-20) представляет собой аллювиальную долинную россыпь протяженностью 300 м и, предположительно, до 800 м, шириной 20 м. Мощность торфов – 0,4–1 м, продуктивного пласта – около 2 м. Содержание серебра в россыпи – около 100 г/м³, присутствует золото с содержанием 0,33 г/м³ [332]. Частицы серебра округлой формы имеют размер чаще всего 1–4 мм (средний размер 2,44 мм), часты гроздьевидные самородки весом до 3 г, иногда встречаются более крупные (до 10 мм) самородки. В морфологии самородков преобладают формы свободного роста – сростки кристаллов и натечные формы типа «сосулек». В составе серебра практически не содержится микропримесей (проба 948), что может объясняться многократным переотложением металла из древних стратиформных залежей, это подтверждается, например, относительно древним (767 млн лет) модельным возрастом свинца из галенита сереброносных жил проявления Седой [158]. Предполагается, что количество россыпного серебра может достигнуть 0,8 т [116].

Геохимические ореолы (II-1-3, II-2-16) принадлежат к Коркодон-Наяханской зоне ТМА, ореолы (III-2-28, III-3-45) характеризуют потенциальную сереброносность центральной части ОЧВП.

Золото и серебро. Комплексные объекты, в которых золото и серебро имеют примерно равное значение, широко проявлены на территории листа. На карте полезных ископаемых показаны четыре средних и четыре малых золото-серебряных месторождений, 25 проявлений и 104 пункта минерализации; с разной степенью уверенности они относятся к золото-серебряной рудной формации. Так же, как объекты существенно золотого и существенно серебряного профилей характеризуются разновозрастностью, принадлежат в основном к позднемезозойскому и среднепалеозойскому этапам минералообразования. Наиболее важное промышленное значение золото-серебряное оруденение приобретает в пределах ОЧВП. Месторождения и проявления золота и серебра обычно сконцентрированы на отдельных участках, главным образом, в пределах крупных вулканоструктур.

В западной части ОЧВП, в пределах крупного Наяханского вулканического поля имеется месторождение Приморское и ряд проявлений золота и серебра.

Месторождение среднее Приморское (Теплое) (IV-1-77) находится на правом берегу р. Калалага в 22 км от побережья Охотского моря, приурочено к северной части Туркычанского интрузивно-купольного поднятия, в зоне влияния Калалагинского разлома. Рудное поле месторождения сложено пропилитизированными игнимбритами риолитов герамрынской толщи, прорванными лейкогранитами и многочисленными дайками преимущественно среднего и основного составов. Кровля Калалагинского гранитного массива, по данным бурения, располагается на глубине 400–460 м от поверхности. Находки ксенолитов лейкогранитов в продуктивных жильных телах свидетельствуют о постраничном возрасте оруденения.

Участок Теплый площадью около 10 км² – наиболее перспективная часть месторождения. Рудные тела представлены жилами и жильными зонами пирролизит-родонит-кварцевого состава, размещение которых контролируется крутопадающими нарушениями преимущественно северо-западной ориентировки. Околорудные изменения представлены гидрослюдистыми березитами, аргиллизитами и фельдшпатолитами, мощность таких зон – 1–10 м. Рудные зоны сопровождаются геохимическими аномалиями серебра и марганца. Главные жильные минералы – кварц и родонит, второстепенные – эпидот, хлорит, адуляр, кальцит. Рудные минералы, составляющие 2–3 % объема тел: акантит, самородное серебро, электрум, галенит, сфалерит, магнетит, халькопирит, пираргирит, штрмейерит, гематит, пирротин. Распределение рудных компонентов неравномерное, гнездовое. Текстуры руд прожилково-вкрапленные, полосчатые, колломорфные, брекчиевые, массивные.

На площади месторождения выявлено около 30 жил и жильных зон, большая часть которых группируется в пределах жильных зон 1-3, 5-6, 16 и 4. Протяженность зон 500–2500 м при ширине 100–250 м. Жилы имеют крутое (50–80°) падение, мощность – от 1 до 3–5 м, протяженность – от 100–200 до 1000 м, вертикальный размах оруденения не менее 200 м. Содержания

серебра – 348,3–17122,2 г/т (среднее 694,4 г/т), золота – 0,7–108,4 г/т (среднее 3,4 г/т). В рудах, кроме того, присутствуют медь, цинк, свинец, марганец (по 1 %), молибден, олово, бериллий, висмут, трехокись вольфрама (по 0,01 %).

По результатам поисковых работ в 2007–2010 гг. выполнена оценка запасов рудных тел 1 и 3 в рудной зоне 1–3. Рудное тело 1 имеет протяженность 900 м, мощность 2–6 м, на глубину прослежено на 150 м. Падение на юго-запад под углом 45–50°. Среднее содержание серебра – 952 г/т, золота – 6,3 г/т. Оруденение крайне неравномерное: близ поверхности отмечается зона обедненных руд, на пересечении с наклонной базальтовой дайкой выделяется рудный столб. Рудное тело 3 обладает следующими параметрами: мощность 1–2 м, протяженность – 1080 м, вертикальный размах – до 200–300 м, среднее содержание серебра – 1077 г/т, золота – 4,2 г/т.

Балансовые запасы категории С₂: золото – 2,966 т (5,8 г/т), серебро – 507,11 т (986,5 г/т), в т. ч. для подземной отработки: золото – 0,590 т (4,23 г/т), серебро – 150,28 т (1077,43 г/т), для открытой добычи: золото – 2,376 т (6,14 г/т), серебро – 356,8 т (952,6 г/т). Забалансовые запасы (подземка): золото – 0,073 т (0,43 г/т), серебро – 50,7 т (298 г/т) (ГКЗ РФ протокол № 2607-оп от 28.10.2011 г.). Утвержденные прогнозные ресурсы золота по категории Р₁ – 6,9 т, по категории Р₂ – 8,7 т и серебра по категории Р₁ – 570 т, по категории Р₂ – 3868 т.

Месторождение – типичный представитель вулканогенных месторождений золото-серебряной формации; по минеральному составу оно сходно с Дукатским и Хаканджинским месторождениями: руды имеют пирролизит-родонит-кварцевый состав с акантитом и электрумом. По условиям переработки руды отнесены к категории труднообогатимых. Возраст оруденения по результатам Rb-Sr изохронного анализа 72 ± 6 млн лет [204].

Проявление Спиридоныч (IV-1-74) на правом берегу р. Калалага является продолжением месторождения Приморское. Аналогично по строению, но отличается меньшими масштабами, здесь выявлено семь жильных зон карбонатно-кварцевого состава с вкрапленностью сульфидов протяженностью 140–500 м и шириной от 3–5 до 20 м. Содержания в одной из жил составили: серебра – 399,6–2908,8 г/т, золота – 1,8–14,7 г/т [303]. При последующих поисковых работах (2013 г.) наличие продуктивных жильных зон не подтвердилось, кроме одной золотоносной жилы в ледниковом каре.

Проявление Коренное (III-1-17) в верховьях руч. Коренной представлено кварц-сульфидной жилой среди триасовых отложений вблизи штока гранитов ранне-позднемелового быстринского комплекса. Протяженность жилы – около 100 м, мощность – 0,1–0,6 м. Рудная минерализация представлена галениитом, арсенопиритом, пиритом. В бороздовых пробах установлено золото – 52,7 г/т, серебро – 200 г/т, свинец – 0,3 %, цинк – 0,5 % [190].

Проявление Маймачан (IV-1-6) на левобережье руч. Маймачан приурочено к гранитам Вилигинского массива наяханского комплекса. В гранодиоритах выявлено пять зон грейзенизации, прожилкования и минерализации северо-восточного простирания протяженностью 100–1500 м при ширине 2–3 м. В составе зон выделяются кварцевые жилы и прожилки мощностью до 0,4–0,7 м с сульфидной минерализацией: пиритом, арсенопиритом, халькопиритом.

том, галенитом, пирротином. В штучных пробах обнаружены серебро – до 1000 г/т, золото – 0,2–2,8 г/т, цинк – 1 %, свинец – 0,2 %, медь – 0,015 %, висмут – 0,003 % [302]. Авторская прогнозная оценка категории P₂: золота – 3,8 т, серебра – 340 т [333].

Близкие параметры и содержания характеризуют проявления Иннач (IV-1-10) и Маймачан (IV-1-6). Здесь прослежены прожилково-жильные зоны длиной 250–900 м и шириной 0,6–2 м. Содержания золота – 0,2–4 г/т, серебра – 160–200 г/т, свинца и цинка – 0,2–0,5 %.

Пункты минерализации (III-2-30; IV-2-12,28 и др. в основном разгруженные на карте) представлены прожилковыми зонами мощностью до 10 м и протяженностью до 600 м, а также единичными кварцевыми жилами мощностью до 0,4 м. Содержания золота – 0,1–0,8 г/т, серебра – 1–5 г/т.

Многие золото-серебряные объекты (месторождения, проявления) сконцентрированы на междуречье Туромча–Гижига, тяготея к восточному флангу Гармандинской вулканоструктуры. Месторождения Сопка Кварцевая, Дальнее и Старт находятся на близком расстоянии и составляют Эвенскую группу месторождений. Все месторождения приурочены к зоне скрытого разлома фундамента, пересекающего вулканоструктуру.

Месторождение среднее Сопка Кварцевая (III-4-8) находится в бассейне р. Туромча, приурочено к восточному борту Чиральской вулканоструктуры. Рудное поле сложено вулканитами среднего–кислого состава вархаламской свиты, которые полого погружаются на северо-запад и прорваны многочисленными субвулканическими штоками, дайками дацитов, гранодиоритов и базальтов. Вулканиты подвержены кварц-гидрослюдистым изменениям, с которыми пространственно совпадают все жильные зоны поля, с ними ассоциируют жильные тела взрывных breccий. В обрамлении ореола кварц-гидрослюдистых метасоматитов на расстоянии до 1,5 км распространены эпидотовые пропилиты, далее они сменяются существенно хлоритовыми разностями. Пострудный метаморфизм выразился в незначительной хлоритизации, каолинитизации и площадном ожелезнении. Гидротермальные образования представлены дорудными кварцевыми, карбонат-кварцевыми жилами мощностью до первых десятков метров и рудовмещающими адуляр-кварцевыми жилами и прожилками. Мощность жил – от первых метров до 35 м, околожильных изменений – 0,1–1,5 м. Состав жил и прожилков: кварц (50–95 %), адуляр (2–50 %), гидрослюды (до 1–2 %), карбонаты (кальцит, доломит – до 5–10 %); в небольшом количестве присутствуют каолинит и монтмориллонит, а также барит и гипс.

В пределах рудного поля выявлены семь жильных зон. Контакты жил в большинстве четкие, резкие. Жильные зоны № 12, 13, 16, 17, 18, 19 мощностью до 6 м, кроме прожилков, включают ряд небольших по мощности (до 2 м) жил. Промышленное оруденение приурочено к мощной (до 60 м) и протяженной (до 4500 м) адуляр-кварцевой жильной зоне (№ 15) северо-восточного простирания с пологим падением (от 15–20 до 35–55°) на северо-запад. По падению прослежена на 200–250 м. Собственно рудные тела (1,2,3,4,5) размещаются в зоне № 15 согласно с ее простиранием и падением, выделяясь по результатам опробования. Протяженность рудных тел – от 100 до 580 м при вертикальном размахе до 150 м и мощности 3–10 м. Наиболее

характерен для месторождения вкрапленный тип руд с массивными, ритмично-полосчатыми, неяснополосчатыми, каркасными, брекчиевыми, псевдобрекчиевыми текстурами. Богатые руды чаще всего тяготеют к контактам адуляра и кварца, участкам интенсивной гидрослюдизации в жилах. В пределах рудных тел золото и серебро имеют гнездово-столбовое распределение.

Руды относятся к убого-сульфидному типу (сульфидов до 0,2 %), в них установлено присутствие более 30 минералов: самородные золото и серебро, электрум, кюстелит, полибазит, пирсеит, аргентит, прустит, пираргирит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, кераргирит, фрейбергит, антимонит и др. Пробность золота – от 250 до 745, средняя – 550–650. Для руд характерна супертонкая до субмикроскопической размерность продуктивных минералов (основная масса выделений – менее 0,01 мм). Средние содержания составляют: золота 8,2–14,5 г/т, серебра 243–566 г/т. Основные запасы сосредоточены в рудных телах 4 и 5.

Балансовые запасы по категории С₁: золота – 15,328 т, серебра – 479,3 т; по категории С₂: золота – 6,077 т, серебра – 190,5 т; забалансовые: золота – 608,2 т, серебра – 23,5 т. Из них запасы богатых руд составляют по категории С₁: золота – 12,09 т, серебра – 338,3 т; по категории С₂: золота – 4,369 т, серебра – 110,7 т (протокол ТКЗ Магаданнедра № 2398 от 28.01.2011). Месторождение почти полностью отработано.

Месторождение среднее Дальнее (Ш-4-13) расположено на левобережье р. Хаганымнан, в 10 км к югу от месторождения Сопка Кварцевая. Приурочено к пересечению Туромчинского и Доктомычанского разломов, размещаясь среди вулканитов вархамской свиты, прорванными интрузивными и субвулканическими телами умеренно кислого и кислого составов. Вулканиты изменены с образованием хлорит-карбонатных и адуляр-гидрослюдинокварцевых метасоматитов, которые в редких случаях несут слабую золото-серебряную минерализацию. Рудные тела представлены жильными зонами 1, 2, 3, 5 северо-западного простирания с падением на юго-запад под углом 70–85°. Расстояние между жильными зонами – 800–1600 м. Наиболее продуктивной является жильная зона 1, к которой примыкают с западной стороны зоны 2 и 3. Жильная зона 5 кулисообразно, со смещением к западу, продолжает зону 1 на юг. Строение жильных зон однотипно – это стержневые линзовидные адуляр-кварцевые жилы с многочисленными апофизами, сопровождаемые прожилковыми зонами. С глубиной жилы приобретают плитообразную форму, мощность и густота прожилкования падает. Протяженность зон – 600–620 м, мощность – от 2–35 м, мощность осевых жил – 1–6,5 м. По падению прослежены на глубину 270 и 540 м. По простиранию рудные тела развиты на блоки многочисленными разрывными нарушениями северо-восточного простирания со смещением от 1,5 до 65 м.

Из выявленных зон промышленное оруденение установлено в жильных зонах 1, 3, 5. Основная часть золота и серебра приурочена к стержневым жилам, при этом характерно неравномерное их распределение. Отмечаются рудные столбы размером от 10 до 75 м по простиранию рудного тела и от 35 до 95 м по падению (жильная зона 1). Рудные минералы – самородные золото и серебро, гессит, жозеит, пираргирит, полибазит, прустит, тетраэдрит, штрмейерит, арсениопирит, галенит, сфалерит, халькопирит. В целом по ме-

сторождению золото-серебряное отношение составило 1 : 23. Максимальные содержания полезных компонентов отмечаются в жильной зоне 1, где они достигают для золота 301,7 г/т, серебра 2589,42 г/т значений. Средние содержания по месторождению: золота – 5 г/т, серебра – 250 г/т.

Балансовые запасы по категории С₁: золота – 7,116 т, серебра – 174,8 т, забалансовые: золота – 0,781 т, серебра – 16 т (протокол № 355 ТКЗ Магадан-недра от 28.02.2013 г.). Месторождение большей частью отработано, добыто 5,3 т золота и 137 т серебра.

Месторождение малое Ирбычан (II-4-51) расположено на левобережье р. Хивач, в 20 км к северу от месторождения Сопка Кварцевая. Рудное поле месторождения контролируется узлом пересечения разломов. Рудные тела локализируются в эксплозивном теле риолитов (форма вытянутой в северо-восточном направлении трубки диаметром около 1 км), где породы интенсивно аргиллизированы и адуляризированы. Представлены тремя прожилково-жильными зонами [331]: Северной, Центральной и Восточной, образованными сериями сближенных жил и прожилков. Мощность зон изменяется от 5 до 40 м (средняя 7,2 м), протяженность – 120–400 м, по падению прослежены на 90–100 м. Мощности осевых жил в зонах достигают первых метров, чаще всего 0,3–1 м. Падение тел крутое (40–70°) на север и северо-запад. Жилы и прожилки сложены кварцем с небольшой долей адуляра и рудной минерализации. Основные рудные минералы – акантит, пираргирит, штернбергит, самородное золото и серебро, электрум, пирит, менее распространены марказит, халькопирит, галенит, сфалерит, прустит, агвиларит, стефанит. Рудные минералы в жилах чаще всего образуют сгустково-вкрапленные обособления, локализованные в виде полос. Содержание золота и серебра крайне неравномерное, колеблется в широких пределах, достигая максимально 1600 г/т золота и 38 кг/т серебра. Средние содержания по месторождению – 11,2 г/т (1,5–68,7 г/т) золота и 299,3 г/т (23–1658,9 г/т) серебра. Золото-серебряное отношение около 1 : 70. Присутствует селен, содержание которого достигает 0,3 %. Балансовые запасы по категории С₁: золота – 2,892 т, серебра – 93,8 т, по категории С₂: золота – 0,348 т, серебра – 7 т; забалансовые: золота – 0,873 т, серебра – 40,7 т (протокол № 54 ТКЗ Дальнедра, секция по Магаданской области от 28.08.2017 г.).

Месторождение малое Старт (III-4-11) расположено в истоках руч. Старт, приурочено к зоне Доктомычанского разлома. На площади развития игнимбритов, дацитов вархаламской толщи выделяется зона повышенной трещиноватости северо-западного простирания шириной 360–370 м, сопровождаемая хлорит-гидрослюдистыми и кварц-гидрослюдистыми метасоматами. Последние вмещают многочисленные жилы и зоны прожилков мощностью до 6 м, протяженностью до 350 м. По составу жилы кварцевые, адуляр-кварцевые и карбонат-кварцевые. Рудные минералы – аргентит, пираргирит, гессит, миаргирит, пирит, гематит, ильменит, магнетит, самородное золото. Содержание золота – 2–187,3 г/т, серебра – 65–554,8 г/т, в бороздовых пробах соответственно 0,2–83,8 и 2–799,7 г/т. Основное рудное тело представлено жилой 7 сложного строения, по простиранию она расщепляется, сопровождается зонами прожилкования. Мощность жилы – 0,8–1,5 м, протяженность – 150 м, ширина зон прожилкования – до 5–7 м. Минеральный состав: кварц –

80–85 %, адуляр – 5–20 %, гидрослюда – 5–10 %. Среднее содержание золота 8,6 г/т, серебра 161,5 г/т. Отношение Au : Ag 1 : 4 – 1 : 28 (среднее 1 : 16). Небалансовые запасы в жиле 7 по категории С₁ золота – 0,241 т, серебра – 4,5 т [333]. Авторские прогнозные ресурсы по месторождению по категории Р₂: золота – 30 т, серебра – 1500 т [116]. К-Ar возраст оруденения по адуляру – 76 млн лет.

Подобное строение и характеристики имеют расположенные поблизости малые месторождения Невенрекан (Ш-4-33) и Альдигич (Ш-5-10), предварительно оцененные запасы составляют первые тонны золота и серебра [333], на балансе не числятся.

Месторождение среднее Ороц (II-5-16) расположено в бассейне одноименного ручья, правого притока р. Гижига. Месторождение локализовано среди меловых пропицитизированных дациандезитов и андезитов и их туфов в зоне влияния широтного Мечивеевского разлома [61]. Оруденение представлено в основном субширотными жилами и околожилными зонами тонкого прожилкования сульфидно-кварцевого и сульфидно-кварц-карбонатного состава. В зонах прожилкования обычно выделяется мощная стержневая жила с оперяющимися ее апофизами, залегание крутое (65–90°). Протяженность рудных тел – до 1 км, мощность – от первых метров до 20 м, по падению прослежены на 150 м. Главные рудные минералы – пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, стефанит, акантит, пирсеит, биллегнеит, ялпаит, электрум, самородное серебро. На восточном фланге месторождения возрастает роль самородного серебра, появляются золотистое серебро, ртутистые фазы самородного золота и серебра. Золото-серебряное отношение в рудах варьирует от 1 : 8 до 1 : 306 (среднее 1 : 77) и возрастает с увеличением количества сульфидов в рудах. Среднее содержание в рудных телах золота – 1,9–23 г/т, серебра – 94,9–702,3 г/т. Балансовые запасы на месторождении Ороц по категории С₁: золота – 3,016 т, серебра – 128,3 т, по категории С₂: золота – 3,218 т, серебра – 196,5 т. Месторождение отработано.

Проявления (II-4-38; II-5-13; III-2-17,18; III-3-4,8; III-5-2) представлены жильно-прожилковыми зонами протяженностью 1–3 км и шириной 30–70 м. Содержания золота – 3–28 г/т, серебра – 100–600 г/т. Для некоторых проявлений имеются авторские оценки ресурсов категории Р₂: проявление Сталкер (II-5-13): золото – 2,3 т, серебро – 84 т; проявление Эра (III-5-2): золото – 3,6 т, серебро – 136 т [333, 337].

В пределах Уччинейского и Ахавеевского вулканических полей известно одно проявление и ряд пунктов минерализации золота и серебра.

Проявление (I-6-16) в бассейне руч. Вай (Кегали 2) приурочено к обрамлению вулканоструктуры в надынтрузивной и экзоконтактовой зоне гранитоидного массива, вмещающие андезибазальты чайвавеемской свиты ороговикованы и пропицитизированы. Представлено жильной зоной протяженностью 1,5 км, которая образована 10 кварцевыми и адуляр-кварцевыми жилами мощностью 2–10 м и протяженностью 50–700 м. По данным штучного опробования, содержания золота в жилах – 2–10 г/т, серебра – до 100 г/т, присутствуют свинец (0,1 %), молибден, медь, цинк в количестве 0,01–0,03 % [113].

Проявление и пункты минерализации среднепалеозойской золото-серебряной формации распространены на Омолонском массиве, они приурочены

к метасоматически и гидротермально измененным вулканитам среднепалеозойской кедонской серии, иногда размещаются в раннепалеозойских интрузивах и в архейских метаморфических образованиях.

Проявление Гриша (I-4-27) находится в верховьях одноименного ручья на левобережье р. Русская (Омолонская), локализовано в эндоконтакте раннепалеозойских сиенитов Анмандыканского массива. Прослежены три прожилково-жильные зоны субмеридионального–северо-западного простирания на 400–1400 м при ширине до 30 м. Центральная часть зон образована карбонат-кварцевыми и кварцевыми жилами с рудной вкрапленностью. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом, самородным золотом, проба золота 670–780 ‰. По штучному опробованию, содержание золота (до 99 г/т), серебра (до 493 г/т), присутствуют медь (0,3 %), молибден (0,1 %), свинец и цинк (до 1 %), висмут (до 0,03 %); по данным бороздового опробования, содержания золота – 1,5 г/т, серебра – до 10 г/т [335].

Пункты минерализации подобного типа выявлены в бассейне р. Мунугуджак (I-4-10,12,18,19,24,42,53), они представлены прожилково-жильными зонами и единичными кварцевыми жилами. Жильные минералы – кварц, кальцит, адуляр и барит, рудные минералы (не более 1 %) в основном пирит, халькопирит; содержание золота – от 1,6–2,7 до 10 г/т, серебра – до 35–100 г/т, отношение золота к серебру около 1: 20.

Золото-серебряное оруденение позднемезозойского (позднемелового) времени на Омолонском массиве представлено одним проявлением и несколькими пунктами минерализации.

Проявление Зеленое (II-3-4) представлено минерализованной зоной дробления и окварцевания в экзоконтакте небольшого тела монцодиоритов среди пермских отложений. Зона прослежена в меридиональном направлении на 600 м, ширина ее – до 1 м (в среднем 0,2–0,3 м). Отмечается вкрапленность пирита, галенита и сфалерита. В бороздовых пробах содержание золота – 4,2 г/т, серебра – 538 г/т, свинца, цинка и меди – 0,7 %. Пункты минерализации (II-4-5,6,10,20) обычно представлены маломощными (0,2–0,5 м) сульфидно-кварцевыми жилами, содержание золота – 0,5–7,2 г/т, серебра – 10–20 г/т [34].

Многочисленные пункты минерализации (II-5-17,20,31,39,42; II-6-8, 10,14,17; III-3-31,33; III-4-12,14,23,29,37 и др.) образованы зонами прожилкования протяженностью 20–200 м и шириной 4–10 м или единичными кварцевыми жилами длиной 50–200 м и мощностью 0,1–0,6 м с редкой сульфидной вкрапленностью. Содержание золота – 0,2–11,6 г/т, серебра – 12–136 г/т.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический. На территории известны единичные, почти не изученные проявления горного хрусталя.

Проявление Скарновое (I-3-46) совмещено с рудным полем проявления железа Скарновое в междуречье ручьев Южный–Хрустальный, представлено

пятью хрусталеносными зонами, двумя сближенными хрусталеносными жилами и шестью зонами прожилкового окварцевания. Из них наиболее значительны две хрусталеносные зоны, локализующиеся в скарнированных терригенно-карбонатных породах рифея. Протяженность зон достигает 450 м, мощность – до 250 м. К раздувам зон приурочены хрусталеносные полости размером до $2 \times 2 \times 0,8$ м. Размер кристаллов горного хрусталя достигает 20–25 см. Проявление относится к хрусталеносной кварц-апоскарновой формации и связано с внедрением интрузива силурийских гранитоидов. Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют: кристаллосырье горного хрусталя – 93,4 т, жильного кварца – 323,8 тыс. т. При поисково-оценочных работах было добыто 130 кг кристаллосырья. Кварцевое сырье не пригодно для производства прозрачного кварцевого стекла из-за высокого содержания элементов-примесей и может использоваться только для варки оптических и увиолевых стекол 1-го сорта [76].

Проявление (II-4-11) в истоках р. Ирбычан. В экзоконтакте Ирбычанского гранитного массива отмечены друзы и отдельные крупные кристаллы горного хрусталя размером до 10 см [211].

Проявление (II-2-3) выявлено на водоразделе ручьев Валунный и Дупель. Кристаллы горного хрусталя длиной 1–4 см наблюдались в делювии гранодиоритов у западного контакта Хетагчанского массива наяханского комплекса на площади 5×50 м. Качество кристаллов не оценивалось [191].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Пирит. Вкрапленность пирита присутствует практически во всех проявлениях металлических полезных ископаемых, но собственно пирит известен лишь в единичном случае.

Проявление Опасное (IV-3-15) находится на побережье бух. Золотая западнее мыса Опасный. Пирит обнаружен в тектонической зоне северо-восточного простирания, пересекающей гидротермально измененные андезиты и туфы таватумской свиты. Здесь наблюдались многочисленные прожилки пирита (в раздувах до 15–20 см), а также гнезда и линзы мономинерального пирита мощностью до 0,5 м. Юго-восточнее в этой же тектонической зоне находится крутопадающее ($85\text{--}87^\circ$) столбообразное тело, сложенное массивным пиритом. Запасы пирита оценены в 420 т, в 1942–1945 гг. из зоны было добыто 175 т пирита (серного колчедана) для производства серной кислоты [52, 206].

Сера самородная. На территории листа известно одно проявление самородной серы.

Проявление Туромчинское (III-4-19) расположено на междуречье Туромча–Ирокал. Серные породы приурочены к почти вертикальной зоне дробления северо-восточного простирания мощностью 20–30,5 м (в среднем 25 м), пересекающей зональный ареал вторичных кварцитов по позднемеловым риолитам. С удалением от центра зоны концентрация серы снижается. Сера заполняет трещинки (0,1–1 см), пустоты и поры в породах, представлена в виде

коллоидных или тонкокристаллических агрегатов. Содержание серы в наиболее богатых участках составляет 12–17 % от объема породы [168]. Спектральным анализом в ней установлена примесь титана (0,01 %), стронция (0,005 %), магний (0,02 %). Состав валовой пробы: сульфатная сера (1,22–1,32 %), сульфидная сера (7,28–10,7 %), самородная сера 1,66–11,7 %. Основная масса серных руд имеет, по-видимому, импрегнационно-метасоматический генезис с образованием на глубине 250–300 м [52]. Предполагаемые ресурсы серы – до 4,5 млн т [206].

Флюорит является довольно распространенным жильным минералом в некоторых золото-серебряных проявлениях, присутствие прожилковой флюоритовой минерализации известно в пределах Омолонского массива.

Проявление (II-4-7) отмечено на правом берегу р. Джигдали. Прожилки флюорита мощностью 1–2 см наблюдались в маломощных зонах дробления в известняках средней перми [211].

Алунит. Алунитовые или каолинит-алунитовые породы нередко встречаются среди метасоматически измененных вулканитов в ОЧВП.

Проявление (III-4-21) установлено на междуречье Туромча–Ирокал. Ареал кварц-каолинит-алунитовых вторичных кварцитов содержит в наиболее богатых участках 60–70 % алунита. Содержание глинозема, по данным химического анализа, достигает 31,84 % [206].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфорит. Фосфатопоявления отмечены в различных отложениях региона, но более всего примечательны фосфориты желвакового (конкреционного), реже пластового типов преимущественно в триасовых толщах на площади Омолонского массива, зафиксировано 10 проявлений фосфорита.

Проявление (I-3-23) в правом борту долины р. Русская (Омолонская) представлено тремя пластами, обогащенными фосфоритовыми конкрециями. Наиболее значителен первый пласт мощностью 15 м, приуроченный к триасовой джугаджакской свите. Он представлен алевролитами и аргиллитами с фосфатно-кремнистыми конкрециями, распределенными в горизонтах мощностью 3–5 м. Желваковые конкреции, составляющие 5–10 % объема горизонтов, образованы афанитовым, зернистым и битуминозным фосфоритовым материалом, близким к франколиту. Содержание пятиоксида фосфора в конкрециях в среднем – 27,4 %, по данным бороздового опробования, среднее содержание на массу – 0,4 %. Второй пласт линзовидной формы, мощностью до 0,4 м находится в основании верхнетриасовой бургагчанской свиты, он представлен конгломератами, обогащенными (20–30 %) галькой фосфоритовых конкреций с содержанием пятиоксида фосфора 27–32 %. Третий пласт мощностью 3–5 м в низах разреза нижнеюрской ягельнинской свиты представлен глауконитовыми песчаниками с фосфатными конкрециями, содержание пятиоксида фосфора на массу – 12,2 %. Протяженность выходов пластов на поверхность оценивается в 700 м при средней продуктивности 200–250 кг/м². Ресурсы оценены в 750–1800 тыс. т пятиоксида фосфора, но, с учетом

низкой продуктивности пластов, данное рудопроявление признано неперспективным [335].

Проявления (I-3-5; I-4-22; II-3-19) на Омолонском массиве приурочены к выходам триасовой джугаджакской свиты, содержащей фосфатные конкреции. Конкреции имеют шаровидную и эллипсоидальную форму с размерами от 0,5–3 до 5 см в диаметре. Фосфаты содержатся также в желваках и, предположительно, в цементе. В коренном обнажении (I-3-5) наблюдалось до 10–12 пластов мощностью 0,5–2,5 м, обогащенных фосфоритовыми конкрециями. Их количество составляет 5–15 % от объема пласта. Химический анализ объединенной пробы показал 16,32 % пятиоксида фосфора. Прогнозные ресурсы (I-4-22) составляют около 400 000 т пятиоксида фосфора [340].

Проявление Водопадный (II-4-18) находится в верховьях р. Хивач, изучено при полевых исследованиях при составлении ГК-1000/3 настоящего листа. Приурочено к триасовой джугаджакской свите общей мощностью около 70 м. В разрезе, представленном тонко переслаивающимися аргиллитами и алевролитами с линзами и прослоями известняков, в нижней и верхней его частях выделяются пачки (мощностью 10 и 25 м соответственно), насыщенные фосфатно-кремнисто-карбонатными конкрециями. Содержание в конкрециях окиси кальция – около 40 %, окиси кремния – 11–13 %.

В нижней пачке конкреции составляют 0,5–1 % объема пород, иногда достигая 5–7 % объема. Форма их эллипсоидальная, размер 3–5 см, содержание пятиоксида фосфора, по данным химического анализа, 28 %. Верхняя пачка содержит мелкие (1–3 см) шаровидные конкреции, составляющие около 0,5 % объема пород. Содержание пятиоксида фосфора в конкрециях составляет 31,7 %, во вмещающих аргиллитах – 0,12 % (химический анализ).

По результатам спектрального анализа (ISP MS) в конкрециях установлены повышенные концентрации некоторых редких и редкоземельных элементов (%): церия 0,02–0,04, лантана 0,009–0,02, иттрия 0,02–0,04 и иттербия 0,002–0,003, что в десятки раз превышает кларк этих элементов для карбонатных пород. Во вмещающих конкреции аргиллитах также устанавливаются повышенные, но меньшие в 2–5 раз концентрации этих элементов.

Проявления (I-5-33,36,42,46; II-6-5) на междуречье Бол. Ауланджа–Парень в Ауланджинской зоне Омолонского массива приурочены к триасовой июльской свите. Наиболее обогащены фосфатными конкрециями нижняя и верхняя части июльской свиты, образующие фосфатоносные линзовидные тела мощностью от 1–5 до 10 м и протяженностью до 1 км. Конкреции составляют обычно 5–10 %, иногда до 40 % объема породы, размер их обычно не превышает 2 см, иногда достигая 10–50 см. Состав конкреций глинисто-фосфатный и кремнисто-карбонат-фосфатный, строение их зонально-полосчатое, обусловленное чередованием слоев глинистого, карбонатного и фосфатного состава. Содержание пятиоксида фосфора колеблется в широких пределах, достигая 10,23–26,42 %, в самих вмещающих породах не превышает 1 %. Генезис фосфоритов осадочный, хемогенный. Выявление промышленных месторождений фосфатного сырья на территории маловероятно.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. *Проявление* (IV-5-16) расположено на мысе Чайбуха, где среди гидротермально измененных эффузивов основного состава прослежена зона прожилков асбеста. Протяженность зоны – 300 м, мощность прожилков – до 3 см [23].

Мусковит. *Проявление* (IV-4-10) обнаружено в береговом уступе мыса Екатерина. В экзоконтакте гранитоидного массива среди гнейсов архейской екатерининской серии располагаются линзовидные тела гранитных пегматитов. Протяженность тел пегматитов – 10–20 м, мощность – 0,2–1 м. Пегматиты содержат до 2 % объема крупные (до 5 см) кристаллы мусковита, присутствует биотит [206].

Графит. Мелкие проявления графита известны на правобережье р. Омолон, где они приурочены к метаморфическим образованиям фундамента Омолонского массива.

Проявление (I-5-8) представлено мелкой вкрапленностью графита в метаморфических образованиях закороннинской серии, где присутствуют графитосодержащие кальцифиры. Визуально участками графит составляет до 5–10 % объема породы. Значительные концентрации в виде сгущений и гнезд (до 5 мм), встречаются довольно редко. Предполагается принадлежность к графитовой метасоматической формации, практического значения эти проявления не представляют [75].

ПОДЕЛОЧНЫЕ И ПОЛУДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

Агаты. На территории листа известны единичные проявления агатов (халцедонов) неоцененного качества, они отмечены в среднепалеозойских вулканитах на Омолонском массиве и в меловых эффузивах Коркодон-Наяханской зоны.

Проявление Кыра (I-4-21) на правобережье верховьев р. Мунугудяк обнаружено Н. А. Усачевым в 1986 г. Проявление приурочено к вулканитам кедонской серии и локализовано в экструзии сферолоидных риолитов, переходящей в лавовый покров. Содержание сферолоидов в покрове достигает 30 % при средних размерах 10–15 см (до 30–40 см). Форма сферолоидов эллиптическая и округлая. Сложены они буровато-коричневыми и зеленовато-серыми лавами с халцедон-агатовым ядром (20–80 % площади сферолоида) серого, розового и сургучно-красного цветов, редко полосчатого рисунка. Форма ядра округлая, вытянуто-извилистая, заливообразная, иногда центральная часть сложена кристаллическим друзовидным кварцем белого цвета, реже прозрачным или аметистовидным. По данным работ объединения «Дальвостоккварцсамоцветы», камень непрочный, трещиноватый, полировка ядра зеркальная, вмещающей породы – средняя, декоративные качества средние, рекомендовано для коллекционной добычи [332].

Халцедон. *Проявления* (II-2-18,20) приурочены к выходам меловых базальтов и сферолитовых риолитов в верховьях р. Дяпкачан. Агат и халцедон выполняют пустоты (миндалины) в породах размером от 1 до 10 см. Расцветка их зональная белая, голубоватая, розовая и красновато-коричневая. Качество материала не оценивалось, агаты и халцедоны, вероятно, могут представлять коллекционный интерес [191].

Яшма. *Проявления* (V-4-1; V-5-39,41) обнаружены среди юрских вулканогенных толщ в пределах п-ова Тайгонос. Они представлены пластами (2–3 м) полосчатых яшм фиолетово-бурого, кирпичного, розового и зеленого цветов. Качество материала не изучалось [151].

Янтарь. Присутствие янтаря связывается с кайнозойскими угленосными отложениями. Так, о находках янтаря в палеогеновых отложениях на западном побережье п-ова Тайгонос упоминал еще П. С. Палас в 1793 г., а затем о включениях янтаря в буром угле в устье р. Чайбуха указывал К. Дитмар (1851–1855 гг.). Обломки вымытого из обнажений янтаря и рассеянного по берегу Гижигинской губы отмечались многими исследователями.

Проявление Чайбухинское (IV-5-18) приурочено к береговым обрывам в районе устья р. Чайбуха, отмечено при полевых работах по листу Р-57 (2016 г.). В разрезе авековской свиты выделяются линзовидные прослои мощностью до 10–20 см лигнитизированной древесины, содержащие включения янтаря (до 5 % объема прослоев). Размер изометричных, обычно округлых включений янтаря – 0,5–2 см, в отдельных случаях до 3–5 см. Обособления янтаря сопровождаются также обломки окаменелой древесины. Различаются прозрачные, замутненные и непрозрачные зернистые обособления. Цвет от светло-желтого до темно-коричневого, прозрачные обособления чаще всего имеют желтый и светло-коричневый оттенки. Исследование одной пробы янтаря позволило установить, что он не относится к ювелирному, отличается более низкими температурами размягчения (135 °С) и плавления (228 °С), близок к геданиту.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Разнообразие распространенных на территории пород предопределяет наличие многих видов строительных материалов, в качестве которых используются магматические, карбонатные, глинистые и обломочные породы. Имеются практически неограниченные запасы строительного камня, например, нефелиновые сиениты огромного Анмандыканского интрузива могут использоваться в качестве прекрасного облицовочного материала. Кроме того, нефелиновые сиениты, содержащие 19,9–23 % окиси алюминия могут являться потенциальным сырьем для получения алюминия. Однако породы на применение в практических целях исследовались мало; почти все месторождения строительных материалов разведаны только вблизи населенных пунктов.

Магматические породы

Кислые интрузивные породы. На территории листа закартированы крупные гранитоидные массивы, породы которых могут являться прекрасным строительным материалом, но в этом отношении не изучались.

Месторождение крупное строительного камня (IV-4-1) находится на левом борту р. Бол. Гарманда, в 8 км севернее пос. Эвенск. Представлено меловыми гранодиоритами, которые обнажаются на площади 4 км² и прослеживаются на глубину. Породы довольно однородные, равномернозернистые светло-серого, реже розовато-серого цветов, визуальное оценивается большой выход блочного камня. По данным поисковых работ, геологически обоснованные запасы строительного камня оцениваются в 75 млн м³, месторождение легко доступно для отработки открытым способом [206].

Карбонатные породы

Известняк. На территории листа и преимущественно на площади Омолонского массива широко распространены карбонатные породы, представленные мощными пачками известняков в рифейских, ордовикских и пермских отложениях, но изучены они недостаточно в связи с неостребованностью этого вида материала. Рифейские известняки, согласно отобраным и проанализированным пробам, вследствие невысоких содержаний кальция и повышенных содержаний кремния, магния и фосфора в черной и цветной металлургии применяться не могут, но могут быть использованы для приготовления строительной извести и для известкования почв в сельском хозяйстве [335]. Известняки из ордовикских и пермских отложений, по данным химического анализа, характеризуются высоким (42–51 %) содержанием оксида кальция, по таким показателям как коэффициент насыщения, силикатный и глиноземистый модуль они весьма перспективны в качестве сырья для производства цемента и извести. Наиболее привлекательными являются почти неизменные карбонатные отложения пермского возраста (окайликичская, авландинская, омолонская свиты), суммарная мощность пачек известняков в которых достигает 60–100 м, они прослеживаются на расстояние до первых километров.

Зафиксированные при геологической съемке выходы мощных пачек известняков, в связи с отсутствием разведочных работ, условно относятся к малым месторождениям, на карте показано девять малых месторождений известняка.

Малое месторождение Гижигинское (IV-5-7) расположено на западном побережье губы Гижигинская. В пермских отложениях на 1,5 км прослежены два пласта мраморизованных известняков мощностью 5 и 15 м. Залегание пород крутое, угол падения 75–85°. По данным анализа, содержание окиси кальция 33,67–46,89 %. Известняки пригодны для приготовления воздушной извести марки «4». Ориентировочные запасы известняка – 450 тыс. т [23].

Малое месторождение Хивач (II-4-19) расположено в бассейнах рек Хивач и Ирбычан. Представлено выходами известняков среднепермской омолонской свиты. При изучении разреза пермских отложений по руч. Водопадный в процессе проведения полевых работ по листу (2015 г.) наблюдались

пачки известняков мощностью 15–30 м, а общая мощность карбонатной части разреза составляет 76 м, они прослежены по простиранию на 2 км. Известняки плотные, массивные, грубоплитчатые, кристаллические, обломочно-биогермные, иногда с прослоями ракушечника серого и светло-серого цвета. Анализ четырех проб из опробованной пачки известняков мощностью 29,5 м показал содержание окиси кальция в количестве 42,6–48,6 %. Расчетные характеристики: глиноземный модуль 1,5–2,0, в отдельных случаях 3,5; силикатный модуль 2,3–3,3, иногда до 4,8; кремнеземный модуль 2,8–3,0, редко до 7,8, гидравлический модуль 1,9–2,9, реже до 4,2; коэффициент насыщения 0,73–1,2, иногда 1,6. Данный известняк может использоваться для приготовления цемента, при более детальном изучении могут быть выделены пачки, пригодные для производства портландцемента.

Другие малые месторождения известняка (I-4-86; I-5-37; II-3-7; IV-5-1,11) связаны в основном со среднепермскими отложениями в центральной и краевой частях Омолонского массива и в Гижигинской зоне, они представлены пачками известняков мощностью от 5–10 до 100 м, прослеженными по простиранию до 2 км. Химический анализ отдельных пачек пород показывает, что содержание окиси кальция довольно устойчиво (40–50 %), другие показатели (коэффициент насыщения, силикатный и глиноземистый модули) свидетельствуют о том, что эти известняки могут быть сырьем для производства цемента и извести и не могут применяться в металлургии и химической промышленности. Оцененные ресурсы известняков могут отвечать приблизительно крупным месторождениям [23, 75, 77, 319].

Глинистые породы

Глины кирпичные изучались только вблизи населенных пунктов для местных нужд, предварительно изучено пять малых месторождений.

Месторождение малое Эвенское (IV-4-3) расположено на левом борту долины р. Бол. Гарманда, в 4 км севернее пос. Эвенск. В уступе 8-метровой аккумулятивной террасы среди суглинков и супесей выделяется пласт (0,5–6 м) кирпичных глин. Площадь месторождения – 1,5 км², запасы кирпичных глин по категории С₁ – 422,1 тыс. м³ [206].

Подобные малые месторождения (IV-1-4,50; IV-2-32) кирпичных глин с близкими параметрами имеются на побережье залива Шелихова. Они представлены пластами (1–4 м) среди плейстоценовых песков и галечников. Исследования подобных глин из залежи среди верхнеэоценовых отложений на левобережье р. Чёрная выявили влажность на нижнем пределе текучести 31,59 %, на границе раскатывания – 22,5 %; число пластичности 9,09 – глины являются умереннопластичными и могут быть использованы для производства строительного кирпича. Глины использовались для изготовления кирпича [190].

Аргиллиты керамзитовые. Присутствие в составе многих стратиграфических подразделений территории листа мощных аргиллитовых пачек позволяет предполагать наличие больших объемов возможного керамзитового сырья. Испытания таких пород из бассейна р. Гижига выявило, что коэффици-

ент вспучиваемости их находится в пределах 7,3–12,5, а объемная масса керамзита составляет 200–300 кг/м³ [102].

Месторождение малое Зарицкое (IV-4-5) находится на междуречье Осиновой и Костяной. Представлено сланцеватыми аргиллитами кендыченской толщи перми, по данным испытаний, они пригодны для получения кондиционного легкого керамзита. Разведанные запасы сырья для керамзита – около 400 тыс. м³ [206].

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Наличие такого материала связывается с аллювиальными четвертичными отложениями, разведка производилась в основном в районах строительства. Повсеместно это пластообразные залежи значительных параметров, качество материала обычно невысокое из-за примеси глинистых частиц. После промывки материал может применяться для приготовления бетона и дорожного покрытия.

Месторождение малое Эвенское (IV-4-4) расположено на левом борту долины р. Бол. Гарманда, в 4 км севернее пос. Эвенск. В уступе 8-метровой аккумулятивной террасы вскрывается пласт (0,5–2,3 м) песчано-гравийной смеси. Примесь песка в материале – в среднем около 30 %. Запасы песчано-гравийной смеси – по данным поисковых работ, 440 тыс. м³ [206].

Месторождение малое (IV-4-7) известно в 4 км к юго-востоку от пос. Эвенск, приурочено к водно-ледниковым отложениям, залегающим на поверхности миоценовой абразионной равнины. Мощность залежи песчано-гравийной смеси – 2,8 м, запасы составляют 850 тыс. м³ [206].

Месторождение малое (III-1-43) имеется в долине р. Маймачан. В обрыве террасы высотой до 36 м среди верхнечетвертичных водно-ледниковых отложений расчисткой вскрыт пласт гравийно-песчаной смеси мощностью 5 м. Гравий составляет 15–40 %, разнозернистый полевошпатовый песок – 40–50 %, в количестве 10–20 % присутствуют галька и валуны [302].

Песок строительный на территории распространен значительно, но разведывался в основном вблизи населенных пунктов. Основой являются аллювиальные и водно-ледниковые четвертичные отложения, в которых песок образует обычно линзообразные залежи.

Месторождение среднее (III-3-48) находится на правом берегу р. Наяхан. Пласт песка мощностью 1–4, в среднем 2 м приурочен к верхней части 10–15-метровой аккумулятивной террасы, прослеженной по долине на 2 км и вверх по правым притокам на 700–800 м. Песок мелкозернистый полевошпатово-кварцевый, пригоден как заполнитель для бетона. Предполагаемые запасы песка – 3–3,5 млн м³ [189].

Месторождение малое (IV-3-2) выявлено на правом берегу нижнего течения р. Наяхан. В верхней части уступа 10–15-метровой аккумулятивной террасы на протяжении 800 м прослежен слой (4–5 м) мелкозернистого полевошпатово-кварцевого песка. В ширину по правому притоку слой песка прослежен на 300 м. Предполагаемые запасы песка – не менее 1 млн м³ [113].

Месторождения малые (IV-1-42; IV-2-33) изучены на левобережье р. Сугой и на побережье зал. Шелихова в районе устьев р. Вилига и руч. Чаймынан. Кварцевый, кварц-полевошпатовый и полимиктовый песок в проявлениях приурочен в основном к аккумулятивным аллювиальным террасам. Мощность пласта песка обычно 2,5–7 м, иногда до 14 м. Качество песка хорошее и среднее, иногда низкое. На каждом из объектов предполагается выявление запасов до 1 млн м³ песка [188,190].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Глины бентонитовые выявлены в результате специальных поисковых работ на западном побережье п-ова Камчатка в составе эоценовых угленосных образований, представлены в двух проявлениях.

Проявление (VI-6-5) вместе с угольным проявлением расположено на южном берегу бух. Пичгыгын. В переслаивании с углями и алевролитами иргирнинской свиты залегают два пласта бентонитовых глин мощностью 1,3–1,9 м (нижний) и 1,5–2,5 м (верхний). Глины высокопластичные, среднедисперсные, плотность 1,93–1,07 г/см³, примесь песка – 1,5 %. Бентонитовое число 77–99. Глины не пригодны для приготовления буровых растворов. Прогнозные ресурсы глин до глубины 50 м по категории P₁ – 0,3 млн т, по категории P₂ – 5,8 млн т [66].

Проявление (VI-6-7) на берегу Подкагернинского лимана локализовано в породах иргирнинской свиты в пределах Нижнеподкагернинского угольного месторождения. Глины высокопластичные, низко-среднедисперсные, плотность 1,6 г/см³. Бентонитовое число 35–55. Прогнозные ресурсы до глубины 50 м по категории P₁ – 0,12 млн т, по категории P₂ – 0,6 млн т [66].

Битум. Наличие битуминозности пород отмечено на площади Омолонской минерагенической провинции, существенной битуминозностью характеризуются верхнепермские и, особенно, ниже-среднетриасовые отложения.

Верхнепермские известняки обладают в целом невысоким (0,01–0,08 %) содержанием битумоидов, среди которых превалирует осмоленный тип [211].

Ниже-среднетриасовые отложения включают битуминозные известняки (в низах подразделений) и битуминозные сланцеватые аргиллиты. Битумное вещество в известняках слагает тонкие (1–5 мм) линзовидные прослои и пленки, выполняет пустоты и трещины. По результатам битумологического анализа (три образца), содержание хлороформенного экстракта на породу составляет 0,0125–0,025 % [313]. Значительной битуминозностью обладают ниже-среднетриасовые аргиллиты мощностью 30–50 м. Это однородные битумно-пелитовые породы с микрослоистой текстурой. Битумологический анализ установил в них от 0,07–0,3 до 2,5 % хлороформенного экстракта [313, 325]. Аргиллиты с высоким содержанием битумов, вероятно, представляют собой разновидность сапропелитов, их можно отнести к многозольным горючим сланцам (иногда они легко загораются).

На п-ове Камчатка битуминозные песчаники палеоценовой геткилининской свиты. Выделяется ореол аномальных содержаний (0,05–0,1 %) битумов в породах, по-видимому перераспределенных и мигрирующих с глубины.

Проявления (VI-6-9,10) представлены мелкими выделениями и примазками битумного вещества в песчаниках, составляющего до 0,15 % объема породы. Элементный и компонентный состав битумов (%): углерод 86,9–87,8, водород 10,8–12,1, масла 6,2–6,4, смолы 35–37, асфальтены – около 1 [66].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Минеральные лечебные. Источники минеральных вод имеются в прибрежной части на п-ове Тайгонос.

Проявление, источник Чайбухинский (IV-5-17) находится в правом борту долины р. Чайбуха. Вмещающие породы – палеогеновые лавы основного состава. Дебит источника – 0,5 л/с. Воды сульфатные железистые, pH 2,2, минерализация – 10 г/дм³, содержание железа в 14 раз выше условной минимально промышленной концентрации, кроме того, существенно содержание алюминия, бериллия и мышьяка. Температура воды 4,8 °С [55, 290].

Проявление, источник Тайгоносский (V-5-37) расположен на западном берегу п-ова Тайгонос. Вмещающие породы – лавы среднего состава. Дебит источника – 1–1,5 л/с. Воды хлоридно-сульфатные кальциево-натриево-алюминиевые, pH 2,8, минерализация 6,2 г/дм³, в водах источника превышают условные минимально промышленные концентрации алюминий, кобальт и бериллий. Температура воды – 2 °С [55, 290].

Термальные лечебные воды выявлены на северном побережье зал. Шелихова, изучен только источник в долине р. Таватум.

Месторождение среднее, минеральный источник Таватум (IV-2-20) находится на побережье залива Шелихова в левом борту долины р. Таватум, в 7,5 км от устья реки. Источник приурочен к выходам лав и кластолав андезитов таватумской свиты, глубина залегания вод – 150–200 м. Горячие (58 °С) воды изливаются из трещин в андезитах, давление на устье – 0,2 МПа. Вода относится к высокоминерализованной (15 г/дм³) азотной хлоридной кальциево-натриевой, содержит литий, бор, ванадий, марганец, вольфрам и другие элементы [190]. Содержание брома – 37 мг/дм³, йода – 0,2 мг/дм³. Основные лечебные компоненты – кремнекислота (40–80 мг/дм³) и бром, воды показаны для лечения заболеваний органов движения, нервной системы, гинекологических, кожных и сердечно-сосудистых [55, 113]. Дебит 19 – л/с. Балансовые запасы воды по категории С₁ – 0,135 тыс. м³/сут.

Проявление (III-2-23) обнаружено в верхнем течении р. Наяхан. Выходы горячей (25–56 °С) воды приурочены к субширотным крутопадающим трещинам протяженностью около 350 м, рассекающим позднемеловые биотитовые граниты. Воды хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, pH 7,5, минерализация 0,4 г/дм³, по степени минерализации и химическому составу вода близка к водам Тальского термального источника, на базе которого

западнее территории листа функционирует курорт регионального значения. Суммарный дебит источников – 19–21 л/с [55].

Проявление термальных, минеральный источник Хиит (IV-2-9) выявлено в левом борту долины р. Широкая, из трещин протяженностью 20–25 м в гранитах Хигиндинского массива выходят шесть струй минеральной воды с температурой 28–59°. Воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, минерализация – 0,2 г/дм³. Дебит – 0,25 л/с. Вода относится к кремнистым термам и близка к Тальскому источнику [190]. В условиях курорта воды такого типа показаны при заболеваниях сердечно-сосудистой системы, органов пищеварения, движения, центральной нервной системы, гинекологических, урологических, кожных заболеваниях [55, 190].

Проявление, минеральный источник Березовый (IV-2-16) приурочено к руслу ручья, протекающего через гранитный массив. Представлено слабо восходящими струями минерализованной воды с периодическим выделением газа. Дебит – 4 л/с, температура воды – 14–19 °С. Вода хлоридно-натриевая, жесткость – 12,3 мг/экв, рН 6,4 [190].

Проявление, минеральный источник Широкинский (IV-2-17) располагается на левобережье р. Широкая, приурочены к Хигиндинскому гранитному массиву. Источник представлен десятками слабо восходящих струй минеральной воды 22–56 °С. Минерализация около 3,6 г/дм³, рН 4,5. Воды относятся к хлоридным натриево-кальциевым термам, аналогичным водам известного западнее территории Мотыклейского источника. Периодически выделяется газ, присутствуют грязи. Дебит источников 0,35–4 л/с [55, 190].

Питьевые пресные воды. На территории листа потребности жителей населенных пунктов и горнодобывающие предприятия могут быть полностью удовлетворены имеющимися месторождениями вод. Большинство месторождений питьевых вод приурочено к таликовым зонам в долинах рек. Основными продуктивными подразделениями гидрогеологического разреза являются водоносные горизонты рыхлых кайнозойских отложений, зоны трещиноватости разновозрастных осадочных и магматических образований. На карте полезных ископаемых показано шесть месторождений.

Месторождение малое Малоавландинское (I-5-23) разведано несколькими скважинами в приустьевой части долины р. Мал. Авлондя. Мощность водоносного горизонта современных аллювиальных отложений по скважинам – от 8 до 25 м и более, грунтовые пластово-поровые воды безнапорные, их уровень тесно связан с уровнем поверхностных вод – глубина залегания статического уровня колеблется в пределах 0,5–1,5 м. Зимой воды приобретают небольшой напор. Водообильность продуктивного горизонта весьма высокая с удельными дебитами по скважинам от 1,6 до 6,7 дм³/с. Температура подземных вод в течение года колеблется от 0,1 до 2,5 °С. Водоносный горизонт представляет собой типичный пласт-полосу (5I). Общая минерализация грунтовых вод – 63–123 мг/дм³, жесткость – 0,92–1,56 мг-экв/дм³, рН=6,3–7,9. По химическому составу воды гидрокарбонатные, в долине реки сульфатно-гидрокарбонатные. По всем параметрам вода соответствует ГОСТу.

Водоносная зона трещиноватости коренных пород приурочена к сквозным таликовым зонам и является вторым от поверхности водоносным пластом.

Трещинные воды слабонапорные (напор от 5 до 30 м). Этот горизонт имеет хорошую гидравлическую связь с вышележащим пластом в аллювии. Удельные дебиты скважин составляют 0,29–4,4 дм³/с, дебиты – 2,3–10,5 дм³/с при понижениях 1,89–7,23 м (51). По химическому составу воды пресные с общей минерализацией 70–140 мг/дм³, жесткостью 0,9–1,97 мг-экв/дм³ и относятся к гидрокарбонатным. Температура – 0,5–3 °С. По всем параметрам воды отвечают ГОСТу на питьевую воду. Эксплуатационные запасы по всем категориям (А + В + С₁ + С₂) составляют 13,0 тыс. м³/сут [75].

Месторождение малое долины ручья Кубака (I-4-49). При разведке месторождения выявлены водоносный таликовый горизонт современных аллювиальных отложений и водоносная таликовая зона трещиноватости коренных пород.

Основным является водоносный таликовый горизонт современных аллювиальных отложений. В долине руч. Кубака его ширина колеблется от 80–100 м в верхнем течении до 310 м в среднем и нижнем течениях. Мощность его – от первых метров до 14–25 м (скважины 28, 14а, 23а, 41а). Грунтовые воды безнапорные, глубина залегания – 0,5–1,5 м и зависит от уровня поверхностных вод. Зимой напор появляется и составляет первые метры. Амплитуда сезонных колебаний в области разгрузки составляет около 2 м. Этот горизонт имеет прямую гидравлическую связь с нижележащей водоносной зоной таликов коренных пород. Водообильность его весьма высокая – от 2,2 до 14,7 дм³/с, а водопроницаемость колеблется от 200 до 1500 м²/сут при средней в 550–560 м²/сут. Температура подземных вод в течение года колеблется от 0,1 до 2,5 °С. Общая минерализация грунтовых вод составляет 63–123 мг/дм³, жесткость – 0,92–1,56 мг-экв/дм³, рН = 6,3–7,9 [85]. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатному типу, по микрокомпонентному составу и бактериальным особенностям отвечают требованиям стандарта и пригодны к использованию в хозяйстве. Запасы воды – 1,6 тыс. м³/сут [75].

Месторождения малые Гармандинское (III-4-41), Гижигинское (IV-5-2), Эвенское (IV-4-6), Тополовское (IV-5-45) связаны в основном с водоносным таликовым горизонтом четвертичных аллювиальных отложений, частично с водоносными зонами трещиноватости подстилающих дочетвертичных образований. Эксплуатационный водоотбор – 0,1–4,2 тыс. м³/сут, запасы утверждены только для Гижигинского и Тополовского месторождений в количестве 0,8 и 0,9 тыс. м³/сут соответственно.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Общие черты минерагении территории листа во многом определяются участием в ее строении разнородных и разновозрастных по времени формирования крупных структурных элементов. Значительную по площади северную часть территории занимают структуры Омолонского массива, прошедшего длительную (с раннего архея) историю развития. Массив обрамляют структуры Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской мезозойских складчатых систем, перекрытые более молодыми комплексами ОЧВП. Акваториальную и прибрежную части территории занимают кайнозойские структуры и комплексы. Распределение по площади минерагенических объектов подчиняется особенностям геологического развития, геодинамическим и структурным обстановкам, характеру магматических процессов и составу комплексов осадочных пород. На Карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых показаны факторы рудоконтроля (металлотекты), в целом определяющие возникновение и пространственное положение объектов полезных ископаемых. Это, как правило, закартированные на дневной поверхности конкретные геологические образования в различной степени соотносящиеся с полезными ископаемыми, а также проявления и прямые признаки полезных ископаемых. Данные об особенностях глубинного строения, определяющих положение залежей полезных ископаемых, получены при интерпретации гравитационного и магнитного полей территории, частично по результатам сейсмического профилирования.

Месторождения и проявления полезных ископаемых формировались на протяжении всей геологической истории, выделяется несколько минерагенических эпох, основными из которых, имеющими важное практическое значение, являются среднепалеозойская и позднемезозойская эпохи рудообразования.

Минерагенические эпохи

Большая длительность формирования разновозрастных геологических образований территории определяет разновременность и многоэтапность рудогенеза.

В связи с тем, что в пределах Омолонского массива на значительных участках обнажаются архейские метаморфические образования, можно пред-

полагать проявление минерализации наиболее древней (архейско-раннепротерозойской) эпохи рудообразования. До недавнего времени такой возраст принимался для железистых кварцитов, размещенных среди раннеархейских образований, но позднее была интерпретирована их метасоматическая природа и более молодой возраст. Редкоземельная минерализация установлена в пегматитовых жилах среди биотитовых гнейсов архейской пургоносской серии Авековского блока; с вкрапленностью ксенотима, ортита, монацита и малакона связано присутствие лантана, церия, иттрия и гафния. О вероятности древней эпохи рудогенеза могут свидетельствовать также находки единичных зерен золота в коре выветривания по мигматизированным гнейсам, залегающей в основании рифейских отложений [223, 332], а также золотоносность аллювия ручьев, дренирующих выходы кристаллических пород.

Более определенно намечается рифейско-силурийская эпоха рудообразования, основное значение в которой приобретает железо, существенно значение также золотого оруденения. На средний рифей приходится образование железистых кварцитов, их изотопный возраст определен в 1150 ± 78 млн лет (Rb-Sr изохрона) [43]. Железистое оруденение осадочного генезиса отмечено в рифейских отложениях. Возможно присутствие и рифейского золотого оруденения, на что указывает, в частности, датировка метасоматитов (1148 ± 23 млн лет) в Джугаджакском рудном узле непосредственно за северной границей листа [43, 180].

С щелочными сиенитами силурийского анмандыканского комплекса ассоциирует золотое оруденение. Предполагается также связь его с гранитоидными массивами силурийского абкитского комплекса [180]. Высказывается мнение о раннепалеозойском (вероятно, силурийском) возрасте золотоносных кварцевых жил в бассейне р. Нодди (Ольдянинский рудный узел) [73, 180]. С силурийскими гранитоидами абкитского комплекса на Омолонском массиве связано молибденовое оруденение порфирирового типа.

Среднепалеозойская (среднедевонско-раннекаменноугольная) эпоха рудообразования на Омолонском массиве является наиболее продуктивной. С формированием кедонского вулканического комплекса связано появление промышленно значимых объектов золота серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации, в т. ч. крупного месторождения Кубака, а также месторождений Биркачан, Елочка и целого ряда перспективных проявлений. Среднепалеозойский возраст оруденения основывается как на данных о пространственной и структурной связи с вулканическим комплексом, так и на возрастных соотношениях и радиологических датировках. Севернее территории листа рудокласты подобного оруденения наблюдались в межформационных конгломератах кедонской серии [275]. В районе месторождения Кубака галька рудоносного кварца присутствует в конгломератах основания перекрывающей кедонскую серию ранне-среднекаменноугольной корбинской свиты. По результатам Rb-Sr изохронного датирования рудоносных образований и околорудных метасоматитов месторождения Кубака получены различные датировки, наиболее древние даты соответствуют 335 ± 5 и 330 ± 9 млн лет [203]. Близкими датировками обладают многие месторождения и проявления к северу от данной территории, одна из изохрон рудных образований Джугаджакского рудного узла (353 ± 15 млн лет) также отвечает среднепалеозой-

ской эпохе рудообразования. С этой эпохой рудогенеза связывается также золото-серебряное оруденение.

Пермско-среднеюрская эпоха минерации представляется относительно слабопродуктивной, ей свойственны в основном нерудные полезные ископаемые. В пермских отложениях распространены карбонатные породы, составляющие месторождения известняков, имеются признаки битуминозности. Фосфоритоносность свойственна триасовым, в меньшей мере ниже- и среднеюрским отложениям. На территории листа выявлена существенная концентрация желваковых фосфоритов, а также пласты битумно-фосфатного состава в триасовых осадочных отложениях, фосфатные конкреции отмечались также и в юрских толщах. Севернее территории в нижнепермских отложениях имеется проявление осадочных гематитовых руд.

Позднеюрско-раннемеловая минерационная эпоха отвечает орогенному тектоническому этапу и является основной для золотого оруденения на территории смежного с запада листа. На данном листе почти не выражена, некоторым признаком позднеюрской минерации могут служить единичные проявления и пункты минерализации золота в бассейне р. Коркодон как периферические отзвуки Яно-Колымского золотоносного пояса на его юго-восточном затухании [181]. Нижнемеловые отложения Балыгычано-Сугойского прогиба на западе территории заключают проявления каменного угля.

Меловая минерационная эпоха увязывается с формированием ОЧВП, проявлена в контурах Охотско-Чукотского минерационного пояса, пересекающего центральную часть территории листа и концентрирующего в своем составе месторождения и проявления золото-серебряной, золото-редкометалльной и серебро-полиметаллической формаций. Возраст золото-серебряного оруденения (месторождение Приморское) 72 ± 6 млн лет, возраст золото-редкометалльного оруденения проявления Халали, определенный Rb-Sr изохронным методом, 73 ± 7 млн лет [204]. С этой же эпохой связывается золото-серебряное и оловянное оруденение в Балыгычано-Сугойском прогибе, а также золото-серебряное, молибден-порфирировое и вольфрамовое оруденение в Коркодон-Наяханской, золото-серебряное и серебро-полиметаллическое оруденение в Конгинской зонах оперения ОЧВП. Имеются проявления угля в молассах Балыгычано-Сугойского прогиба и Вискичунской впадины, признаки углеобразования в предвулканогенной молассе Охотско-Чукотского пояса.

В палеоген-неогеновую эпоху минерации происходило формирование россыпей золота в основном в Южно-Омолонском рудном районе и в Тайгонско-Западно-Корякской провинции. За счет разрушения золотоносных образований плейстоценовый аллювий долин водотоков включает промышленные россыпи и россышепроявления золота. В западной части побережья п-ова Тайгонс в донных отложениях акватории выявлено прибрежно-морское россышепроявление. Вспышка угленакопления характеризуется формированием буроугольных месторождений в палеоген-неогеновых отложениях впадин кайнозойской рифтовой системы, а также каменного и бурого угля в палеогеновых толщах Западной Камчатки. Сейсмокомплексы палеогена и неогена акватории Охотского моря и, прежде всего, Шелиховского бассейна перспективны на нефтегазонакопление.

Факторы рудоконтроля

Общее минерагеническое районирование территории листа определяется особенностями тектоники, геодинамическими и палеогеографическими обстановками развития, распределением крупнейших формационных комплексов. Так, Омолонскому массиву, блоку устойчиво восходящего развития, где вскрываются разновозрастные образования, отвечает одноименная минерагеническая провинция с многоэтапным, в т. ч. ранне- и среднепалеозойским золотым и золото-серебряным оруденением. Мелководные шельфовые условия в истории его развития благоприятны для стратиформного железистого и фосфатного осадконакопления. Охотско-Чукотскому вулканогенному (и минерагеническому) поясу свойственно позднемезозойское золото-редкометалльное, золото-серебряное, и серебро-полиметаллическое оруденение. Близость состава и характера среднепалеозойских вулканических комплексов Омолонского массива и позднемезозойских комплексов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса определило и заметное сходство разновременной минерагении этих крупных минерагенических таксонов.

В составе минерагенических провинций и поясов выделяются минерагенические зоны и рудные районы, которые соответствуют крупным частям основных структур, тектоническим и плутоногенным поднятиям, ареалам вулканизма.

Контуры рудных узлов и зон, а также положение заключаемых ими рудных объектов обуславливаются совокупностью различных факторов, среди которых главенствующая роль принадлежит структурным и формационным факторам, существенное значение имеют стратиграфические, литологические, магматические и метаморфические факторы.

Структурные факторы играют важную роль и реализуются на разных уровнях, имеют значение как положение и контуры разномасштабных площадных тектонических и вулканических структур, так и линейные структуры и нарушения. Рудные районы, например, отвечают тектоническим блокам (Южно-Омолонский район), крупным ареалам вулканизма (Вилигинский район), рудоносным зонам – вытянутые вулканические цепи (Конгинская, Туромчинская), линейные цепочки интрузивных тел (Коркодон-Няханская зона). Рудные узлы в большинстве случаев, а особенно в Омолонской провинции и в Охотско-Чукотском поясе соответствуют вулкано(интрузивно)-купольным поднятиям и вулканоструктурам. Каркасные разрывные элементы вулканоструктур обычно определяют ограничение и конфигурацию рудных узлов. Оруденение в составе узлов чаще всего локализуется в краевых частях таких структур.

Территория Шелиховского залива, входящая в контуры листа, рассматривается в качестве продолжения с юга газо-нефтеносных структур Охотоморской провинции, где, по геофизическим данным, выявляются бассейны со структурными ловушками возможного кайнозойского нефтегазонакопления. Структурные ловушки приурочены к сводам и крыльям неглубоко погруженных конседиментационных поднятий, на южную приграничную часть территории листа входят окончания Емлинской и Подкагерной антиклинальных структур [64, 165].

Определенное значение имеют разнопорядковые разрывные нарушения. Крупные блокоразграничивающие разломы (Верхнеомолонский, Гижигинский, Тебанинский, Колымакский) в большинстве случаев являются только ограничениями структур, которым соответствуют минерагенические зоны и рудные районы. Значительна рудоконтролирующая роль крупных скрытых зон разломов фундамента (Коркодон-Наяханская, Конгинская, Вархаламская, Омсукчанская).

Зона Коркодон-Наяханского скрытого разлома фундамента является поперечной по отношению к складчатым структурам Яно-Колымской системы, контролирует цепь гранитоидных массивов. Зона Конгинского скрытого разлома пересекает структуры Юкагирской глыбы Омолонского массива и сопровождается в основном покровами меловых вулканитов. Оба разлома представляются линейными зонами позднемезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА), которым соответствуют рудоносные зоны с молибденовым, золотым и серебряным оруденением. Прослеживающимся в их составе магматическим очаговым структурам и вулканоструктурам отвечают известные или прогнозируемые рудные узлы. Зона Вархаламского скрытого разлома фундамента выделяется в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, контролирует линейную вулканическую структуру с массивами позднемеловых гранитов и субвулканическими телами риолитов, вмещает рудные зоны с золото-серебряным оруденением. На западную части территории приходится юго-восточное окончание зоны Омсукчанского скрытого разлома, которая контролирует размещение интрузивов меловых гранитоидов и субвулканических тел. К зоне разлома приурочены рудные узлы с золото-серебряным и оловянным оруденением.

Зона Право-Омолонского разлома, характеризующаяся правосторонними сдвиговыми и сдвигово-раздвиговыми смещениями, может рассматриваться в качестве важной гидротермально выводящей структуры, влияющей на распределение рудоносных растворов и на локализацию в оперяющих нарушениях золотого и железистого оруденения [77].

Более мелкие разрывные нарушения во многих случаях определяют конфигурацию рудных узлов и зон, к зонам нарушений чаще всего приурочены рудные объекты, представленные рудоносными зонами прожилкования, гидротермальными жилами. Места пересечения нарушений, в т. ч. пересечение крупных разломов и линейных вулканоструктур поперечными нарушениями, выступают в качестве благоприятных структурных обстановок для размещения рудных объектов. В подобных структурных обстановках находятся, например, золото-серебряные объекты Туромчинской рудной зоны. Предполагается контролирующая и экранирующая роль для золотой и серебряной минерализации взбросо-надвигов, установленных в рудных полях месторождений Кубака, Биркачан и Елочка [75].

Формационные факторы в контроле оруденения проявляются весьма разнообразно. Рудноформационный анализ во многих случаях позволяет устанавливать зональность в распределении оруденения и более надежно оконтуривать рудные узлы. Фактором, определяющим саму возможность оруденения, а также конкретные формы его реализации, является геохимический облик среды формирования руд, элементный состав пород-доноров и энергети-

ческий потенциал пород-генераторов оруденения. Поэтому продуктивные в отношении полезных ископаемых геологические формации по функциям, которые они несут в той или иной модели рудообразования, подразделяются на рудовмещающие, рудоносные и рудогенерирующие [109].

Рудовмещающие формации выступают в качестве среды рудоотложения и в этом смысле к ним могут быть отнесены любые геологические образования (осадочные, осадочно-вулканогенные и магматические формации), более древние или близкие по возрасту с временем рудоотложения.

Отчетливо рудовмещающими образованиями на Омолонском массиве являются терригенно-вулканогенные породы среднепалеозойской кедонской серии. Весьма благоприятными для рудоотложения считаются углеродистые терригенные и карбонатные формации. Такие формации более всего характерны для верхнепалеозойских и мезозойских отложений, к ним прежде всего следует отнести пермские терригенно-карбонатные и триасовые алевроито-аргиллитовые толщи.

Рудоносные формации являются одним из источников оруденения и часто его вмещают; здесь прежде всего необходимо выделить вулканоплутонические ассоциации Омолонского массива (кедонская серия и комагматичные интрузивы) и меловые вудканиты Охотско-Чукотского пояса. Установлено пространственное совмещение золото-серебряного оруденения с полями известково-щелочных (щелочноземельных) вулканитов (Кедонское и Южно-Омолонское поднятия Омолонского массива). Вместе с тем месторождение Кубака, по мнению И. Н. Котляра и др. [297], связано с дифференцированной серией трахибазальт-трахидацит-риолитов, приуроченной к периферии Омолонского массива (Анмандыканский район); которая является и наиболее продуктивной в отношении золотого оруденения.

Рудоносными являются также вулканические и терригенно-вулканогенные формации, вмещающие золото-серебряное оруденение вулканогенного генетического типа в ОЧВП. Среди вулканитов кислого состава преобладающая часть золото-серебряного оруденения приурочена к игнимбрикам риолитовой формации [272]. Вулканогенные образования среднего-основного состава благоприятны для золото-серебряного и полиметаллического оруденения. К рудоносным следует причислять и многие гранитовые и гранит-гранодиоритовые магматические формации, с которыми связаны грейзеновые, штокверковые (порфировые) и некоторые жильные месторождения. Показательны в этом отношении гранитоиды наяханского комплекса в Коркодон-Наяханской зоне и гранитоиды абкитского комплекса на Омолонском массиве, заключающие молибден-порфиоровое и золотое оруденение.

Рудогенерирующие формации служат источником вещества и энергии при рудообразовании. Наибольшее значение они имеют при магматических процессах и процессах гранитизации, проявляются на разных уровнях. Большая часть площади Южно-Омолонского рудного района совпадает с областью интенсивной гранитизации дорифейского фундамента, где проявлено оруденение железа, золота и молибдена. Обширное плутоногенное поднятие в междуречье Сугой-Омолон, выделяющееся отрицательным полем силы тяжести, отличается заметной концентрацией молибденового и золотого оруденения целой группы рудных узлов Коркодон-Наяханской рудоносной зоны.

Молибденовое, золотое и золото-серебряное оруденение многих рудных узлов приурочено к интрузивно-купольным структурам, ареалам влияния вскрытых и интерпретируемых на некоторой глубине гранитоидных массивов.

Своеобразным мобилизующим фактором при формировании месторождений золото-серебряной формации в вулcano-плутонических структурах областей тектоно-магматической активизации могут явиться эксплозивно-гидротермальные процессы [222]. Существование и становление криптовулканических структур свидетельствует о высокой мобильности, газовой природе, глубинности рудоносных флюидов и участии эксплозивных процессов в транспортировке рудного вещества и может служить одним из критериев прогноза крупных месторождений. Криповулканические структуры и эксплозивные брекчии, туффзиты на территории листа имеются в Авлондинском узле Южно-Омолонского рудного района, в Эвенском районе Охотско-Чукотского пояса, в рудных полях месторождений Ирбычан и Сопка Кварцевая, рудоносные жилы во многих случаях непосредственно связаны с брекчиевыми телами.

Кайнозойские осадки акватории Охотского моря предполагаются нефтегазопроизводящими. В акватории Шелиховского бассейна территории палеоцен-нижнеолигоценовый снатольско-гахкинский сейсмокомплекс рассматривается как нефтегазогенерирующий, а вышележащий верхнеолигоцен-миоценовый утхолокско-кулувенский (кулувенский) сейсмокомплекс как нефтегенерирующий [165]. Вероятно, газогенерирующими являются авековский и студеный СК Гижигинского бассейна

Стратиграфические факторы приоритетны для оруденения осадочного генезиса. Известняки, распространенные в рифейских, ордовикских и пермских отложениях, могут использоваться как строительный материал, но при воздействии магматических расплавов преобразуются скарновые залежи и заключают оруденение. Триасовые и, в меньшей мере, нижнеюрские отложения Омолонского массива содержат слои, обогащенные фосфоритовыми конкрециями, а ниже-среднетриасовые отложения содержат и пластовые фосфатно-битумные образования. Меловые континентальные толщи Балыгычано-Сугойского прогиба и основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса угленосны, заключают проявления каменного угля, кайнозойские толщи неотектонических впадин вмещают пласты бурого угля.

Литологические факторы прежде всего выступают в качестве важнейшего свойства среды рудоотложения. Литологический состав отложений влияет на размещение главным образом осадочного и стратиформного оруденения.

Большое значение может иметь литологически контрастный разрез отложений. Так, пачки частого переслаивания разных по литологии пород в осадочно-вулканогенных образованиях кедонской серии (прежде всего, кубакинская, ледникская и гурникская толщи) на Омолонском массиве считаются благоприятными для размещения оруденения золота и серебра. Гурникская толща в ассоциации с экструзивными и субвулканическими образованиями благоприятна для проявления гидротермально-метасоматических процессов с золотым и серебряным оруденением [77]. При этом, по мнению некоторых исследователей, вулканокластические породы серии чаще вмещают золотое

оруденение, чем лавы [346]. Литологические особенности пород следует учитывать при поисках стратиформных месторождений. Карбонатные породы под экраном относительно трудно проницаемых для рудоносных растворов покровов другого состава благоприятны для размещения прожилково-вкрапленного джаспероидного оруденения. Оруденение такого типа обнаружено в ряде рудных узлов среди рифейских и пермских отложений на площади Омолонского массива. Кроме того, в составе рудных объектов литологический состав пород влияет на морфологию рудных тел.

Терригенные породы палеоцен-нижеолигоценового снатоольско-гакхинского сейсмокомплекса, сформировавшиеся в мелководных условиях, в силу хороших емкостно-фильтрационных свойств предположительно рассматриваются в качестве поровых и порово-трещинных коллекторов для нефтегазоносных залежей. Вышележащие олигоценовые алевроитовые и глинистые породы рассматриваются в качестве покрышки [165].

Магматические факторы весьма важны, не без основания принято считать, что с магматизмом самым непосредственным образом связаны процессы рудогенеза; этот аспект с той или иной степенью уверенности прослеживается на протяжении всей истории развития территории и на примере самых разных структур. В Южно-Омолонском рудном районе предполагается связь оруденения золоторудной кварцевой формации с раннепалеозойскими гранитоидами абкитского комплекса и с сиенитами анмандыканского комплекса [77]. На востоке Южно-Омолонского района более уверенно выявляется связь медно-молибден-порфирирового оруденения с гранодиоритами среднепалеозойского булунского комплекса. Для магматических образований Омолонского массива намечается приуроченность золотоносности к гранитоидам повышенной основности или к гранитоидам с монцититовой тенденцией [346].

Несомненна связь молибден-порфирирового оруденения с гранитоидами раннемелового центрально-тайгоносского (п-ов Тайгонос) и позднемелового наяханского комплекса в Коркодон-Наяханской рудоносной зоне. С массивами позднемелового омусукчанского комплекса (формацией субщелочных биотитовых гранитов) в Балыгычано-Сугойской рудоносной зоне ассоциирует оловянное и золото-серебряное оруденение.

Золото-серебряное и серебряное оруденение тяготеет к крупным экструживно-субвулканическим телам риолитов и риодацитов в вулканоструктурах среднепалеозойского возраста на Омолонском массиве и позднемезозойского возраста в ОЧВП.

Метаморфогенно-метасоматические факторы тесно увязаны с процессами рудогенеза и ответственны прежде всего за локализацию проявлений железа формаций железистых кварцитов и магнетитовых скарнов. Образованию железистых кварцитов предшествовали динамометаморфизм кристаллического фундамента и внедрение габбро и долеритов стрелкинского комплекса [43]. В дорифейских метаморфических образованиях Омолонского массива в качестве признаков золотого оруденения могут рассматриваться зоны и поля диафторитов, образующихся в условиях регрессивного метаморфизма [346]. Такие зоны диафтореза установлены в архейских породах в бассейнах рек Нодди, Ауланджа и Пылгин, иногда они рассматриваются в качестве источников золотоносных россыпей.

Важное значение имеют явления контактового метаморфизма при формировании интрузивных тел, интрузивы создают благоприятную среду для рудоотложения. Контактные роговики часто вмещают оловянное, вольфрамовое и молибденовое оруденение. В Босувском рудном узле проявления вольфрама и молибдена располагаются среди роговиков над нескрытым гранитоидным массивом, вероятно, наяханского комплекса.

Метасоматические преобразования вмещающих пород сопровождают процессы рудогенеза самых разных металлогенических эпох. Интенсивный метасоматоз в дорифейских метаморфических породах ознаменовался формированием мощных залежей железистых кварцитов, что привело к появлению Верхнеомолонского и других подобных проявлений. Золотоносные кварц-флюорит-полисульфидные жилы в пределах Анмандыканского массива раннепалеозойских щелочных сиенитов и его обрамления располагаются в ореоле флюорит-микроклин-кварцевых метасоматитов [284]. Вулканическая деятельность в среднепалеозойский этап на Омолонском массиве сопровождалась низкотемпературной пропилитизацией и кремнещелочным метасоматозом с образованием кварц-серицит-гидрослюдистых золотоносных (обычно доли грамм на тонну) метасоматитов. Нередко в центральной части такой метасоматической колонны локализуются адуляр-кварцевые прожилково-жильные тела с золото-серебряным оруденением. Подобные образования установлены на месторождении Кубака и в рудных полях многих проявлений.

С внедрением тел позднедевонского–раннекаменноугольного булунского и позднемелового викторинского комплексов связаны березитизация, которая в приповерхностных условиях сменяется пропилитизацией и аргиллизацией, в ареале метасоматически измененных пород располагаются проявления золота, серебра, меди, молибдена, полиметаллов. На контакте гранитоидных массивов с карбонатными породами образуются скарны с железорудным и полиметаллическим оруденением (проявления Скарновое, Жаркий, Мрачное). Метасоматические явления (скарнирование, окварцевание) в рифейских и пермских известняках приводят к формированию золотоносных джаспероидов.

В приконтактных зонах гранитоидных тел наяханского комплекса (проявления Солнечный, Высокий) вмещающие терригенные породы триасового и юрского возраста ороговикованы, превращены в серицит-полевошпат-кварцевые метасоматиты, которые вмещают кварцевые жилы и зоны жильно-прожилкового окварцевания с золотой минерализацией.

Вулканиты ОЧВП почти повсеместно метасоматически изменены, весь пояс рассматривается как область проявления региональной пропилитизации, ареалы более интенсивных изменений обычно подчиняются контурам вулканооструктур. Выделяются площадные и линейные метасоматиты формаций пропилитов, аргиллизитов и вторичных кварцитов [303].

Пропилитизация пород обнаруживается на большинстве месторождений, при этом рудные тела располагаются главным образом среди полей низкотемпературной фации пропилитов (проявления серебра Кэнгрендя, Хакандзя). Вторичные кварциты пространственно тяготеют к зонам интенсивной трещиноватости. Внутренние части ареалов преобразования обычно бывают представлены монокварцевыми фациями, периферические – каолинит-кварц-

гидрослюдистыми. Березиты распространены только на месторождениях золото-серебряной формации и образуют маломощные линейные чехольные пояса вдоль зон жильных образований, к рудным телам тяготеют их гидрослюдистые разности. Аргиллизиты, к полям развития которых приурочены проявления золото-серебряной минерализации, относятся к близповерхностным образованиям.

Геоморфологические факторы имеют значение для обнаружения рудных объектов, но определяющее значение приобретают прежде всего для россыпных месторождений золота. Гипсометрическое положение оруденения влияет на изучение и разведку рудных объектов, благоприятна приуроченность их (месторождения Кубака, Перекатное) к возвышенным участкам рельефа.

Предпочтительные обстановки россыпеобразования свойственны крупным морфоструктурам с режимом слабых и (или) умеренных поднятий. Примерно таким режимом характеризуются площади россыпеобразования в Южно-Омолонском районе и на п-ове Тайгонос. Благоприятными также являются пограничные участки с разной интенсивностью новейших движений, в т. ч. края погружений в долинах рек и краевые зоны неотектонических впадин (бассейны рек Омолон, Авекова). Положительными факторами также являются существенный эрозионный срез, приводящий к вскрытию коренных источников, наличие промежуточных коллекторов рудных компонентов (реликтов древней гидросети, поверхностей выравнивания), что несомненно установлено для бассейна р. Авекова. Положительными явлениями при формировании россыпей служат также наличие тектонических уступов в тальвеге долин, ориентировка долин водотоков вдоль рудоносных структур. Напротив, широкое развитие средне- и верхнеплейстоценовых ледниковых отложений сильно снижает вероятность выявления золотоносных россыпей.

Охарактеризованные выше факторы ответственны за распределение полезных ископаемых, но существуют также критерии (прямые или косвенные), которые так или иначе способствуют выявлению объектов рудоносности.

Геохимические критерии могут быть отнесены к наиболее важным и прямым, поскольку геохимические методы оперируют с ореолами рассеяния рудогенных элементов. Крупные аномальные поля могут подтверждать выделение минерагенических зон и рудных районов, более мелкие аномалии – рудных узлов. В других случаях геохимические аномалии могут указывать на возможность выявления оруденения. Так, значительные геохимические аномалии меди в Коркодон-Наяханской и Северо-Тайгоносской рудоносных зонах указывают на вероятность пока не выявленных меднорудных объектов.

Геофизические критерии во многом дополняют структурные и магматические факторы, являясь в определенной степени объективными и глубинными характеристиками объектов. Интенсивными положительными магнитными аномалиями, например, среди полей докембрийских метаморфических образований на Омолонском массиве выделяются площади распространения железистых кварцитов; интерпретация особенностей магнитного поля позволяет проследить и положение залежей кварцитов на глубине.

По геофизическим данным представляется возможным уточнить ориентировку в пространстве зон крупных разрывных структур, их природу и кине-

матический тип. Большое значение имеет выделение и прослеживание по геофизическим признакам мощных зон разломов, контролирующих положение интрузивных образований и связанного с ними оруденения. Важная роль геофизическим методам отводится в расшифровке объемной структуры интрузивных тел. По интерпретации геофизических данных в пределах ОЧВП и его перивулканической зоны выделяются значительные по размерам плутоногенные поднятия и округлые очаговые структуры, а также линейные ряды гранитоидных массивов, определяющие положение рудных районов и рудоносных зон. Контуры Коркодон-Наяханской рудоносной зоны практически полностью отвечают отрицательной аномалии гравитационного поля, вызванной вскрытыми и погребенными гранитоидными массивами. Геофизические методы позволяют уверенно оконтуривать зоны контактового метаморфизма вокруг интрузивных массивов, которые являются благоприятной средой для размещения оруденения.

Рассмотренные факторы, те или иные их сочетания в совокупности с имеющимися данными по выявленной рудоносности служат основой обнаружения рудных объектов, оконтуривания рудных узлов и зон, прогнозируемых площадей, выделения более крупных таксонов, металлогенического районирования территории.

Минерагеническое районирование

В соответствии с тектоническим делением территории, распространением разновозрастных и разноформационных осадочных толщ, магматических комплексов и имеющихся месторождений и проявлений минерального сырья выделяются Омолонская, Верхояно-Колымская и Тайгоносско-Западно-Корякская минерагенические провинции, Охотско-Чукотский минерагенический пояс. Крайний юго-восточный участок территории относится к Западно-Камчатской минерагенической провинции. Границы между названными провинциями в основном совпадают с очертаниями массива древней стабилизации и с контурами складчатых систем. Названные минерагенические таксоны первого порядка различаются возрастом оруденения, рудоносностью, видовым составом и формационной принадлежностью полезных ископаемых, что и является определяющими чертами провинций.

В составе провинций на основе пространственного размещения месторождений и проявлений, шлиховых и геохимических ореолов с учетом факторов рудоконтроля выполнено районирование с выделением минерагенических зон, рудных районов (рудоносных зон), рудных узлов (зон). Присутствие горючих полезных ископаемых определяет выделение нефтегазоносных областей и районов, угольных бассейнов и районов, узлов угленакпления. По степени интенсивности рудогенеза, в ряде случаев обусловленного изученностью площадей, выделяются установленные и прогнозируемые таксоны.

Акватория залива Шелихова, занимающая южную часть территории листа, представляется лишь фрагментом более обширной Охотской нефтегазоносной провинции, в составе которой на территории выделяются Гижигинская перспективная нефтегазоносная область и Западно-Камчатская нефтегазоносная область с Шелиховским перспективным нефтегазоносным районом.

Угленосность на территории листа свойственна нижнемеловым и палеоген-неогеновым моласоидным образованиям. Отчетлив стратиграфический фактор угленосности по приуроченности проявлений угля к определенным геологическим подразделениям.

Каменный уголь присутствует в Омсукчанском и Пусторецко-Паланском угольных районах, в Вискичунском узле угленакопления.

Омсукчанский угольный район (0.6 УК/К₁) представлен своим юго-восточным окончанием на западной приграничной части территории. Угленосной является нижнемеловая галимовская свита Балыгычано-Сугойского прогиба. На смежной с запада территории в пределах района имеются месторождения каменного угля, на данной территории – лишь проявления с маломощными (0,6 м, в единичном случае 3,5 м) пластами каменного угля.

Пусторецко-Паланский угольный район (5.1 УК,УБ/Р₂), небольшая часть которого приходится на юго-восток территории, относится к расположенному в основном за пределами территории Западно-Камчатскому угольному бассейну (5 УК,УБ/К₂-N₂). Угленосны здесь эоценовые кинкильская и иргирнинская свиты, каменный уголь образует два месторождения и ряд проявлений угля. На месторождениях уголь слагает по несколько пластов мощностью 0,5–2 м, по степени метаморфизма угли переходные от бурых к каменным.

Вискичунский потенциальный узел угленакопления (0.0.3 УК/К₁) находится на западном побережье п-ова Тайгонос, угленосными здесь являются отложения ниже- и среднерябинкинской подсвет нижнего мела. В песчано-глинистых пачках отмечаются пласты каменного угля мощностью 2,5–5 м, прослеженные по простиранию до 250 м.

Бурый уголь на территории листа образует месторождения и проявления в составе трех (Верхнесугойского, Гижигинского и Имповеемского) узлов угленакопления.

Верхнесугойский узел угленакопления (0.0.4 УБ/N₁) объединяет выходы угленосной неогеновой карбонгинской толщи Верхневилигинской и Верхнесугойской впадин. В Верхневилигинской впадине известно малое месторождение бурого угля Вилигинское, на двух участках которого выявлено по одному субгоризонтально залегающему пласту мощностью 9,3 м и 3,94 м сложного строения, к периферии они расщепляются на отдельные пачки. В Верхнесугойской впадине известен слабо изученный выход пласта бурых углей мощностью 19 м.

Гижигинский узел угленакопления (0.0.5 УБ/Р₂₋₃) занимает южную часть Гижигинской впадины, угленосными являются эоценовая авековская свита и олигоценовая колымаковская толща. В юго-западной части узла известны три малых месторождения бурого угля (IV-5-5, IV-5-9, IV-5-15), приуроченные к выходам авековской свиты. На каждом из них разведано от 3 до 19 угольных пластов мощностью от 2 до 22,3 м.

Имповеемский потенциальный узел угленакопления (0.0.6 УБ/N₁) отвечает одноименной впадине, в пределах которой угленосная имповеемская толща, содержащая пласты бурых углей с прослоями песчаников и глинистых сланцев мощностью до 2–3,5 м [151].

Рудоносность свойственна всей континентальной части территории листа.

Омолонская минерагеническая провинция соответствует одноименному массиву, в границы листа входит лишь южная часть провинции. Профилирующим металлом, определяющим значение провинции, является золото, на отдельных площадях существенное значение приобретают железо, молибден, медь, серебро, полиметаллы. Характерно разновременное проявление минерализации, в т. ч. и золотой, насчитывается до пяти эпох рудообразования. Известны также проявления фосфоритов и камнецветного сырья.

В связи с довольно четким делением Омолонского массива на две структурные зоны, отличающиеся строением и характером рудоносности, провинция подразделяется на Юкагирскую (Коркодонскую) и Восточно-Омолонскую минерагенические зоны.

В составе Юкагирской зоны (1 Au, Mo, Fe/Rf₂; S; D₂-C₁; K₂) выделяются южная часть Кедонского рудного района и Южно-Омолонский рудный район.

Кедонский серебро-золоторудно-россыпной район (1.1 Au, Ag/D₂-C₁) отвечает одноименному поднятию и крупной (диаметром до 80–90 км) среднепалеозойской вулкано-тектонической депрессии. Южная часть района, приходящаяся на площадь листа, ограничена с юга Бродненской и Мунугуджакской мезозойскими впадинами. На площади листа к Кедонскому району относится лишь часть *Ягоднинского серебро-золоторудного узла* (1.1.1 Au, Ag), где проявлено золотое и золото-серебряное оруденение среднепалеозойского возраста.

Южно-Омолонский железо-молибден-золоторудно-россыпной район (1.2 Au, Mo, Fe/Rf₂; S, D₂-C₁; K₂) соответствует контурам поднятия, где в основном развиты породы кедонской серии. Большой, западной части рудного района отвечает область интенсивной гранитизации фундамента, здесь в отдельных выступах вскрываются архейские метаморфические образования, рифейские и ордовикские терригенно-карбонатные толщи, раннепалеозойские интрузивы. С архейскими метаморфитами связаны железорудные проявления, представленные горизонтами железистых кварцитов. Наибольшее значение имеет золотое и золото-серебряное оруденение, увязывающееся с силурийскими гранитоидами и сиенитами и среднепалеозойским магматизмом.

Авлондинский золоторудно-россыпной узел (1.2.1 Au/D₂-C₁), расположенный в северо-восточной части района, отвечает реконструируемым контурам Гурникской вулкано-тектонической депрессии [75, 341]. Важнейшими факторами контроля оруденения являются формационный, литологический, магматический и структурный.

Амандыканский молибден-железо-золоторудно-россыпной (1.2.2 Au, Fe, Mo), *Ольдянинский золото-молибден-железорудный* (1.2.3 Fe, Mo, Au) и *Коаргычанский железо-золоторудно-россыпной* (1.2.4 Au, Fe/Rf₂; D₂-C₁; K₂) *узлы* на площади района имеют приблизительно изометричную форму и приурочены к выступам архейского фундамента, рифейско-нижнепалеозойского структурного этажа, к раннепалеозойским интрузивам и полям вулканитов среднепалеозойской кедонской серии. В Коаргычанском узле присутствует золото-серебряное оруденение позднемелового возраста. Основными факторами рудоконтроля являются магматический, структурный и метаморфогенно-метасоматический.

Северо-западную часть Южно-Омолонского района в субмеридиональном направлении пересекает позднемезозойская **Конгинская полиметаллически-**

серебро-золоторудносная зона (1.3 Au,Ag,Pb,Zn/K₂), контролируемая зоной Конгинского скрытого разлома фундамента. В ее составе выделяется *Верхне-Ирбычанский полиметаллически-сереброрудный узел* (1.3.1 Ag,Pb,Zn), отвечающий интерпретируемым контурам погребенного гранитоидного массива. Главными факторами рудоконтроля в узле являются структурный, магматический и литологический.

Восточно-Омолонская минерагеническая зона (2 Au,Ag,Mo,Cu/D₂-C₁;K₂) на данной площади представлена лишь *Ауланджинским медно-молибден-золоторудным районом* (2.1 Au,Mo,Cu), в пределах которого наибольшее значение имеют проявления среднепалеозойской медно-молибден-золоторудной минерализации и (севернее территории) позднемезозойской золоторудной кварцевой формации, иногда являющейся коренным источником россыпей. В составе района выделяется *Закороннинский медно-молибден-золоторудно-россыпной узел* (2.1.1 Au,Mo,Cu). В качестве основного контроля оруденения выступают магматический, структурный и метасоматический факторы.

Верхояно-Колымская минерагеническая провинция на территории листа представлена своим юго-восточным флангом, характеризуется слабым проявлением присущей ей позднеюрской золотой минерализации. Здесь полностью или частично выделяются субмеридиональные (поперечные) минерагенические подразделения с наложенным меловым золото-серебряным, оловянным и молибденовым оруденением.

К западной приграничной части территории приурочено юго-восточное окончание распространенной на смежном листе *Балыгычано-Сугойской минерагенической зоны* (3 Ag,Au,Sn/K₁₋₂), включающей также окончание *Ом-сукчанской олово-золото-сереброрудносной зоны* (3.1 Ag,Au,Sn). В ее составе выделяются краевые части *Бастойского* (3.1.1 Sn) и *Галимовского* (3.1.2 Sn) *оловорудных узлов*, а также *Мяучанский потенциальный серебро-золоторудный узел* (3.1.3 Au,Ag). Проявлены структурный и магматический факторы контроля оруденения.

Коркордон-Наяханская золото-молибденовая рудносная зона (0.1 Mo,Au/K₂) объединяет линейную цепь узлов, контролируемых одноименной магматогенной зоной скрытого разлома фундамента. В составе рудносной зоны последовательно с севера на юг выделяются *Верхнемедвежинский потенциальный золоторудный* (0.1.1 Au), *Аксуйский золото-молибденоворудный* (0.1.2 Mo,Au) *узлы*, а также *Верхнекоркордонский молибден-золоторудный* (0.1.3 Au,Mo) и *Хакырчанский золото-сереброрудный* (0.1.4 Ag,Au) *потенциальные узлы*. Южнее располагаются *Верхнеомолонский молибденоворудный* (0.1.6 Mo) и *Олынджинский потенциальный золото-сереброрудный* (0.1.7 Ag,Au) *узлы*, чуть западнее, как бы на ответвлении зоны находится *Босувский вольфрам-молибденоворудный потенциальный* (0.1.5 Mo,W) *узел*. Четко выражено действие структурного и магматического факторов, почти все узлы приурочены к вскрытым или неглубоко погруженным гранитоидным массивам, выраженным отрицательными гравитационными аномалиями.

Отдельно обособлен *Левокоркордонский потенциальный золоторудно-россыпной узел* (0.0.1 Au/J₃), пункты минерализации и россыпепроявления которого нами предположительно рассматриваются как вспышка минерали-

зации на дистальном окончании Главного Колымского золотоносного пояса. Узлу соответствует шлиховой ореол рассеяния золота.

Тайгоносско-Западно-Корякская минерагеническая провинция в пределах листа представлена *Тайгоносской минерагенической зоной* (4 Au,Mo,Sb/K₁₋₂), далее к востоку она продолжается Тайгоносско-Осиновской зоной [65]. В пределах п-ова Тайгонос выделяется *Северо-Тайгоноская сурьмяно-молибден-золоторудно-россыпная зона* (4.1 Au,Mo,Sb/K₁₋₂,Q) с *Авековским серебро-золоторудно-россыпным* (4.1.1 Au,Ag), *Пылгинским сурьмяно-молибден-золоторудно-россыпным* (4.1.2 Au,Mo,Sb) и *Колемнымским серебро-золоторудным* (4.1.3 Au,Ag) узлами.

Вне рудоносной зоны на юге полуострова выделяется *Нейнегинский золоторудно-россыпной узел* (0.0.2 Au), ему отвечает шлиховой ореол рассеяния золота. Основными факторами контроля оруденения являются магматический и структурный.

Охотско-Чукотский минерагенический пояс протягивается через центральную часть территории в северо-восточном направлении, в его пределах преобладает ранне-позднемеловое золотое, серебряное и полиметаллическое оруденение. В составе пояса на территории листа выделяются изометричные линейно расположенные Пареньский, Эвенский и Вилигинский рудные районы, разделенные относительно безрудными интервалами. Положение рудных районов во многом определяется строением фундамента, размещением полей вулканитов и проявлений гранитоидного магматизма. Районам в целом отвечают площади пониженного уровня гравитационного поля и положительного магнитного поля.

Пареньский серебро-золоторудный район (0.2 Au,Ag/K₁₋₂) представлен на территории листа своей западной краевой частью, на смежной с востока территории он продолжается Тылхойско-Мургальской зоной [65]. Район включает *Учинейский серебро-золоторудный узел* (0.2.1 Au,Ag) с сопутствующей молибденовой и полиметаллической минерализацией. Контуры узла охватывают два интрузивно-купольных поднятия с апикальными выступами поздне-меловых гранитоидов. Устанавливается действие структурных, формационных, литологических, магматических и метасоматических факторов.

Эвенский серебро-золоторудный район (0.3 Au,Ag/K₁₋₂), охватывает бассейны рек Чёрная, Гижига и Туромча, представлен несколькими рудными узлами и вытянутыми рудными зонами. Здесь выделяются *Июльский потенциальный полиметаллически-сереброрудный узел* (0.3.1 Ag,Pb,Zn), *Сумная серебро-золоторудная зона* (0.3.2 Au,Ag), *Хивачский серебро-золоторудный узел* (0.3.3 Au,Ag), *Мечивеевский потенциальный серебро-золоторудный узел* (0.3.4 Au,Ag), *Правогижигинская серебро-золоторудная зона* (0.3.5 Au,Ag), *Туромчинская серебро-золоторудная зона* (0.3.6 Au,Ag), *Гармандинская потенциальная молибден-сереброрудная зона* (0.3.7 Ag,Mo), *Вархаламский золоторудный узел* (0.3.8 Au). Положение Хивачского узла и Туромчинской зоны подчинено зоне Вархаламского скрытого разлома фундамента, контуры Вархаламского узла определяются границами кольцевой вулканоструктуры. Большинство из названных рудных узлов и зон отвечают изометричным или удлиненным интрузивно-купольным поднятиям, основными факторами контроля оруденения являются структурный, формационный, литологический,

магматический и метасоматический. Большое значение имеют рудоконтролирующие разломы северо-восточной ориентировки.

Вилигинский золото-сереборудный район (0.4 Ag, Au/K₁₋₂), охватывающий бассейны рек Вилига и Таватум, отвечает в основном Наяханскому полю вулканитов ОЧВП, включает преимущественно золото-серебряные и серебро-полиметаллические объекты. В состав района входят *Ненкатский молибден-золото-сереборудный* (0.4.1 Ag, Au, Mo), *Маймачанский свинец-серебро-золоторудный* (0.4.2 Au, Ag, Pb), *Бирагандинский полиметаллически-сереборудный* (0.4.4 Ag, Pb, Zn), *Уйканский золото-олово-сереборудный* (0.4.5 Ag, Sn, Au) *потенциальные узлы*, а также **Конгрэндинская потенциальная полиметаллически-сереборудная зона** (0.4.3 Ag, Pb, Zn), *Алынский серебро-золоторудный* (0.4.6 Au, Ag) и *Калалагинский золото-сереборудный* (0.4.7 Ag, Au) *узлы*. Рудные узлы в основном определяются контурами вулкано-структур или интрузивно-купольных поднятий. Главными факторами рудоконтроля являются формационный, магматический, структурный и метасоматический.

Западно-Камчатская минерагеническая провинция в рамках листа представлена лишь частью *Шаманкинско-Паланской прогнозируемой сурьмяно-ртутной рудоносной зоны* (0.5 Hg, Sb/P₂₋₃), продолжающейся со смежной территории [65]. Рудные объекты на этой площади зоны не выявлены.

Оценка перспектив

Данные по известным полезным ископаемым и выявленные закономерности их размещения определяют высокую степень рудоносности территории листа, основными полезными ископаемыми являются золото и серебро, существенное значение имеют железо, молибден, медь и полиметаллы. Широкое разнообразие геологических обстановок предполагает, что перспективы территории не исчерпываются имеющимися месторождениями. Вообще территория бассейна р. Омолон, хотя и вовлечена в освоение значительно позже расположенной западнее территории бассейна р. Колыма, имеет, пожалуй, не меньший потенциал, если, конечно, не принимать во внимание большое отличие в россыпной золотоносности.

Нефть и газ. Вероятные перспективы нефтегазоносности связываются с шельфом Охотского моря, занимающим южную часть территории листа. При этом наиболее перспективными считаются расположенный юго-западнее Примагаданский и находящийся южнее Западно-Камчатский участки Охотского шельфа. На территории листа Р-57 в той или иной мере перспективен почти весь шельф залива Шелихова с предположительно нефтегазоносными кайнозойскими осадками мощностью от 1 до 4 км.

В соответствии с Картой нефтегазоносности Российской Федерации и сопредельных стран СНГ масштаба 1 : 5 000 000, созданной по результатам количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата континентального шельфа по состоянию геолого-геофизической изученности на 1.01.2009 г. [306], акваториальная часть площади листа Р-57 принадлежит к Охотской нефтегазоносной провинции, которая охватывает акваторию Охотского моря и окружающие ее прибрежные районы Сахалина и Западной Камчатки. В ее

составе на территории листа выделяются Гижигинская перспективная нефтегазоносная область (ПНГО) и Западно-Камчатская нефтегазоносная область (НГО) с Шелиховским перспективным нефтегазоносным районом (ПНГР).

Границы названных нефтегазоносных областей в целом соответствуют контурам Южно-Гижигинского, а также Шелиховского и Пенжинского бассейнов со значительной (как правило, более 1 км) мощностью кайнозойских отложений и в основном увязаны с контурами нефтегазоносных областей по смежным листам [64, 65]. Периферические части бассейнов, а также внутренние поднятия с мощностью осадочного чехла менее 1 км признаны бесперспективными площадями. Основные возможные перспективы нефтегазоносности акватории Охотского моря на площади листа Р-57 связываются с Шелиховским ПНГР Западно-Камчатской НГО, что нашло отражение на карте перспектив нефтегазоносности Дальнего Востока РФ, подготовленной специалистами ВНИГРИ, которые выполняли количественную оценку нефтегазовых ресурсов [307]. Основными нефтегазоматеринскими образованиями специалисты ВНИГРИ считают эоцен-олигоценые сейсмокомплексы, наиболее полно этот потенциал может быть реализован при глубинах погружения этих толщ более 2–3 км. Большая часть кайнозойского разреза находится в главной зоне нефтеобразования, что подтверждается широко проявленными процессами перераспределения УВ и нефтегазопроявлениями на смежных к югу площадях [307]. Кроме того, толщи осадочного чехла отличаются высокой пористостью и обладают хорошими емкостно-фильтрационными свойствами, возможно формирование поровых и трещинно-поровых коллекторов.

Гижигинская ПНГО, по сравнению с Западно-Камчатской НГО, характеризуется невысокой геолого-геофизической изученностью, не имеет продолжения на сопредельной суше, что обуславливает отсутствие прямых сведений о возрасте и составе подразделений осадочного чехла. Для суждения о вещественном составе осадочного чехла Гижигинского бассейна используются данные по строению Ямской (западнее территории листа) и Авековской впадин. Помимо существенно небольшой общей мощности осадочного чехла, Гижигинская ПНГО характеризуется присутствием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. В то же время в разрезе выполнения акватории довольно широко распространены угли и лигниты (авековский сейсмокомплекс), прослой бурых углей в нижнебуяновском сеймоподкомплексе. Можно предполагать, что в разрезе присутствуют коллекторы и изолирующие толщи (верхнебуяновский сеймоподкомплекс), возможные нефтегазоносные залежи.

По результатам прогнозирования углеводородный потенциал всей Гижигинской ПНГО общей площадью 37,2 тыс. км² был оценен весьма скромно: в 150,3/140,5 млн т н.э. (средняя плотность ресурсов 4,04/3,77 млн т н.э./км²) при полном доминировании газа (нефть – 12,6/3,8 млн т, газ растворенный 0,8/0,3 млн т, газ свободный 135,1 млрд м³, конденсат 1,8/1,2 млн т) [307]. Общие ресурсы УВ Гижигинской ПНГО на площади листа около 20 тыс. км² с учетом приведенных данных оцениваются нами в 36,81 млн т н.э., в т. ч. газ – 33,27 млрд м³.

Наиболее благоприятными нефтегазоносными объектами, выделяемыми в качестве зон нефтенакпления [64], являются антиклинальные структуры,

северные окончания которых попадают на территорию листа (Емлинская и Подкагерная), южнее располагается Тевинская антиклиналь. Количественно оценены нефтегазовые ресурсы Подкагерной зоны: 19/15 млн т н.э., 5,7/1,7 млн т и 13,3 млрд м³ и Тевинской зоны: общие ресурсы 25/19,7 млн т, газ – 17,2 млрд м³.

Суммарные ресурсы УВ Шелиховского ПНГР Западно-Камчатской НГО на площади 2773 тыс. км² по состоянию геолого-геофизической изученности на 1.01.2009 г. были оценены в 778,1/514,2 млн т н.э., в т. ч. нефть 317,9/107,4 млн т, газ растворенный 31,1/20,5 млрд м³, газ свободный 381,2 млрд м³, конденсат – 7,8/5,1 млн т [307]. Учитывая, что в пределы листа Р-57 попадает лишь северное, ограниченное по площади (4,4 тыс. км²), замыкание Шелиховского ПНГР, его суммарные нефтегазовые ресурсы с учетом общей оценки района, могут быть оценены примерно в 125,4 млн т н.э., в т. ч. нефть + конденсат – 59 млн т (нефть 57,7), газ – 61,4 млрд м³ (в т. ч. газ растворенный 5 млрд м³).

К Западно-Камчатской НГО и Шелиховскому ПНГР, вероятно, принадлежит также юго-западная часть Пенжинского бассейна [165], в то время как его северо-восточная часть на листе Р-58 относится к Пенжинской самостоятельной перспективной нефтегазоносной области [65]. Часть ПНГР в границах листа Р-57 отличается меньшей перспективностью, она смыкается с продолжающимся со смежного с запада листа Р-58 участком повышенной мощности кайнозойских отложений и в целом невысокой плотностью (3–5 тыс т н.э./км²) геологических ресурсов УВ. Здесь прогнозируется в основном газовый фазовый состав УВ. При площади участка около 3 тыс. км² прогнозируемые ресурсы УВ сырья по аналогии с Гижигинской ПНГР составят: 5,6 млн т н.э., в т. ч. газ 5 млрд м³, нефть 0,47 млн т. Общие ресурсы Шелиховского района на территории листа: нефть 58,2 млн т, газ 66,4 млрд м³.

Следует отметить, что нефтегазоносность акваториальной части территории листа, особенно площадь Пенжинского бассейна, изучена недостаточно. В отношении дальнейших ГРП на акватории справедливым представляется мнение специалистов «Дальморнефтегеофизика» о необходимости завершения регионального этапа работ на акватории Западно-Камчатской НГО, включая площадь листа Р-57 [165].

Уголь каменный. Проявления каменного угля распространены на территории ограниченно. На территорию листа приходятся лишь незначительные краевые части Омсукчанского и Пусторецко-Паланского угольных районов, где имеются малые месторождения и проявления каменного угля. Мелкие проявления каменного угля без особых перспектив известны в Вискичунском узле угленакопления, обнаружены в разрозненных выходах нижнемеловых отложений на разных участках территории.

Омсукчанский угольный район представлен своим юго-восточным окончанием, приходящимся на западную приграничную часть территории. Угленосность района в виде проявлений с единичными пластами каменного угля в породах галимовской свиты не высока. Прогнозные ресурсы этой части угольного района по категории Р₃ – 62 млн т [268].

Пусторецко-Паланский угольный район, небольшая часть которого приходится на юго-восток листа, относится к расположенному в основном за пределами территории Западно-Камчатскому угольному бассейну. Угленосны здесь

эоценовые кинкильская и иргирнинская свиты, каменный уголь образует два месторождения и ряд проявлений угля, на месторождениях уголь слагает по несколько пластов мощностью 0,5–2 м.

Вискичунский потенциальный узел угленакопления (0.0.3) находится на западном побережье п-ова Тайгонос, угленосными здесь являются нижнемеловые ниже- и среднерябинкинская подсвиты, в составе которых известны редкие пласты каменного угля мощностью до 2,5–5 м. Прогнозные ресурсы узла угленакопления по категории P_3 – 33 млн т [268].

Уголь бурый. Месторождения и проявления бурого угля известны на площадях Верхнесугойского, Гижигинского и Имповеемского узлов угленакопления, в Пусторецко-Паланском угольном районе; основные перспективы территории связываются с Гижигинским узлом угленакопления (табл. 2).

Верхнесугойский узел угленакопления (0.0.4) объединяет выходы угленосной неогеновой карбонгинской толщи Верхневилигинской и Верхнесугойской впадин. В Верхневилигинской впадине известно малое месторождение бурого угля Вилигинское (III-1-38) с двумя пластами угля мощностью 9,3 м и 3,94 м, прогнозные ресурсы категории P_1 – 56 млн т. В Верхнесугойской впадине известно одно не изученное проявление в виде пласта бурого угля мощностью 19 м. Прогнозные ресурсы бурого угля в Верхнесугойском узле угленакопления по категории P_3 – 675 млн т [268].

Гижигинский узел угленакопления (0.0.5) занимает южную часть Гижигинской впадины, угленосными являются эоценовые авековская свита и, в меньшей степени, олигоценовая колымаковская толща. В юго-западной части узла в пределах авековской свиты открыты три малых месторождения бурого угля. Утвержденные прогнозные ресурсы бурого угля Гижигинского узла угленакопления по категории P_3 – 10005 млн т [268].

Имповеемский потенциальный узел (0.0.6) угленакопления отвечает одноименной впадине, в пределах которой угленосна имповеемская толща, где известны лишь мелкие проявления бурого угля. Прогнозные ресурсы бурого угля по категории P_3 – 480 млн т [268].

Железные руды. Перспективы железорудения связываются в основном с докембрийскими образованиями Южно-Омолонского рудно-россыпного района в составе Ольдянинского, Анмандыканского и Коаргычанского рудных узлов. Утвержденные ресурсы железных руд для всего Южно-Омолонского района (1.2) по категории P_3 – 600 млн т. Согласно неапробированной оценке, прогнозные ресурсы железных руд категории P_3 : Ольдянинского рудного узла (1.2.3) – 450 млн т, Коаргычанского рудного узла (1.2.4) – 490 млн т [116].

Наиболее продуктивным в отношении железа является Ольдянинский рудный узел (1.2.3) с Верхнеомолонским железорудным проявлением (месторождением). Основное значение имеют проявления, представленные железистыми кварцитами среди дорифейских метаморфических образований, подчиненное значение принадлежит скарновому рудению. Согласно прогнозной оценке, Верхнеомолонское проявление (I-3-50) может представлять собой крупное месторождение, а проявления Скарновое (I-3-45) и Иннягинское (I-3-38) – средние месторождения железных руд [77, 315].

В Анмандыканском рудном узле (1.2.2) авторская прогнозная оценка проявления Магнетитовое (I-4-57) соответствует среднему месторождению железных руд [77].

Т а б л и ц а 2

Утвержденные прогнозные ресурсы территории листа Р-57 по состоянию на 1.01.2019 г.

№ п/п	Наименование объекта	Единица измерения	Прогнозные ресурсы			Сумма P ₁ +P ₂ +P ₃
			P ₁	P ₂	P ₃	
Горючие ископаемые Уголь каменный						
1	Омсукчанский УР (0.6)	млн т			62	62
2	Вискичунский ПУУ (0.0.3)	млн т			33	33
Уголь бурый						
3	Верхнесугойский УУ (0.0.4)	млн т	56		675	731
4	Гижигинский УУ (0.0.5)	млн т	1676	426	10005	12107
5	Импоевский ПУУ (0.0.6)	млн т			480	480
Черные металлы Железные руды						
6	Южно-Омолонский РР (1.2)	млн т	257,4	144	600	1001,4
Благородные металлы Золото						
7	Авлондинский РРУ (1.2.1)	т	29	24		53
8	Верхне-Ирбычанский РУ (1.3.1)	т			12	12
9	Закороннинский РРУ (2.1.1)	т			50	50
10	Маймачанский ПРУ (0.4.2)	т			70	70
11	Алынский РУ (0.4.6)	т		12		12
12	Калалагинский РУ (0.4.7)	т	6,9	8,7		15,6
Серебро						
13	Верхне-Ирбычанский РУ (1.3.1)	т			2630	2630
14	Аксуйский РУ (0.1.2)	т			2000	2000
15	Олынджинский РУ (0.1.7)	т			1500	1500
16	Учинейский РУ (0.2.1)	т			1000	1000
17	Маймачанский ПРУ (0.4.2)	т			2000	2000
18	Бирагандинский ПРУ (0.4.4)	т			1000	1000
19	Калалагинский РУ (0.4.7)	т	570	3868		4438

Свинец и цинк. Апробированных прогнозных ресурсов свинца и цинка на территории нет, существенное полиметаллическое оруденение с присутствием серебра установлено в Верхне-Ирбычанском рудном узле Конгинской рудоносной зоны (1.3), Коаргычанском рудном узле Южно-Омолонского района (1.2) и в Эвенском районе (0.3) Охотско-Чукотского пояса.

В Верхне-Ирбычанском узле (1.3.1) известны скарново-полиметаллические проявления Жаркий, Седой, Мрачное, они представлены в основном пластовыми залежами в пермских и ордовикских известняках. Неапробированные прогнозные ресурсы по узлу в целом оценены по категории P_3 : цинка 8065 тыс. т, свинца 4427 тыс. т, серебра 5640 т [116]. Согласно авторской оценке, проявление Жаркий (I-3-3) прогнозируется как крупное месторождение свинца и цинка, а проявление Седой (I-3-19) как малое месторождение [76].

В Коаргычанском узле (1.2.4) многочисленные пункты минерализации представлены кварц-сульфидными жилами и минерализованными зонами в осадочных и вулканогенных породах. Неапробированные прогнозные ресурсы по узлу по категории P_3 : свинца – 1963 тыс. т, цинка – 3575 тыс. т, серебра – 1792 т [116].

Эвенский рудный район включает Июльский потенциальный золото-сереборудный узел (0.3.1) с проявлением Галенитовый (II-5-6), для которого прогнозируется малое месторождение полиметаллических руд с серебром и золотом [333, 337].

Медь и молибден. Медно-молибденовое оруденение в основном порфирового типа распространено в Южно-Омолонском, Ауланджинском рудных районах и в Коркодон-Наяханской рудоносной зоне, присутствует также в Эвенском и Вилигинском районах Охотско-Чукотского минерагенического пояса.

В Южно-Омолонском районе (1.2) медно-молибденовое оруденение установлено в Ольдянинском рудном узле, в Закороннинском рудном узле Ауланджинского района (2.1).

В Ольдянинском рудном узле (1.2.3) оруденение приурочено к интрузивно-купольным структурам и образует медно-молибден-порфировые системы, наиболее значительны проявления Вечернинское и Хрустальное. Неапробированные прогнозные ресурсы по узлу в целом составляют по категории P_3 : молибдена – 480 тыс. т, меди – 200 тыс. т, серебра – 90 т [116]. На базе проявлений Вечернинское (I-3-37) и Хрустальное (I-3-44) прогнозируются крупные месторождения молибдена, ресурсы меди на проявлении Вечернинское отвечают среднему месторождению [310].

Закороннинский рудный узел (2.1.1) включает проявления Табор и Сокол. Для узла в целом установлены неапробированные ресурсы категории P_3 : молибдена 182 тыс. т, меди 260 тыс. т, золота 92 т [116]. Проявления Табор (I-5-14) и Сокол (I-5-16) по прогнозной оценке отвечают средним месторождениям молибдена и меди [75].

В Коркодон-Наяханской рудоносной зоне (0.1) продуктивным на медно-молибденовое оруденение представляются Аксуйский, Верхнекоркодонский, Босувский и Верхнеомолонский рудные узлы. Апробированная экспертом ВСЕГЕИ прогнозная оценка узла по молибдену категории P_3 составила 55 тыс. т (табл. 3). Месторождения представлены штокверками, приурочен-

ными к апикальным частям гранитоидных массивов. Неапробированная прогнозная оценка молибдена месторождения Верхнеомолонское (П-2-25) соответствует среднему по масштабу объекту. Для Аксуйского узла (0.1.2), Верхнекоркодонского (0.1.3) и Босувского (0.1.5) потенциальных рудных узлов неапробированные прогнозные ресурсы молибдена по категории P₃ оценены в 390, 185 и 276 тыс. т соответственно [116]. Согласно авторской оценке, проявление Аксу (I-1-18) в Аксуйском узле отвечает крупному месторождению молибдена [316].

Таблица 3

Впервые выявленные или переоцененные в ходе составления листа Госгеолкарты объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		На начало работ	По результатам работ		
11	Молибден Верхнеомолонский рудный узел Листы P-57-VIII, XIV	Mo* 135 тыс. т	Mo – 55 тыс. т (P ₃)	-80 тыс. т	ГДП-200 I очереди, поисковые работы
12	Золото Левокоркодонский потенциальный рудный узел Лист P-57-II	Au* 52,5 т	Au – 18,1 т (P ₃)	-34,4 т	ГДП-200 II очереди, поисковые работы
33	Золото Ольдянинский рудный узел Лист P-57-III	Нет	Au – 76,7 т (P ₃)	+76,7 т	ГСП-50 II очереди, общие поиски
44	Золото Коаргычанский рудный узел Листы P-57-IX, X	Нет	Au – 48,2 т (P ₃)	+48,2 т	ГДП-200 I очереди, поисковые работы
55	Золото Учинейский рудный узел Листы P-57-VI, XII	Au* 28 т	Au – 7,84 т (P ₃)	-20,16 т	ГДП-200 II очереди, поисковые работы
66	Золото Пылгинский рудный узел P-57-XXIII, XXIV	Au* 67 т	Au – 34,6 т (P ₃)	-32,4 т	ГДП-200 II очереди, поисковые работы

*Авторские ресурсы категории P₃ предшественников.

Верхнеомолонский рудный узел (0.1.6) включает два малых непромышленных месторождения и пункты минерализации молибдена. Авторская прогнозная оценка по узлу в целом по категории P₃ – молибдена 135 тыс. т, сере-

бра 280 т, золота 14 т [116]. В процессе работ по листу выполнена количественная прогнозная оценка узла на молибденовое порфиоровое оруденение по категории P_3 методом геологической аналогии по формуле:

$$M_2 = K \times g \times S_2,$$

где: M_2 – прогнозные ресурсы; K – коэффициент подобия, устанавливаемый экспертно, исходя из идентичности геологических параметров и признаков объекта оценки и эталона; g – удельная продуктивность эталонной территории; S_2 – площадь рудного узла. Из-за отсутствия подобных объектов на Северо-Востоке в качестве эталонного объекта был выбран Жирекенский медно-молибденовый рудный узел Саяно-Байкальской провинции с Жирекенским месторождением молибдена. Площадная удельная продуктивность эталонного узла при площади 303 км² и запасах молибдена 61,643 тыс. т составляет 0,2 тыс. т/км². Таким образом, прогнозные ресурсы категории P_3 Верхнеомолонского узла при площади 732,28 км² и коэффициенте подобия 0,4 (в связи с тем, что эталон находится в другой провинции и вмещающие гранитоиды имеют другой – пермский возраст) 58,58 (по рекомендации эксперта округленно 55 тыс. т молибдена (паспорт ПО № 3161089).

Определенными ресурсами отличаются узлы Охотско-Чукотского минерагенического пояса: Ненкатский, Маймачанский, Сумная и Гармандинская рудные зоны. Неапробированные прогнозные ресурсы узлов следующие: Ненкатский потенциальный узел (0.4.1) оценен по категории P_3 : молибдена 390 тыс т, серебра 1160 т, золота 20,7 т, находящееся в узле проявление Октава (III-1-40) по прогнозу соответствует крупному месторождению молибдена; Маймачанский потенциальный узел (0.4.2) располагает ресурсами меди категории P_3 в 2990 тыс. т, а на базе проявления узла Дэгдэнрекен (IV-1-23) прогнозируется среднее месторождение меди [116]; Сумная рудная зона (0.3.2) располагает прогнозной оценкой категории P_3 в 50 тыс. т, Гармандинская потенциальная зона (0.3.7) – в 60 тыс. т молибдена [116].

В Северо-Тайгоносской рудоносной зоне для Колемнынского рудного узла (4.1.3) дана авторская прогнозная оценка меди по категории P_3 : 1000 тыс. т [116].

Вольфрам и олово. Вольфрамовое оруденение известно только в пределах Коркодон-Наяханской рудоносной зоны (0.1). Проявления вольфрама выявлены в Босувском потенциальном узле (0.1.5), пункты минерализации – в Верхнеомолонском рудном узле (0.1.6). Проявления и пункты минерализации здесь представлены вольфрамит-кварцевыми жилами. Неапробированные прогнозные ресурсы вольфрама по категории P_3 составляют 44 тыс. т для Босувского узла и 140 тыс. т для Верхнеомолонского узла [116].

Оловянное оруденение приурочено только к юго-восточному окончанию Омсукчанской рудоносной зоны (3.1), представлено проявлениями силикатно-сульфидного и грейзенного типов в Галимовском рудном узле (3.1.2). В небольшой входящей на территорию листа части узла имеется лишь непромышленное малое месторождение олова Победное [191].

Золото и серебро. Утвержденные прогнозные ресурсы имеются для 10 рудных узлов территории и оцениваются (по сумме категорий) в 212,6 т золота и 14 568 т серебра (табл. 2). Однако этим минерагенический потенциал терри-

тории не исчерпывается, в результате оценки (переоценки) прогнозных ресурсов в процессе работ по составлению комплекта карт по двум узлам прирост ресурсов составил 124,9 т, по трем узлам ресурсы уменьшились в сравнении с авторскими, но получили более надежное обоснование (табл. 3).

Наиболее значимым металлогеническим потенциалом благородных металлов обладают узлы Омолонской провинции и Охотско-Чукотского минерагенического пояса, существенны ресурсы и других минерагенических провинций и зон.

В Омолонской провинции наиболее продуктивные в отношении золотого и серебряного оруденения узлы располагаются в восточной части Южно-Омолонского рудного района (1.2), некоторые ресурсы приурочены к югу Кедонского рудного района (1.1).

Для южной части Ягоднинского серебро-золоторудного узла (1.1.1) Кедонского района имеются апробированные ЦНИГРИ ресурсы россыпного золота категории P_1 по руч. Сомнительный – 0,05 т [280]. Авторские прогнозные ресурсы категории P_2 для проявления Маякское (I-4-14) соответствуют малому месторождению золота [116].

Южно-Омолонский рудный район (1.2) объединяет Авлондинский золоторудно-россыпной, Анмандыканский молибден-железо-золоторудно-россыпной, Ольдянинский золото-молибден-железорудный и Коаргычанский железо-золоторудно-россыпной узлы. Для района в целом имеются утвержденные ресурсы категории P_3 железных руд (600 млн т) и апробированные ЦНИГРИ ресурсы категории P_3 россыпного золота 2,86 т [280].

Авлондинский рудный узел (1.2.1), ресурсы которого оценивались в 130 т золота [116], в настоящее время хорошо изучен, оработаны и обрабатываются месторождения Кубака и Биркачан. Предполагавшиеся прогнозные ресурсы рудного золота полностью реализованы, имеются апробированные ЦНИГРИ прогнозные ресурсы россыпного золота по узлу категории P_3 – 0,46 т и категории P_1 по ручьям Мизинец и Грунтовый – 0,48 т (соответственно 0,38 т и 0,1 т) [280]. Для узла имеются утвержденные ресурсы золота, связанные с флангами названных месторождений и с рудопроявлением Дубль на юге узла, в соответствии с прогнозом среднее месторождение Биркачан (I-4-15) может быть крупным, а проявление Дубль (I-4-63) средним месторождением золота.

Анмандыканский рудный узел (1.2.2) располагается в центральной части Южно-Омолонского района, он отвечает одноименному массиву раннесилурийских щелочных сиенитов с обрамлением и включает малое месторождение золота Елочка и ряд золоторудных проявлений (Нодди, Гриша, Магнитное, Анмандыкан и др.), а также россыпи золота. Проявления представлены сериями зон прожилкования и флюорит- и карбонат-сульфидно-кварцевых золотоносных жил, вероятно, силурийского возраста, прожилково-жильные зоны в вулканитах среднепалеозойской кедонской серии. Авторская оценка прогнозных ресурсов для узла в целом по категории P_3 : золота – 30 т, серебра – 180 т [116]. Апробированная ЦНИГРИ прогнозная оценка россыпного золота по узлу категории P_3 составляет 1,0 т; для россыпей ручьев Магнитный и Ветка ресурсы по категории P_1 оценены в 0,17 т (соответственно 0,14 т

и 0,03 т) [280]. Авторская оценка ресурсов проявления Магнитное (I-4-32) отвечает среднему месторождению золота [77].

Для Ольядянинского и Коаргычанского рудных узлов, характеризующихся комплексностью рудоносности и разновозрастным золотым оруденением, в т. ч. палеозойским «кубакинского» типа, в процессе работ по листу выполнена оценка прогнозных ресурсов золота по категории P_3 методом геологической аналогии по формуле:

$$M_2 = K \times g \times S_2,$$

где: M_2 – прогнозные ресурсы; K – коэффициент подобия, устанавливаемый экспертно исходя из идентичности геологических параметров и признаков объекта оценки и эталона; g – удельная продуктивность эталонной территории, S_2 – площадь рудного узла. В качестве эталонного объекта принят Авлондинский золоторудно-россыпной узел Южно-Омолонского района с золоторудными месторождениями Кубака и Биркачан. Расчетная площадная удельная продуктивность эталонного Авлондинского узла – 0,15 т/км².

В составе Ольядянинского узла (1.2.3) имеются золоторудные проявления Ягельное и Инняга, золото присутствует также в молибденовом проявлении Вечернинское, известны россыпепроявления. Прогнозные ресурсы рудного золота по узлу категории P_3 , апробированны во ВСЕГЕИ. В качестве эталонного объекта был выбран Авлондинский золоторудный узел с удельной продуктивностью 0,15 т/км². Поскольку геологическое строение Ольядянинского рудного узла весьма близко к эталонному объекту, величина коэффициента подобия K была принята равной 0,6. Площадь узла S_2 равняется 852,6 км². Таким образом для Ольядянинского рудного узла получаем:

$$M_2 = 0,6 \times 0,15 \times 852,6 = 76,7 \text{ т золота}$$

(паспорт ПО № 3161091). Прогнозные ресурсы россыпного золота категории P_3 по узлу, апробированные ЦНИГРИ, оценены в 1,05 т [280]. Согласно авторской прогнозной оценке проявлений Ягельное (I-3-31) и Инняга (I-3-36) как вероятные рассматриваются малые месторождения золота и серебра [116].

Для Коаргычанского узла (1.2.4) прогнозные ресурсы россыпного золота категории P_3 узла, апробированные ЦНИГРИ, в целом оценены в 0,35 т; для россыпей по ручьям Верх. Коаргычан и Голодный имеются ресурсы категории P_1 в количестве 0,12 т и 0,04 т соответственно [280]. Прогнозные ресурсы рудного золота категории P_3 апробированы во ВСЕГЕИ. В качестве эталонного объекта притнят Авлондинский золоторудный узел с удельной продуктивностью 0,15 т/км². Величина коэффициента подобия K была принята равной 0,5. Площадь узла S_2 равняется 642,91 км². Таким образом для Коаргычанского рудного узла получаем:

$$M_2 = 0,5 \times 0,15 \times 642,91 = 48,22 \text{ т золота}$$

(паспорт ПО № 3161093). Неапробированная оценка серебра для узла по категории P_3 составляет 1792 т, также неапробированная оценка проявления Хивач (II-4-28) отвечает вероятному среднему золоторудному месторождению [116].

Закороннинский медно-молибден-золоторудно-россыпной узел (2.1.1) кроме молибдена и меди содержит и золото. Утвержденные прогнозные ресурсы золота по категории P_3 составляют 50 т, неапробированные ресурсы P_3 – 92 т [116]. Для молибденового проявления Сокол (I-5-16) в узле имеется авторская прогнозная оценка по категории P_2 3,5 т золота [75]. Оценка прогнозных ресурсов россыпного золота для узла по категории P_3 составляет 0,3 т, по категории P_1 для ручьев Лев. Закоронный и Старт соответственно 0,06 и 0,02 т [280].

Прогнозные ресурсы золота и серебра имеются для отдельных рудных узлов Верхояно-Колымской минерагенической провинции, в т. ч. для узлов зон ТМА – рудоносных зон Конгинской (1.3), Омсукчанской (3.1), почти всех узлов Коркодон-Наяханской зоны (0.1).

Верхне-Ирбычанский полиметаллически-сереброрудный узел (1.3.1) в Конгинской рудоносной зоне характеризуется полиметаллической и золото-серебряной минерализацией. Для узла имеются утвержденные прогнозные ресурсы категории P_3 : золота 12 т, серебра 2630 т. Неапробированные ресурсы по узлу в целом по категории P_3 : золота – 78 т, серебра – 5640 т [116]. Кроме того, известна авторская оценка по категории P_2 полиметаллического проявления Жаркое (I-3-3) и серебряного проявления Седой (I-3-19): 10,8 т золота и 1780 т серебра [75].

Мяучанский потенциальный серебро-золоторудный узел (3.1.3) на юго-восточном окончании Омсукчанской рудоносной зоны объединяет золото-серебряные проявления и пункты минерализации в виде кварцевых и кварц-сульфидных жил, связанных с телами меловых гранитоидов и риолитов. Авторская оценка прогнозных ресурсов по категории P_3 : золота – 16 т, серебра – 75 т [116].

Золото и серебро прогнозируется также в рудных узлах Коркодон-Наяханской рудоносной зоны (0.1).

Верхнемедвежинский потенциальный рудный узел (0.1.1) имеет неапробированные ресурсы категории P_3 : золота – 46,1 т, серебра – 40 т [116].

Аксуйский золото-молибденоворудный узел (0.1.2) кроме молибдена содержит золотое и серебряное оруденение. Утвержденные ресурсы серебра по категории P_3 – 2000 т, неапробированные ресурсы категории P_3 – 20 т золота [116]. Для нескольких проявлений узла в последнее время выполнена [318] и апробирована в ЦНИГРИ (Протокол № 18 от 12.12.2014 г.) прогнозная оценка золота и серебра проявлений по категории P_2 . Согласно этой оценке проявления Солнечный (I-1-14), Ольховый (I-2-7), Высокий (I-2-6) могут стать средними месторождениями золота, а проявление Колечко (I-2-3) малым месторождением золота и серебра.

Верхнекоркодонский потенциальный молибден-золоторудный узел (0.1.3) наряду с молибденом содержит неапробированные ресурсы по категории P_3 : золота 21 т [116]. Для проявления Хетагчан (I-2-15) в составе узла имеется авторская прогнозная оценка по категории P_2 : золота – 0,2 т, серебра – 100 т [309].

Хакырчанский потенциальный золото-сереброрудный узел (0.1.4) имеет авторскую оценку по категории P_3 в 9,3 т золота; проявление Хакырчанское

(II-2-21) в его пределах – неапробированную оценку по категории P_2 : золото – 2,4 т, серебро – 1000 т [116].

Верхнеомолонский молибденоворудный узел (0.1.6) вместе с молибденом и вольфрамом имеет неапробированные ресурсы категории P_3 : золота – 14 т, серебра – 280 т [116].

Олынджинский рудный узел (0.1.7) на южном окончании рудоносной зоны образован проявлениями и пунктами минерализации золота и серебра, приуроченными к кварцевым жилам и жильным зонам. Для узла имеются утвержденные ресурсы серебра по категории P_3 в 1500 т. Согласно неапробированной оценке, прогнозные ресурсы категории P_3 в узле составят: золото – 41,6 т, серебро – 3430 т; проявление Мартаха (III-2-19) оценено по категории P_2 как среднее месторождение серебра [116].

В процессе работ по листу выполнена прогнозная оценка золота для Левокоркодонского потенциального узла (0.0.1), находящегося вне минерагенических и рудоносных зон. Узел отличается слабой изученностью, в его пределах выполнена только геологическая съемка масштаба 1: 200 000 первого поколения, но имеются перспективные россыпепроявления. Нами выполнена и апробирована экспертом ВСЕГЕИ оценка узла по категории P_3 на рудное золото. Прогнозируется оруденение золоторудной кварцевой формации без определения эталона. Расчет количественной оценки прогнозных ресурсов категории P_3 проводился по формуле:

$$M_2 = K \times g \times S_2,$$

где: M_2 – прогнозные ресурсы; K – коэффициент подобия, в связи с крайне слабой изученностью Левокоркодонского узла принимаем равным 0,1; g – усредненная продуктивность (0,2–0,8 т/км²) в соответствии с руководством ЦНИГРИ (2002 г.), в данном случае принимается среднее значение (0,5 т/км²), S_2 – площадь рудного узла. Таким образом для Левокоркодонского золоторудного узла получаем ресурсы категории P_3 :

$$M_2 = 0,1 \times 0,5 \times 362,05 = 18,1 \text{ т золота}$$

(паспорт ПО № 3161092). Авторская оценка узла категории P_3 – 52,5 т золота [116].

В составе Тайгоносско-Западно-Корякской минерагенической провинции располагается Северо-Тайгоносская золоторудноносно-россыпная зона (4.1) с Авековским, Пылгинским и Колемынским узлами с признаками золотого оруденения и россыпными месторождениями. Для зоны в целом, включающей Тополовскую и Авеково-Колымакскую россыпные площади, которые лишь отдаленно согласуются с рудными узлами, ЦНИГРИ апробированы ресурсы россыпного золота категории P_3 в 6,4 т [280].

Авековский серебро-золоторудно-россыпной узел (4.1.1) включает апробированную ЦНИГРИ прогнозную оценку россыпного золота по категории P_3 – 3,8 т [280]. Для россыпи р. Авекова апробированная ЦНИГРИ прогнозная оценка категории P_1 россыпного золота составляет 0,15 т [280]. Имеется неапробированная оценка рудного золота по категории P_3 в количестве 84 т, а также суммы редких земель – 0,047 тыс. т [116].

Пылгинский сурьмяно-молибден-золоторудно-россыпной узел (4.1.2), в котором распространены золотоносные кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы, оценен нами в процессе работ по листу, прогноз апробирован экспертом ВСЕГЕИ. Прогнозируется оруденение золоторудной кварцевой формации без определения эталона. Расчет количественной оценки прогнозных ресурсов категории P_3 проводился по формуле:

$$M_2 = K \times g \times S_2,$$

где: M_2 – прогнозные ресурсы; K – коэффициент подобия, который в связи со слабой изученностью узла принимается на уровне 0,1; g – усредненная удельная продуктивность в соответствии с методикой ЦНИГРИ 0,2–0,8 т/км², в данном случае принимается в количестве 0,4 т/км²; S_2 – площадь рудного узла. Площадь узла S_2 равняется 864,31 км². Таким образом для Пылгинского узла получаем ресурсы категории P_3 :

$$M_2 = 0,1 \times 0,4 \times 864,31 = 34,6 \text{ т золота}$$

(паспорт ПО № 3161090). Неапробированная оценка узла по категории P_3 – 67 т золота [116]. Проявление Верхнечайбухинское (IV-6-27) в составе узла имеет авторскую прогнозную оценку категории P_2 , отвечающую малому месторождению золота [285].

Колемныйский серебро-золоторудный узел (4.1.3) содержит апробированную ЦНИГРИ прогнозную оценку россыпного золота категории P_3 в 0,6 т. Авторские прогнозные ресурсы категории P_3 рудного золота – 29 т [116]. Россыпь руч. Сланцевый обладает апробированными ЦНИГРИ прогнозными ресурсами золота категории P_1 0,06 т [280].

Нейнегинский золоторудно-россыпной узел (0.0.2) имеет неапробированную прогнозную оценку по категории P_3 рудного золота 36 т [116]. Апробированная ЦНИГРИ оценка прогнозных ресурсов россыпного золота категории P_3 – 2,2 т. Россыпь руч. Базовый имеет утвержденные прогнозные ресурсы категории P_1 – 0,6 т, по категории P_2 – 0,5 т (Заключение Хабаровского филиала ГКЗ, 2017 г.).

Помимо этого, вдоль южного побережья п-ова Тайгонос прогнозируется прибрежно-морская россыпь золота с апробированными ЦНИГРИ ресурсами категории P_3 в 6 т [280].

Золото и серебро прогнозируются в пределах Охотско-Чукотского минералогического пояса. Для Уччинейского серебро-золоторудного узла (0.2.1) приходящейся на территорию листа части Пареньского рудного района (0.2) имеются утвержденные ресурсы серебра по категории P_3 в количестве 1000 т. Нами прогнозируется и золото, ресурсы которого оценены и апробированы экспертом ВСЕГЕИ. Количественная оценка прогнозных ресурсов категории P_3 проведена методом геологической аналогии. Расчет проводился по формуле:

$$M_2 = K \times g \times S_2,$$

где: M_2 – прогнозные ресурсы; K – коэффициент подобия (варьирующий от 0,1 до 1,0, устанавливается экспертно, исходя из идентичности геологических параметров и признаков объекта оценки и эталона 0,5), в данном случае вви-

ду значительного сходства геологоструктурных обстановок объекта-эталона и Учиннейского узла величина коэффициента была принята равной 0,9; g – удельная продуктивность эталонной территории; (S_2) – площадь рудного узла. В качестве эталонного объекта была выбрана Туромчинская серебро-золоторудная зона, включающая в себя месторождения Сопка Кварцевая и Дальнее (и другие, не учтенные балансами объекты). Расчетная удельная продуктивность эталона 0,01 т/км² золота. Площадь узла S_2 равняется 870,8 км². Таким образом для Учиннейского рудного узла получаем:

$$M_2 = 0,9 \times 0,01 \times 870,8 = 7,84 \text{ т золота}$$

(паспорт ПО № 3161089). Неапробированная оценка в целом по узлу категории P_3 составляет: золота 28 т и серебра 2620 т; прогнозная оценка проявления Учинней (II-6-1) по категории P_2 отвечает среднему месторождению золота и серебра [116].

Эвенский рудный район (0.3) изучен неравномерно, часть узлов детально изучена, содержит целый ряд разведанных золоторудных и золото-серебряных месторождений, в т. ч. крупные и средние месторождения. Для района в целом, включающего Вархаламскую, Тафтындиинскую и Вольненскую золотороссыпные площади, не согласующиеся с контурами рудных узлов, имеются апробированные ЦНИГРИ прогнозные ресурсы категории P_3 россыпного золота – 5 т [280].

Июльский потенциальный полиметаллически-сереброрудный узел (0.3.1), согласно неапробированной оценке по категории P_3 , включает золота 9,3 т и серебра 650 т [116]. На проявление Галенитовый (II-5-6) имеются авторские прогнозные ресурсы категории P_2 : золота 1,2 т, серебра 630 т, что соответствует малому месторождению [333, 337].

Сумная серебро-золоторудная зона (0.3.2) включает золото-серебряные месторождение Ороц и ряд проявлений. Неапробированная прогнозная оценка зоны по категории P_3 составляет: золота – 34 т и серебра – 2560 т [116]; авторская прогнозная оценка по категории P_2 проявления Сталкер (II-5-13) предполагает малое месторождение золота и серебра [333, 337].

Хивачский серебро-золоторудный узел (0.3.3) включает среднее (непромышленное) месторождение Прогнозное и ряд пунктов минерализации золота и серебра. Апробированная ЦНИГРИ оценка прогнозных ресурсов россыпного золота по категории P_3 – 2,6 т [280]. Неапробированная прогнозная оценка узла по категории P_3 : золото – 37,6 т и серебро – 830 т [116]. Для месторождения Прогнозное авторские (А. Г. Егоров, 2017 г.) прогнозные ресурсы золота составляют по категории P_1 – 2,9 т, по категории P_2 – 5 т.

Мечивеемский потенциальный серебро-золоторудный узел (0.3.4) имеет неапробированную ресурсную оценку по категории P_3 : золота 17 т и серебра 150 т [116]. Для проявления Двуустный (II-5-26) выполнена авторская прогнозная оценка по категории P_2 : золота 3 т и серебра 750 т (среднее месторождение золота и серебра) [333].

Правогигинская серебро-золоторудная зона (0.3.5) включает месторождение Ирбычан, проявление Эра и пункты минерализации. Неапробированная прогнозная оценка зоны в целом по категории P_3 составляет: золота 20 т и серебра 1200 т [116]. Для проявления Эра (III-5-2) выполнена авторская

прогнозная оценка по категории P_2 , прогнозируется малое месторождение: золота 3,6 т, серебра 136 т [333].

Туромчинская рудная зона (0.3.6) содержит ряд золото-серебряных месторождений, из которых наиболее изучено и практически отработано среднее месторождение Сопка Кварцевая. Апробированная ЦНИГРИ оценка прогнозных ресурсов россыпного золота категории P_3 – 2,1 т [280]. Предполагаются неапробированные прогнозные ресурсы для рудного поля Старт (Ш-4-11) по категории P_2 : золота 30 т и серебра 1500 т [116].

Для Гармандинской потенциальной молибден-сереброрудной зоны (0.3.7) имеется только неапробированная прогнозная оценка категории P_3 , составляющая 27,8 т золота и 330 т серебра [116].

Вархаламский золоторудный узел (0.3.8) включает крупное месторождение золота Перекатное (Ш-4-40), для которого имеются апробированные прогнозные ресурсы категории P_1 золота 114,7 т и серебра 532,4 т [342]. Месторождение Невенрекан (Ш-4-33) располагает неапробированной оценкой ресурсов категории P_2 : золота 5 т, серебра 500 т [116]. Проявление Инач (Ш-4-22) имеет авторскую прогнозную оценку по категории P_2 , равную 8 т золота и 10 т серебра [333]. Апробированная ЦНИГРИ оценка прогнозных ресурсов россыпного золота для нескольких ручьев категории P_3 – 0,3 т [280].

Вилигинский рудный район (0.4) Охотско-Чукотского минерагенического пояса включает ряд рудных узлов, для которых утверждены прогнозные ресурсы рудного золота и серебра, для других рудных узлов и зон приводятся авторские оценки.

Ненкатский потенциальный узел (0.4.1) имеет неапробированную оценку ресурсов категории P_3 : 20,7 т золота и 1160 т серебра [116].

Маймачанский потенциальный свинец-серебро-золоторудный узел (0.4.2) расположен на западе рудного района, включает проявления и пункты минерализации золота, серебра и полиметаллов, меди. Утвержденные ресурсы площади по категории P_3 : золота – 70 т, серебра – 2000 т. Для проявления Маймачан (IV-1-6) определена авторская прогнозная оценка ресурсов категории P_2 , согласно которой предполагается малое месторождение золота и серебра [333].

Конгрэндинская потенциальная полиметаллически-сереброрудная зона (0.4.3) обладает лишь неапробированной оценкой ресурсов категории P_3 в 19,7 т золота и 1400 т серебра; для проявления Конгрэндя (Ш-1-47) прогнозные ресурсы категории P_2 соответствуют среднему месторождению золота и серебра [116].

Бирагандинский потенциальный полиметаллически-сереброрудный узел (0.4.4) приурочен к интрузивно-купольному поднятию, многочисленные пункты минерализации золота, серебра и полиметаллов представлены прожилковыми зонами и сульфидно-кварцевыми жилами. Утвержденные ресурсы серебра по узлу категории P_3 составляют 1000 т, неапробированные ресурсы категории P_3 – золота 21,7 т, серебра – 840 т [116]; авторская оценка проявления Бирагандя (IV-2-8) по серебру категории P_2 – 526 т [291, 333].

Уйканский потенциальный золото-олово-сереброрудный узел (0.4.5) обладает лишь неапробированными оценками, ресурсы узла по категории P_3 со-

ставляют: 26,8 т золота и 1400 т серебра; для проявления Студеный (IV-3-10) – по категории P_2 : 2,2 т золота и 900 т серебра [116].

Алынский серебро-золоторудный узел (0.4.6) на западе Вилигинского района контролируется интрузивно-купольным поднятием, проявления и пункты минерализации золота и серебра связаны с сульфидно-кварцевыми зонами прожилкования и жилами. Для проявления Халали (IV-1-40) имеются утвержденные ресурсы золота по категории P_2 12 т. Неапробированная прогнозная оценка узла по категории P_3 определена в 12,7 т золота и 1000 т серебра; оценка по категории P_2 находящегося в составе узла проявления Хакандзя (IV-1-54): 0,7 т золота и 900 т серебра [116].

Калалагинский рудный узел (0.4.7), включающий месторождение Приморское (IV-1-77) и его фланги, располагает утвержденными ресурсами золота по категории P_1 – 6,9 т, по категории P_2 – 8,7 т (всего 15,6 т) и серебра по категории P_1 – 570 т и категории P_2 – 3868 т (суммарно 4438 т). Неапробированные прогнозные ресурсы узла по категории P_3 составляют 15,5 т золота и 4350 т серебра [116].

Территория листа характеризуется и россыпной золотоносностью, имеются апробированные ЦНИГРИ ресурсы россыпного золота в Южно-Омолонском (1.2) и Эвенском (0.3) районах, в Тайгоносской минерагенической зоне (4), ресурсы россыпного золота по сумме категорий составляют (с учетом шельфа) 21,71 т [280].

На территории листа располагается целый ряд изученных месторождений и проявлений различных типов минерального сырья, в то же время общая геологическая ситуация, благоприятные рудоконтролирующие факторы, почти повсеместное присутствие минерализации и имеющиеся признаки указывает на более высокий потенциал территории на полезные ископаемые. По результатам проведенных геологических работ выработаны данные для прогнозной оценки рудоносных площадей и рудных объектов. По некоторым рудным узлам, реже районам, а также по некоторым детально изученным объектам имеются утвержденные прогнозные ресурсы, приведенные в Справочнике прогнозных ресурсов... (2015 г.). Кроме того, имеются апробированные ЦНИГРИ и ВИМС оценки прогнозных ресурсов тех или иных полезных ископаемых, в процессе работ по листу также выполнена прогнозная оценка шести рудных узлов, которая апробирована экспертом ВСЕГЕИ. Для территории листа имеется массив авторских оценок прогнозных ресурсов преимущественно золотого и золото-серебряного оруденения, а также и других металлов практических всех рудных узлов. Часть из них оценена при составлении Металлогенической карты Колымо-Омолонского региона масштаба 1 : 500 000 [116], часть – при выполнении работ по геолого-экономической оценке территории Магаданской области [333], а также при подготовке листов Госгеолкарты-200/2 Р-57-III,IV,V [75, 76, 77], но ресурсы их не апробированы. Эти данные, пока не апробированные в установленном порядке, могут рассматриваться как общий минерагенический потенциал территории (прил. 2), который на порядок больше утвержденных прогнозных ресурсов. Учет этих данных может способствовать выработке направления дальнейших геологоразведочных работ.

Главным полезным ископаемым территории является золото, в т. ч. и россыпное, а также серебро, заметное значение имеют железо и молибден, на локальных площадях приобретают значение твердые горючие ископаемые, медь, свинец цинк и вольфрам (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Твердые горючие ископаемые	Каменный уголь	2 УУ	P ₃	95 млн т
	Бурый уголь		P ₁	1732 млн т
			P ₂	426 млн т
			P ₃	11 160 млн т
Черные металлы	Железная руда	1 РР	P ₃	600 млн т
			P ₁	257,4 млн т
		3 РУ	P ₂	333,5 млн т
			P ₃	940 млн т
Цветные металлы	Медь	4 РУ	P ₁	39,8 тыс. т
			P ₂	630 тыс. т
			P ₃	4450 тыс. т
	Свинец	2 РУ	P ₂	1160 тыс. т
			P ₃	6390 тыс. т
	Цинк	2 РУ	P ₂	2040 тыс. т
			P ₃	11 640 тыс. т
	Молибден	9 РУ	P ₁	93,2 тыс. т
			P ₂	664 тыс. т
			P ₃	2148 тыс. т
Вольфрам	2 РУ	P ₃	184 тыс. т	
Благородные металлы	Золото рудное	34 РУ	P ₁	157,3 т
			P ₂	242,0 т
			P ₃	1070,8 т

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Благородные металлы	Золото россыпное	3 РР	Р ₃	13,26 т
		12 РРУ	Р ₁	1,15 т
			Р ₂	0,87 т
			Р ₃	15,76 т
	Серебро	28 РУ	Р ₁	1102,4 т
			Р ₂	19 706 т
			Р ₃	34 177 т

Золото и серебро распространены на территории практически повсеместно. Железо свойственно площади Омолонского массива и сконцентрировано в Ольдянинском рудном узле, ресурсы железоруднения в пределах Южно-Омолонского рудного района значительны и могут иметь практическое значение.

Молибден, а также медь представлены в значительных проявлениях в пределах Южно-Омолонского рудного района и Коркодон-Наяханской рудоносной зоны. Наибольшее значение, вероятно, имеет Коркодон-Наяханская зона, специализированная на молибденовое оруденение. Зона недостаточно изучена. На ее северном фланге в Аксуйском узле имеется перспективное проявление с высокими (неапробированными) ресурсами молибдена, на южном фланге (Верхнеомолонский молибденоворудный узел) известны два непромышленных месторождения молибдена, где возможно обнаружение как минимум среднего по масштабам объекта; зона в целом перспективна на молибден (и, вероятно, медь и вольфрам), а также золото, и может иметь важное промышленное значение. Свинцово-цинковое оруденение (обычно с серебром) более всего характерно для южного фланга Конгинской рудоносной зоны, здесь весьма вероятно выявление промышленного объекта комплексных свинцово-цинковых руд.

Приоритетным металлом для территории листа является золото, территория в целом характеризуется неравномерным распределением золотого оруденения. В то время как площади Омолонского массива и ОЧВП выделяются экстенсивным распределением проявлений полезных ископаемых, имеются значительные площади в пределах Яно-Колымской системы с очень редкой и слабой минерализацией. Рудные узлы, выделенные в составе Омолонской минерагенической провинции и Охотско-Чукотского минерагенического пояса, достаточно уверенно классифицируются по продуктивности и производственной инфраструктуре. Большинство рудных узлов с низкой продуктивностью и малоблагоприятной производственной инфраструктурой располагаются на северо-западе и востоке территории. Узлы с высокой продуктивностью и довольно благоприятной производственной инфраструктурой, благо-

даря наличию районного центра и Кубакинской обогатительной фабрики, приурочены к центральной части территории листа.

Северо-Эвенский административный район на территории листа является центром развития горнодобывающего производства и промышленного освоения. Наиболее важными добычными площадями являются Южно-Омолонский рудный район Омолонской минерагенической провинции и Эвенский рудный район Охотско-Чукотского минерагенического пояса. В Авлондинском рудном узле Южно-Омолонского района находится уже почти полностью отработанное крупное золоторудное месторождение Кубака, отрабатывается среднее месторождение золота Биркачан, имеется ряд перспективных проявлений. В Туромчинской рудной зоне Эвенского района располагается целый ряд золото-серебряных месторождений Сопка Кварцевая, Дальнее, Альгидич. В других частях района имеются месторождения Ороч, Ирбычан, Неверекан, часть из них отрабатывается или уже отработана. Вархаламский узел включает крупное месторождение золота Перекатное, подготовленное и планируемое для отработки. Для дальнейшего развития горнопромышленного комплекса района следует расширять границы проведения детальных работ на Омолонском массиве в западном и южном направлениях, захватив границы Анмандыканского, Ольдянинского и Коаргычанского рудных узлов, в Охотско-Чукотском поясе следует проводить разведочные и горнодобывающие работы на расположенный западнее Вилигинский рудный район. Рудные узлы Вилигинского района (Калалагинский, Алынский, Маймачанский) могут рассматриваться в качестве фланговых площадей развития находящихся западнее территории Омсукчанского или Нявленгинского районов горнодобывающей промышленности.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологическая изученность территории листа к настоящему времени недостаточна, мелкомасштабные гидрогеологические карты, включающие и площадь данного листа, представлены в монографии «Гидрогеология СССР, т. XXVI – Северо-Восток» [55] и в материалах листов О-56; Р-56,57 Госгеолкарты (новая серия) [62]. Гидрогеологическая карта масштаба 1 : 500 000 составлялась только на площадь п-ова Тайгонос; на большей части территории отдельные наблюдения проводились в процессе среднемасштабной геологической съемки, а в центральной и юго-западной частях суши – при геологических и поисковых работах масштаба 1 : 50 000. Детальные гидрогеологические наблюдения выполнялись лишь в отдельных пунктах при проходке буровых скважин. В районах населенных пунктов и некоторых отработываемых месторождений разведаны месторождения подземных вод для питьевого и технического водоснабжения.

Гидрогеологические условия территории сложились под влиянием ряда геологических и природно-климатических факторов. К первым относится сложность геологической структуры, высокая степень литификации и дислоцированности дочетвертичных пород, а также малое распространение водоносных рыхлых кайнозойских отложений; ко вторым – распространение многолетней мерзлоты, преимущественно низко- и среднегорный рельеф с разветвленной гидросетью.

Речная сеть Магаданской области принадлежит к бассейнам рек Восточно-Сибирского и Охотского морей. Главный водораздел между речными системами морей проходит недалеко от береговой линии Охотского моря, в связи с чем длина рек, впадающих в Охотское море, меньше, долины их имеют более крутое падение. В целом на территории листа преобладают ручьи и малые горные реки с продольным уклоном 0,3–0,005, протяженностью 20–25 км и площадью водосбора 300–1000 км². Меньшее значение имеют средние реки с продольным уклоном 0,005–0,001, протяженностью 50–150 км и площадью бассейна 500–5000 км². Густота речной сети составляет 0,9–1,2 км/км². Несмотря на локальные различия, гидрологическому режиму рек свойственны общие черты, обусловленные физико-географическими и климатическими особенностями территории: промерзание малых и средних водотоков до прекращения стока в зимний период (5–6 месяцев); значительная неравномерность внутригодового стока, основной объем которого (90–100 %) приходится на май–сентябрь.

Питание поверхностных и подземных вод осуществляется в основном за счет атмосферных осадков и таяния мерзлоты. Осадки (в т. ч. и в твердой фазе) значительны, территория в целом многоснежная, годовое количество осадков составляет 200–500 мм. Максимумы приходятся на лето и конец зимы, на Охотском побережье летний максимум смещается к сентябрю–октябрю. Продолжительность периодического выпадения осадков в континентальных районах – 20–35 часов, в прибрежных – 60–100 часов. Длительные дожди (даже сравнительно небольшие) вызывают на горных реках мощные паводки, быстро наступающие в условиях горного рельефа, многолетней мерзлоты и слабого испарения влаги. Коэффициент увлажнения (соотношение осадков и возможного испарения) – 1,33. В долинах большинства рек в зимнее время формируются наледи, полностью не растаивающие в летний период. Наледи – важная особенность зимнего режима рек: они способствуют интенсивному нарастанию ледяного покрова, который уменьшает площадь живого сечения. Наледи влияют на эрозионную деятельность рек, вызывают переформирование русла, продольного и поперечного профиля долины.

Воды рек и ручьев, особенно в их верхних течениях, отличаются значительной чистотой. Среднегодовая мутность большинства рек изменяется в пределах 20–50 г/м³, для всех рек характерна значительная изменчивость мутности воды по времени, наибольшие значения мутности появляются в весенние половодья и при дождевых паводках. Воды отличаются мягкостью и малой (менее 200 мг/дм³) минерализацией, относятся к гидрокарбонатному типу, в ионном составе преобладают HCO₃ и Ca [186].

Многие условия распространения, формирования и характеристики подземных вод определяются повсеместным развитием в пределах суши толщи многолетнемерзлых пород (ММП). В зависимости от ее состояния различаются две неравнозначные по площади мерзлотно-гидрогеологические провинции.

Первая провинция, примыкающая к побережью Охотского моря в полосе шириной 10–80 км, характеризуется островным (50–60 % площади) и прерывистым (70–80 %) распространением ММП. Мощность мерзлоты здесь не превышает 100–150 м при геотермической ступени 35–80 м и среднегодовой температуре у поверхности не ниже минус 1,5–2,0 °С. В провинции с островным распространением мерзлоты наряду с надмерзлотными и подмерзлотными водами образуются грунтовые воды аллювиальных отложений речных долин, межпластовые воды мелких впадин, воды зоны трещиноватости кристаллических и вулканогенных пород (воды коры выветривания). Здесь улучшаются условия циркуляции вод, меньше влияет сковывающий фактор мерзлоты. В прибрежной морской полосе (район поселков Эвенск, Чайбуха) большое влияние оказывает подток морских вод с образованием в полосе смешения хлоридно-натриевых вод повышенной минерализации. Ширина полосы подтока морских вод – 200–1000 м и с глубиной возрастает до 2000–5000 м [186].

Вторая провинция, распространяющаяся на основную часть территории суши, характеризуется развитием сплошной (до 95 % и более) многолетней мерзлоты, прерываемой лишь на участках сквозных таликов. Мощность ММП на основной части территории в области низкогорного рельефа – от 150–200 м, на

участках среднегорного рельефа возрастает до 300–350 м и больше. Температура пород у поверхности ММП в долинах рек изменяется от –3 до –6 °С, а на водоразделах — от –5 до –8 °С; геотермическая ступень составляет соответственно 30–60 и 50–80 м. Выше ММП повсеместно располагается сезонно-талый слой, мощность которого в зависимости от положения в рельефе, экспозиции склона и литологического состава отложений изменяется от 0,35–0,50 до 3–5 м. Являясь совершенным водоупором, многолетняя мерзлота определяет пространственное положение водоносных горизонтов. По соотношению с ММП водоносные образования разделяются на надмерзлотные (воды сезонно-талого слоя и надмерзлотных таликов), сквозных, редко межмерзлотных таликов и подмерзлотные (90 %). Последние отвечают зоне затрудненного водообмена, характеризующейся преимущественно микротрещинной водопроницаемостью пород и (в меньшей степени) локальной трещинной водопроницаемостью в зонах тектонического дробления.

Таликовые воды сосредоточены в основном в долинах рек в зоне активного водообмена, которая отличается макротрещинной и трещинно-жильной проницаемостью пород, связанной преимущественно с гипергенными процессами. Структуры этого типа являются «линейными бассейнами стока», поскольку довольно часто соответствуют объему элементарного бассейна стока [207]. Параметры сквозных таликов в основном соответствуют масштабу рек. Широкие таликовые зоны (линейные бассейны стока), где их ширина достигает 2–5 км, выявляются в долинах рек Сугой и Гижига. Обычно же они имеют ширину десятки – первые сотни метров и не выражаются в масштабе схемы.

Помимо бассейнов линейного стока на площади листа имеются артезианские бассейны неотектонических впадин, выполненных в основном кайнозойскими отложениями, верхним водоупором для них служит толща ММП.

Гидрогеологическое районирование

Согласно Перечню бассейнов подземных вод для ведения Государственного водного кадастра [161], территория листа находится в области сочленения крупных Верхояно-Чукотско-Сихотэ-Алинско-Борщовочной и Корьякско-Камчатско-Курильско-Сахалинской систем бассейнов подземных вод и охватывает их приграничные части. В составе первой из названных систем в границах листа располагается восточный фланг Горно-Якутской провинции с Колымо-Омолонской (I₁), Яно-Колымской (I₂) подпровинциями (областями) и сегмент Чукотско-Охотской провинции с Охотской (Ш₁) подпровинцией (областью). Вторая система бассейнов подземных вод представлена южным окончанием Корьякской провинции с Тылхойско-Тайгоносской (Ш₁) подпровинцией (областью) и небольшим фрагментом Камчатской провинции с Кинкильской (IV₁) подпровинцией (областью).

Границы выделенных гидрогеологических подпровинций (областей) проводятся по смене типов разновозрастных водовмещающих геологических тел, часто имеют тектонический характер и в целом соответствуют разделам основных геологических структур. Наиболее распространены пластово-блоковый и жильно-блоковый типы гидрогеологических структур, в которых сла-

быводопроницаемые блоки разделяются водопроницаемыми и слабоводопроницаемыми зонами разломов. Воды в большинстве своем слабо минерализованные, их минерализация обычно устанавливается в пределах 0,1–3 г/дм³.

На площади всех перечисленных структур распространены четвертичные образования различных генетических типов. В большинстве случаев мощность их невелика (5–15 м), они бывают полностью проморожены. Практическое значение имеет водоносность аллювиальных, ледниковых и других грубообломочных отложений на площадях прерывистого развития многолетнемерзлых пород или в таликовых зонах. Их коэффициент фильтрации может составлять единицы–сотни метров в сутки, а удельный дебит скважин – десятки литров в секунду. Повсеместно распространены также небольшие и более крупные (площадью до 1000 км²) интрузивные массивы. В них так же, как и в основных бассейнах, развиты трещинные и трещинно-жильные воды. Характерна высокая обводненность массивов в долинах рек при отсутствии или прерывистости мерзлых пород и низкая – на водоразделах и площадях развития ММП.

Колымо-Омолонская (Омолонская) гидрогеологическая область (Г₁), представленная на территории листа своим южным окончанием, характеризуется распространением сплошной многолетней мерзлоты мощностью до 300 м и развитием пластово-блоковых (жильно-блоковых) подмерзлотных и таликовых вод. Наиболее распространены водоносные таликовые, таликово-подмерзлотные и подмерзлотные зоны трещиноватости с гидрокарбонатными кальциевыми и сульфатными натриевыми водами с минерализацией от 50 до 300 мг/дм³. Нормальный гидрогеохимический фон по содержанию суммы металлов 2–5 мг/дм³.

Подмерзлотные водоносные зоны трещиноватости развиты как в подошве мерзлоты, так в сквозных таликах. Кровля их на глубине 130 м в подмерзлотной зоне и на 60 м в сквозных таликах. Подмерзлотные воды изучены на месторождении Кубака при проходке скважин до 250 м. Мощность толщи ММП составила 116–129 м. Глубина установившихся уровней – 10–29 м. Высота напора – 80–140 м. Величина удельных дебитов – от 0,006 до 0,03 л/с, водопроводимость – 1–5 м²/сут. По химическому составу воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,2–0,3 г/дм³. Содержание железа – 0,05 г/дм³, рН 7.

Различаются две основные, распространенные по всей области, водоносные зоны трещиноватости: девонско-раннекаменноугольная и пермско-юрская.

Девонско-раннекаменноугольная зона трещиноватости (D-C₁) в основном среди вулканогенных и терригенно-вулканогенных толщ характеризуется распространением водоносных зон трещиноватости в надмерзлотных и сквозных таликах. По химическому составу воды гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,05–0,15 г/дм³ [75].

Пермско-юрская (P-J) или среднекаменноугольно-юрская (C₂-J) зона трещиноватости приурочена преимущественно к терригенным, частично карбонатно-терригенным толщам. Обводненность пород определяется их трещиноватостью и, в отдельных горизонтах, пористостью. Надмерзлотные воды таликовых зон трещиноватости и воды сезонно-талого слоя образуют выходы в ви-

де пластовых источников с дебитом 0,1–1,5 л/с. Воды преимущественно гидрокарбонатные, смешанные по катионам с минерализацией 0,03–0,13 г/дм³.

В западной части области выделяется южное окончание, распространенной в основном на территории смежного с севера листа, Конгинской группы бассейнов криогенных пластово-блоковых вод (сезонно-талого слоя и таликов) [Перечень, 1988]. Она, предположительно, может рассматриваться и в качестве бассейна порово-пластовых и трещинно-пластовых артезианских вод (I₁). Нижняя часть развитой здесь меловой терригенно-вулканогенной конгинской свиты, вероятно, отличается существенной водопроницаемостью и может вмещать подмерзлотные артезианские воды.

Яно-Колымская гидрогеологическая область (I₂) пластово-блоковых (жильно-блоковых и пластовых) подмерзлотных и таликовых вод представлена своим юго-восточным флангом. Региональным базисом дренирования области на западе территории служит р. Сугой, приток р. Колыма. Бассейны трещинных и трещинно-жильных вод здесь приурочены преимущественно к зонам трещиноватости в мезозойских осадочных толщах верхоянского комплекса, сложенных аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В подмерзлотных условиях водопроницаемость крайне низкая, коэффициент фильтрации – сотысячные–тысячные доли м/сут, водопроницаемость сотые–десятые доли м²/сут. Минерализация вод слабая, колеблется в пределах 0,1–0,5 г/дм³. Максимальной продуктивностью характеризуются бассейны вод в сквозных таликах, выявляющихся в долинах крупных водотоков. Ширина сквозных таликовых зон в долинах рек изменяется здесь от первых сотен метров до 2–5 км, наиболее значительная из них выявляется в долине р. Сугой. В таликах до глубины 100–180 м коэффициент фильтрации водоносных пород составляет, десятые доли – единицы метров в сутки, водопроницаемость десятки–сотни м²/сут. В крупных долинах и впадинах при наличии в водотоках выше по потоку подземных вод водопоглощающих таликов, обуславливающих достаточно активный подземный сток, под ММП отмечаются довольно обильные водоносные зоны (в интервале глубин 20–60 м) трещинного типа проницаемости с удельным дебитом скважин до 0,5 л/с, водопроницаемостью 20–100 м²/сут.

В границы листа входит небольшая восточная часть расположенного в Яно-Колымской области Омсукчанского артезианского бассейна, а также Верхне-Сугойский и Гижигинский артезианские бассейны.

Омсукчанский криогенный артезианский бассейн подмерзлотных вод (I₂) приурочен к нижнемеловым песчано-глинистым толщам. Областью питания следует считать Охотско-Колымский водораздел, где происходит инфильтрация поверхностных вод по сквозным таликам, вода может также поступать из водоносных триасовых отложений фундамента. Дренируется бассейн Сугоем. На площади бассейна развита сплошная мерзлая зона, на отдельных участках она прерывается сквозными таликами. Подмерзлотные воды вскрыты рядом скважин на глубинах от 80 до 130 м, соответствующих мощности ММП. Во всех случаях воды оказались напорными, абс. отм. статических уровней – от 730 до 644 м. Водоносность пород низкая, приток по скважинам не превышает 9 л/с при понижении до 46 м. Температура подземных вод не более 1,2 °С.

Химический состав воды в районе пос. Галимый гидрокарбонатный натриевый с минерализацией до 1,9 г/дм³ [55].

Верхне-Сугойский и Гижигинский артезианские бассейны расположены в кайнозойских слаболитифицированных толщах.

Верхне-Сугойский бассейн (I₂²) приурочен к одноименной неотектонической впадине сложен неогеновыми суглинисто-песчаными отложениями и плейстоценовыми флювиально-гляциальными песчано-галечными осадками. В гидрогеологическом отношении бассейн не изучен. Подмерзлотные преимущественно порово-пластовые воды приурочены к основанию выполения впадины, дренируется бассейн р. Сугой.

Гижигинский артезианский бассейн (I₂³) сложен в основном палеогеновыми и неогеновыми галечно-песчаными отложениями, они подстилаются вулканогенными образованиями, а сверху перекрываются плейстоценовыми осадками. Питание подземных вод бассейна осуществляется путем инфильтрации вод через сквозные талики под руслами рек, а также через подозерные талики. Разгрузка подмерзлотных вод происходит в море или в русла нижних течений рек Гижига и Авекова. В бассейне наряду с порово-пластовыми водами распространены и трещинно-пластовые. Воды напорные, высота подъема воды в зависимости от геоморфологического положения скважин изменяется от 29 до 45 м. Статический уровень подмерзлотных вод в 2 км от берега моря – около 9 м.

Водоносными являются пласты галечников и песков, а водоупорами для них – пласты глинистых пород, водоносность пород невысокая. Дебит скв. 139 составил при понижении 19,2 м всего 1,1 л/с. Удельный дебит 0,0057 л/с, рассчитанный коэффициент фильтрации – 0,6 м/сут. Температура подмерзлотных вод не превышает 1 °С. Минерализация – 3,2–6,5 г/дм³ и в конце летнего периода снижается до 0,4 г/дм³. Химический состав гидрокарбонатно-сульфатный, преимущественно натриевый. Водоносный горизонт, приуроченный к палеогеновой авековской свите, вскрыт в районе пос. Бол. Чайбуха на глубине 30–50 м, напор воды составил 21–53 м. Мощность обводненных пород – 2–7 м, пьезометрический уровень установлен на глубине 0,3–3 м от дневной поверхности. Дебит при откачке составляет 5,7 л/с при понижении уровня на 19,8 м. По химическому составу воды хлоридные натриево-магниевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией 1,2–6,5 г/дм³ [102].

Охотская гидрогеологическая область (II₁) жильно-блоковых, покрово-потоковых подмерзлотных и таликовых напорных вод протягивается через территорию листа в северо-восточном направлении. Бассейны трещинных и трещинно-жильных вод развиты здесь преимущественно в меловых эффузивах кислого, среднего и основного состава, среди которых присутствуют покровы и вулканогенно-осадочные толщи. Распространены источники нисходящего типа, обычно приуроченные к пересечениям долин, разломами. Дебиты источников – 10–15 л/с. Вода в источниках пресная, по минерализации и химическому составу почти не отличается от поверхностных вод. Как правило, это хлоридно-гидрокарбонатные натриевые или кальциевые воды. В долинах рек со сквозными таликами до глубины 80–160 м коэффициенты фильтрации водоносных пород составляют десятки доли – единицы, реже

десятки м/сут, водопроницаемость – десятки–сотни м²/сут, удельный дебит скважин, пройденных на смежной с запада площади, от десятых долей до 5 л/с. На водоразделах и в долинах, при отсутствии сквозных таликов коэффициент фильтрации водоносных пород варьирует от сотых до тысячных долей м/сут, водопроницаемость – от сотых долей до единиц м²/сут. При этом основная водоносность на площади развития ММП приурочена непосредственно к подмерзлотной зоне дезинтеграции пород, расположенной в 10–50 м ниже мерзлоты. Здесь широко развиты наледы.

В пределах области различаются зоны развития как сплошной (90 % площади), так и прерывистой мерзлоты (до 10 %). Зона прерывистой и островной мерзлоты протягивается вдоль побережья Охотского моря. Область характеризуется широким распространением таликовых зон, коэффициент таликовости характеризуется максимальной для Магаданской области величиной – 0,3. Охотская гидрогеологическая область занимает ведущее положение по наличию термоминеральных источников подземных вод, приуроченных, как правило, к разрывным нарушениям в гранитных интрузивах; они показаны на гидрогеологической схеме.

Тылхойско-Тайгоноская (Тайгоноская) гидрогеологическая область (Ш₁) жильно-блоковых подмерзлотных вод расположена на юго-востоке территории листа, она представлена Тайгоносской группой бассейнов коровых вод (сезонно-талого слоя и таликов). Краевые части области вдоль побережья Охотского моря относятся к зоне прерывистой мерзлоты, центральная часть п-ова Тайгонос характеризуется сплошной мерзлотой мощностью до 200–300 м. Основные бассейны подземных вод области связаны с (пермско-триасово-юрскими вулканогенно-терригенными толщами, слабо изученными в гидрогеологическом отношении. В большинстве источников, приуроченных к зонам трещиноватости юрских вулканогенных образований, вода мало минерализована, сухой остаток не превышает 100 мг/дм³, состав хлоридно-гидрокарбонатный кальциево- или магниевонариевый.

Подземные воды на площади представлены надмерзлотными водами сезонно-талого слоя и таликовыми водами зон трещиноватости. Значительные по площади выходы докембрийских метаморфических пород и гранитоидных массивов включают воды мерзлотно-таликовых зон трещиноватости. На побережье Гижигинской губы известны круглогодичные источники, приуроченные к зонам дробления метаморфических пород архей. Источники выходят в уступе морской террасы, выходы воды сосредоточенные, дебит отдельных источников – около 0,1 л/с, температура – 4–5 °С. В краевых частях области известны два минеральных источника, представляющие, по-видимому, выходы по зонам разломов подмерзлотных вод. Чайбухинский источник сульфатных железистых (1400 мг/дм³) вод с минерализацией 10 г/дм³, дебитом 0,5 л/с, температурой 4,8 °С, рН 2,2; Тайгоносский источник хлоридно-сульфатных кальциево-натриево-алюминиевых вод с минерализацией 6,2 г/дм³ (содержание алюминия 250 мг/дм³), дебитом 1,5 л/с, температурой 2 °С, рН 2,8 [55].

Предположительно выделяются небольшие по площади Вискичунский и Имповеемский артезианские бассейны.

Вискичунский криогенный артезианский бассейн ($Ш_1^1$) приурочен к впадине, сложенной нижнемеловой вулканогенно-терригенной рябинкинской свитой. Нижняя часть свиты имеет существенно терригенный состав и может содержать порово-пластовые и трещинно-пластовые подмерзлотные воды. Водоупором может служить верхнерябинкинская подсвита, сложенная массивными покровами андезитов, в ее пределах распространены надмерзлотные воды сезонно-талого слоя и таликовых зон трещиноватости. К сезонно-талому слою приурочены источники нисходящего типа с дебитом 0,3–0,5 л/с.

Имповеемский криогенный артезианский бассейн ($Ш_1^2$) образован песчано-алевритовыми неогеновыми отложениями, основание которых выходит за пределы мощности ММП. В гидрогеологическом отношении бассейн не изучен. Мощность криогенного водоупора составляет порядка 50–120 м. Водоносные горизонты порово-пластовых и пластово-поровых вод, вероятно, имеют невысокую водопроницаемость и низкую водопроводимость. В зоне свободного водообмена, на площади отсутствия ММП (под долинами водотоков) могли сформироваться бассейны трещинных вод.

Кинкильская гидрогеологическая область (IV_1) пластово-блоковых (блоково-пластовых) вод занимает небольшой участок на крайнем юго-востоке территории листа, входит в зону прерывистой мерзлоты. В составе области выделяется сложная система гидрогеологических массивов, характеризующихся развитием водоносных зон трещиноватости в мел-палеогеновых вулканогенных, терригенно-вулканогенных и терригенных толщах, в терригенных толщах могут содержаться и трещинно-пластовые скопления вод. Для водоносных зон трещиноватости характерные дебиты составляют до 3–5 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные и хлоридно-карбонатные с пестрым катионным составом. Минерализация – от 0,06 до 0,3 г/дм³, а на участках гидротермально измененных пород – до 0,4 г/дм³ [65].

По условиям формирования подземных вод и характеру водообмена гидрогеологический разрез на основной территории листа представляет собой одноэтажное строение. Роль верхнего регионального водоупора принадлежит толще ММП, покрывающих 75–95 % площади территории листа. Остальная часть территории приходится на область развития таликовых зон, приуроченных к долинам водотоков.

Общая характеристика всех выделенных кайнозойских и мезозойских артезианских бассейнов сводится к следующему: в геоморфологическом плане они представляют собой равнины; в структурном отношении являются рифтогенными впадинами; в гидрогеологическом плане являются подмерзлотными артезианскими бассейнами порово-пластовых и пластово-трещинных вод с замороженным чехлом до 200–400 м; характеризуются преимущественно затрудненной связью с атмосферой и напорно-восходящей фильтрацией, метеогенным генезисом и слабым характером дренированности.

Гидрогеологические подразделения

При взаимодействии различных природных и геологических факторов сложилось пять генетических групп водоносных образований:

1) рыхлые отложения четвертичного возраста с порово-пластовой водопроницаемостью, сформированной в основном в процессе седиментогенеза;

2) слабоуплотненные и рыхлые кайнозойские отложения в зоне активного водообмена с порово-пластовым, пластово-поровым, трещинным и трещинно-жильным типами водопроницаемости, сформированной процессами седиментогенеза и гипергенеза;

3) уплотненные кайнозойские отложения в зоне затрудненного водообмена с остаточной порово-пластовой, пластово-поровой, а также микротрещинной и локально-трещинной проницаемостью, сформировавшейся в ходе диagenеза и тектонических процессов;

4) литифицированные разновозрастные осадочные, метаморфические и магматические породы в зоне затрудненного водообмена с региональной микротрещинной и локально-трещинной (по тектоническим разломам) водопроницаемостью, сформированной процессами метагенеза, катагенеза, тектогенеза;

5) те же породы, но в зоне свободного водообмена, характеризующиеся трещинной и трещинно-жильной водопроницаемостью (в различных комбинациях), сформированной преимущественно гипергенными процессами.

Подземные воды территории листа относятся в основном к надмерзлотному и подмерзлотному типам, имеются, вероятно, и межмерзлотные воды, но их выделение требует более детального изучения гидрогеологической обстановки.

Надмерзлотные воды разделяются на воды сезонно-талого слоя и воды надмерзлотных таликов.

Воды сезонно-талого слоя образуют сезонно-водоносные горизонты в четвертичных образованиях различного генезиса. Это верхняя часть аллювиальных, ледниковых, водно-ледниковых отложений в днищах речных долин, щебнисто-супесчаных отложений на пологих склонах водоразделов. Наиболее распространены сезонно-водоносные гравийно(валунно)-галечниковые, щебнисто(дресвяно)-глыбовые отложения с песчаным, супесчаным, суглинистым заполнителем. Их мощность изменяется от 10–20 см до 3–5 м. По химическому составу воды этих горизонтов близки к поверхностным и относятся к гидрокарбонатным, хлоридно-гидрокарбонатным, иногда сульфатно-гидрокарбонатным кальциевым, кальциево-натриевым типам с минерализацией 0,02–0,1 мг/дм³, общей жесткостью 0,04–1,5 мг-экв/л, pH 6–8. Воды сезонно-талого слоя распространены повсеместно, в летнее время образуют нисходящие источники, питают поверхностные воды, осложняют строительство технических сооружений.

Воды надмерзлотных подрусловых таликов в зоне сплошной мерзлоты составляют особые гидрокриогенные структуры, генетически связанные с действующими водотоками, распространены в основании рыхлых четвертичных отложений. Их параметры и естественный расход воды увеличиваются от среднегорья к низкогорным ландшафтам. В низкогорных районах подрусловые талики при мощности 15–20 м, реже до 40 м имеют ширину 80–500 м, естественный расход достигает 25 л/с. В пределах низменностей ширина таликов возрастает до 1250 м, а расход до 100–130 л/с. Общая минерализация колеблется в широких пределах (0,04–0,82 г/дм³) при преимущественном гид-

рокарбонатно-сульфатно-кальциевом составе. Формирование их химического состава зависит от водообмена с другими типами подземных вод [186].

Плейстоценовые водоносные таликовые горизонты в аллювиальных, пролювиально-делювиальных и ледниковых (водно-ледниковых) отложениях (Q). Водоносный горизонт в аллювиальных отложениях встречается в русловой и пойменной частях речных долин. Его мощность колеблется в пределах 5–50 м (обычно 10–30 м); ширина чаще всего не превышает 100–300 м. Подстилается горизонт либо криогенным водоупором, либо дочетвертичными водоносными образованиями, с которыми имеет гидравлическую связь. Воды порово-пластовые, преимущественно безнапорные. По химическому составу воды обычно гидрокарбонатные, хлоридно(сульфатно)-гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые с минерализацией 0,05–0,15 г/дм³. Общая жесткость 0,3–0,7 мг-экв/л, рН 6–8.

Водоносный таликовый горизонт в современных аллювиальных галечниково-гравийных отложениях с песчано-глинистым заполнителем вскрыт скважинами в долинах р. Мал. Авлондя и руч. Кубака в Омолонской гидрогеологической области. Он располагается первым от поверхности и подстилается либо таликовой зоной трещиноватости, либо криогенным водоупором. Мощность горизонта – от 5–10 до 25 м (в долине р. Мал. Авлондя). Глубина положения уровня вод – 2,2–4,8 м. Воды порово-пластовые безнапорные, в зимнее время при промерзании верхнего слоя приобретают напор до 0,5–1,5 м. В долине р. Мал. Авлондя водоносный горизонт отличается водообильностью: удельный дебит скважин 1,6–6,7 л/с, водопроницаемость 400–1215 м²/сут, коэффициент урвнепроходимости 8×10^5 в сут. По химическому составу воды гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,06–0,13 г/дм³, содержание железа общего – 0,05 г/дм³, фтора – 0,14 г/дм³. Жесткость воды – 0,9–1,8 ммоль/л, рН 7,5–7,8 [75].

Водоносный горизонт в четвертичных пролювиально-делювиальных, ледниковых (водно-ледниковых) отложениях приурочен к валунно-галечным и галечно-гравийным отложениям с супесчаным заполнителем. Мощность горизонта изменяется от 10–30 м в подмерзлотной зоне и до 60–100 м в таликах. Воды порово-пластовые, напорные в подмерзлотной зоне и безнапорные в таликах; залегают соответственно на глубинах 10–70 и 0,5–50 м. Уровни напорных вод устанавливаются на 10–50 м от поверхности. Водообильность горизонта – 0,03–9,4 л/с, водопроницаемость – 5–1450 м²/сут, расходы источников – 1,5–10 л/с. По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией 0,1–1,0 г/дм³, общая жесткость – 0,3–3,8 мг-экв/л, рН 6,5–8. В бактериологическом отношении воды здоровые (коли-индекс менее 3) и отвечают требованиям ГОСТа «Вода питьевая». Температура зависит от времени года: от 0,2 до 3,0 °С.

Водоносный горизонт аллювиально-морских гравийно-галечниковых с супесчаным заполнителем отложений выделяется вдоль морского берега вблизи устьев впадающих в море рек (из-за малых площадных размеров на схеме не показан). Гидрогеологические сведения о горизонте имеются для устьев рек Армань и Дукча западнее территории листа. Мощность горизонта здесь от 3 до 20 м, по-видимому, может быть и значительно больше. Воды порово-

пластовые безнапорные, находятся на глубине от 0,2 до 5 м, зависят от приливно-отливных колебаний уровня моря. Водообильность горизонта – 0,5–2 л/с, водопроницаемость – 10–150 м²/сут, коэффициент фильтрации – 0,2–20 м/сут. Химический состав вод меняется от гидрокарбонатного кальциево-натриевого (в удалении от моря) до гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого (в условиях влияния моря) с минерализацией соответственно от 0,1–0,5 до 5–10 г/дм³. Общая жесткость – 0,4–8 мг-экв/л, pH 6–7,5 [62].

Кайнозойские (палеоген-неогеновые) водоносные комплексы (КЗ) приурочены в основном к рифтогенным впадинам (Верхне-Сугойская, Гижигинская, Имповеемская), детально изучены западнее территории листа, например, в Сеймчано-Буундинской впадине. Водовмещающими являются палеогеновые и неогеновые терригенные угленосные и четвертичные галечниково-гравийные отложения мощностью до 500–600 м. В рыхлых и слабоуплотненных отложениях под толщей ММП воды в основном порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые. Эта часть разреза характеризуется высокими показателями водоносности (дебит – 0,5–5 л/с, водопроницаемость – 100–1000 м²/сут, коэффициент фильтрации – 0,1–2 м/сут). Литифицированные породы, залегающие в основании впадин, вмещают трещинные и трещинно-жильные воды зоны гипергенеза с дебитом 0,3–4,0 л/с, водопроницаемостью 50–600 м²/сут и коэффициентом фильтрации – 0,2–9 м/сут. Поровая водопроницаемость этой части разреза имеет резко подчиненное значение. Глубже, в зоне затрудненного водообмена, водопроницаемость пород очень слабая, микротрещинная и локально-трещинная (по тектоническим нарушениям). Ресурсы артезианских вод этих комплексов составляют десятки тысяч кубических метров в сутки. По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые с минерализацией 0,07–0,4 г/дм³. Общая жесткость – 0,3–5,6 мг-экв/л, pH 7,4–8,2, обычно характерно присутствие сероводорода (до 3 мг/дм³). По химическим и санитарным показателям воды отвечают ГОСТу «Вода питьевая», отклонения бывают по содержанию железа (до 4–6 мг/дм³). Температура – 0,1–2,5 °С, на глубинах – от 200–250 м до 6–7,5 °С [62].

Широко распространены на территории листа воды зон трещиноватости, некоторые различия в характеристике этих вод связаны с размещением их в тех или иных породных комплексах.

Подземные трещинно-грунтовые и трещинно-жильные воды среди эоценовых терригенно-вулканогенных образований (Р). Питание подземных вод осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, разгрузка происходит по контакту с подстилающими породами и в зонах тектонических нарушений. В пределах базальтовых покровов кытыймской свиты надмерзлотные воды проявлены источниками с преобладающими дебитами 0,1–0,5 л/с (редко больше), минерализация – 50–130 мг/дм³. Трещинные воды вскрыты скважинами в районе пос. Чайбуха на глубине от 16 до 43 м. Воды напорные, высота подъема воды – до 30 м. По данным откачек, минимальный дебит – 0,2 л/с при понижении до 14 м, коэффициент фильтрации – 1,3–1,4 м/сут. По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией 0,3–0,5 г/дм³. Содержание хлор-иона – 161,3 мг/дм³, сульфат-иона – 91 мг/дм³, кальция и магния – по

24,7 мг/дм³. Спектральным анализом сухого остатка выявлено содержание (%): P – 0,005, Ti – 0,002–0,004, V – 0,002–0,003, Ni – 0,001–0,002, Cu – 0,004–0,006, Li – 0,001–0,002, Cd – 0,005–0,006; Ag – 0,1–0,2 г/т [55, 62].

Водоносные, чаще таликовые, таликово-подмерзлотные и относительно водоносные подмерзлотные зоны трещиноватости ранне-позднемиловых терригенно-вулканогенных образований (К₁₋₂) распространены в основном в пределах ОЧВП (Охотская гидрогеологическая область), иногда в небольших вулканических полях. Большое количество открытых трещин и благоприятные условия питания, стока и разгрузки обуславливают развитие в эффузивных породах вод трещинного и трещинно-жильного типа. Таликовые водоносные зоны залегают в днищах речных долин под аллювиальными отложениями в интервале глубин от 3–50 до 120–150 м, где соприкасаются с относительно водоносными зонами. Их обводненность: дебит – 0,1–5,0 л/с, водопроницаемость 10–800 м²/сут, коэффициент фильтрации – 0,1–7 м/сут. Таликово-подмерзлотные водоносные зоны мощностью 10–100 м, располагаясь в днищах речных долин ниже подошвы ММП, имеют: дебит 0,05–1 л/с, водопроницаемость 5–60 м²/сут, коэффициент фильтрации 0,03–2 м/сут. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные, хлоридно(сульфатно)-гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые. Минерализация 0,04–0,15 г/дм³, общая жесткость 0,4–1,6 мг-экв/л, рН 6,4–8. По химическому составу (исключение может составлять содержание железа) и бактериологическим показателям отвечают ГОСТу 2874-82 «Вода питьевая».

Подмерзлотные относительно водоносные зоны, как и зоны замедленного водообмена площадей островного развития ММП, характеризуются локально-трещинной и микротрещинной водопроницаемостью. Их параметры: дебит – 0,03–0,0005 л/с, водопроницаемость – 0,004–7 м²/сут, коэффициент фильтрации – 0,05 м/сут. Химический состав вод хлоридно-гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный, сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый, кальциево-натриевый, натриево-магниевый; минерализация обычно – 0,2–1,5 г/дм³; общая жесткость – 0,7–1,7 мг-экв/л; рН = 6,8–8. Температура вод до глубины 300 м составляет 0,2–1 °С [62].

Для Охотско-Чукотской гидрогеологической области характерно распространение источников подземных вод. Источники локально-трещинных вод обычно приурочены к пересечениям речными долинами разрывных нарушений, в зимний период они питают большое количество наледей. Некоторые из наледей достигают протяженности в 2–5 км и не растаивают даже летом.

Особое положение локально водоносных зон трещиноватости занимают зоны тектонических нарушений, выводящие к поверхности минерализованные воды, которые проявляются источниками термальных минеральных вод. Существующие в настоящее время термоминеральные источники связаны с реликтовыми вулканическими термоаномалиями, сохранившимися после затухания вулканических процессов в ОЧВП [186]. Источники характеризуются инфильтрационным типом вод и объединяются в единую провинцию азотных термоминеральных вод.

Таватумский источник представлен несколькими группами отдельных источников, некоторые из них вскрыты разведочными скважинами на глубине

125–150 м. Суммарный дебит источников – 16–19 г/л. Дебит скважин при самоизливе – 5,5–8,7 л/с. Статический уровень в скважинах устанавливается на 6–10 м выше поверхности земли. Воды хлоридные кальциево-натриевые кремнистые (40–80 мг/дм³) минерализованные, с температурой 50–59 °С, рН 8,4. Минерализация – 15–16 г/дм³, основная часть приходится на хлористый кальций и хлористый калий, кроме того, в воде источника в коллоидном состоянии находится кремневая кислота (до 65 мг/дм³), а также присутствует азот, что усиливает бальнеологические свойства воды. Источник представляет собой среднее месторождение вод, балансовые запасы по сумме категорий – 0,135 тыс. м³/сут.

Наяханский термоминеральный источник, источники Хиим, Березовый и Широкинский) приурочены к сериям трещин в гранитах. Их дебит – 0,25–20 л/с, температура – 22–58 °С, рН 4,5–7,5; химический состав сульфатно-гидрокарбонатный калиево-натриевый (Наяханский, Хиим) и хлоридный кальциево-натриевый (Березовый, Широкинский). Минерализация – 0,4–3,6 г/дм³, отмечаются повышенные концентрации Al, Be, Co, As. По степени минерализации и химическому составу воды близки к водам известных западнее территории Тальского и Мотыклейского источников, представляют бальнеологический интерес [190].

Водоносные таликовые и относительно водоносные подмерзлотные зоны трещиноватости (их комплексы) в терригенных триасово-юрских отложениях (Т-Ј) характерны для запада территории листа (Яно-Колымская гидрогеологическая область). Зоны трещиноватости сформированы в условиях свободного водообмена, прерывисты, скважинами вскрываются от одной до пяти-семи элементарных водопроницаемых зон, перемежающихся с участками водоупорных пород. Водопроницаемые зоны связаны в гидравлически единые водоносные зоны трещиноватости, не считающиеся с литологическими границами. Они размещены в днищах речных долин, имеют ширину от 100–300 м до 5–7 км. Их мощность – от 60–200 м в таликах до 10–50 м под толщей ММП. В таликах для водоносных зон характерно: дебит 0,1–6,3 л/с, водопроницаемость – 10–770 м²/сут, коэффициент фильтрации – 0,1–15 м/сут; под толщей мерзлоты: дебит 0,03–0,77 л/с, водопроницаемость – 4–80 м²/сут, коэффициент фильтрации – 0,2–4 м/сут. Ресурсы вод значительны, они иногда используются для хозяйственного и питьевого водоснабжения [62].

Водоносные мерзлотно-таликовые зоны трещиноватости в пермско-юрских терригенных, реже карбонатно-терригенных отложениях (Р-Ј) распространены на западе Омолонского массива, в Гижигинской зоне и в центральной части Тайгоносского полуострова. Изучены недостаточно. Обводненность пород определяется их трещиноватостью, интенсивностью морозобойных процессов, мощностью сезонно-талого слоя. На участках развития пермских известняков возможно присутствие трещинно-карстовых вод. Разгрузка подземных вод осуществляется в виде пластовых источников с дебитом 0,1–1,5 л/с. По анионному составу воды преимущественно гидрокарбонатные, смешанные по катионам, минерализация – 0,03–0,13 г/дм³ [77].

Водоносные зоны трещиноватости в среднекаменноугольно-юрских, в основном терригенных отложениях (С₂-Ј) отмечаются на востоке Омолонского массива. Изучены слабо. Мощность зон – 60–200 м, глубина кровли

от поверхности земли – 0–25 м. Воды напорные, удельный дебит – 0,1–6,3 л/с, водопроводимость – 10–770 м²/сут, сведений о минерализации и химическом составе вод нет [75].

Водоносные зоны трещиноватости в сквозных и надмерзлотных таликах среди девонско-раннекаменноугольных терригенно-вулканогенных образований (D-C₁) присутствуют в основном в Омолонской области. Ширина зон – 0,1–1 км, мощность – 60–110 м. Кровля залегает на глубине 8–23 м, глубина установившегося уровня 0,6–12,4 м, величина напора 5–25 м. Воды характеризуются значимыми параметрами: дебит скважин – от 0,1 до 6 л/с, водопроводимость – 50–550 м²/сут. По химическому составу воды гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, минерализация – 0,1–0,15 г/дм³. Водоносная зона трещиноватости в среднепалезойских вулканогенных породах используется для водоснабжения рудника «Кубака». Ресурсы водоносной зоны руч. Кубака составили 1210 м³/сут, естественные запасы 620 м³/сут. Использование воды в 1999 г. составило 384 м³/сут, в т. ч. для питьевых нужд 69 м³/сут и для технических 315 м³/сут [75].

Водоносные таликовые, таликово-подмерзлотные и локально-водоносные зоны трещиноватости докембрийских гнейсов и кристаллических сланцев (AR) распространены в Омолонской области, имеются также в Яно-Колымской и Тылхойско-Тайгоносской (Тайгоносской) гидрогеологических областях. Надмерзлотные воды деятельного слоя составляют основную часть подземного стока. Разгрузка вод происходит в средних и нижних частях склонов речных долин. Дебит источников 0,05–1,3 л/с. Преобладает хлоридно-гидрокарбонатный тип воды, минерализация не превышает 0,05 г/дм³. Гидрогеологическая изученность зон трещиноватости слабая. Имеется единственная скважина в районе пос. Гижига, вскрывшая на глубине 27 м трещинно-жильные воды докембрийских кристаллических сланцев в сквозном талике руч. Ветренный. Удельный дебит зоны трещиноватости – 0,3 л/с, водопроводимость – 50 м²/сут, коэффициент фильтрации 5 м/сут. В связи с морским засолением воды хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией 9 г/дм³ [62].

Водоносные таликовые и относительно водоносные подмерзлотные воды трещиноватости разновозрастных интрузивных пород преимущественно гранитоидного состава слагают массивы площадью до нескольких сотен квадратных километров. В них выделяются зоны микротрещинных и трещинно-жильных вод затрудненного водообмена и наложенные бассейны трещинных и трещинно-жильных слабонапорных вод зоны свободного водообмена. Распространены надмерзлотные воды деятельного слоя и надмерзлотных и сквозных таликов в зонах разломов. Массивы характеризуются удельными дебитами не выше десятых-сотых долей литра в секунду и водопроводимостью до первых единиц метров квадратных в сутки. Воды пресные, преимущественно хлоридно-гидрокарбонатного состава с минерализацией до 0,15 г/дм³.

Относительно водоносные зоны, расположенные ниже ММП, или водоносные зоны, сформированные в области замедленного водообмена, характеризуются очень слабой микротрещинной и локально-трещинной проницаемостью. Показатели их водоносности: дебит – 0,0002–0,01 л/с, водопроводи-

мость – 0,01–0,5 м²/сут, коэффициент фильтрации – 0,0002–0,05 м/сут. Наиболее обводнены породы непосредственно ниже подошвы ММП, в интервале мощностью 10–30 м. В остальной части подмерзлотной зоны преобладают безводные и слабоводоносные породы. Химический состав этих вод быстро меняется от сульфатно-гидрокарбонатного натриевого до сульфатного и сульфатно-хлоридного магниевонариевого, минерализация – от 0,3–0,8 до 4–5 г/дм³. Характерно, что по мере приближения к водоносной зоне доля гидрокарбонатов растет, а минерализация падает. Воды, как правило, по количественным, а иногда и по качественным показателям бесперспективны для хозяйственно-питьевого использования [284].

Таликовые водоносные зоны, как и водоносные зоны в районах островного развития ММП, распространены обычно под водоносными горизонтами аллювиальных рыхлых отложений, на глубинах от 5–30 до 40–100 м, переходя глубже в относительно водоносные зоны. Воды трещинно-жильные и трещинные слабонапорные, их уровни устанавливаются на глубинах 0,55 м. Водообильность пород изменчива: дебит – 0,03–5 л/с, водопроницаемость – 5–400 м²/сут, коэффициент фильтрации – 0,1–5 м/сут. Химический состав вод гидрокарбонатный, хлоридно(сульфатно)-гидрокарбонатный магниевонариево-кальциевый, натриево-кальциевый или кальциевонариево-натриево-кальциевый; минерализация – 0,03–0,2 г/дм³; общая жесткость – 0,1–1 мг-экв/л; рН 6,3–8. Температура – 0,5–5 °С.

Подмерзлотные локально водоносные зоны, как и зоны замедленного водообмена в провинции островного развития ММП, залегают на глубине 100–500 м и характеризуются слабой локально-трещинной и микротрещинной проницаемостью, наиболее заметно проявляющейся в верхнем 10–20-метровом интервале. Водообильность: дебит – 0,0001–0,03 л/с, водопроницаемость – 0,01–5 м²/сут, коэффициент фильтрации – 0,0002–0,1 м/сут. Воды хлоридно(сульфатно)-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые и натриево-магниевые с минерализацией от 0,2 г/дм³ (у границы с зоной свободного водообмена) до 2–3 г/дм³ и более [62].

Вероятно, с зонами тектонических нарушений в провинции островного развития ММП связаны Чайбухинский и Тайгоносский источники минерализованных подземных вод на западном берегу п-ова Тайгонос. Чайбухинский источник имеет сульфатные, железистые (1400 мг/л) воды с минерализацией 10 г/дм³, дебитом 0,5 л/с и температурой 4,8 °С. Тайгоносский источник образован хлоридно-сульфатными кальциевонариево-алюминиевыми водами с минерализацией 6,2 г/дм³, дебитом 1,5 л/с и температурой 2 °С.

Основные закономерности формирования подземных вод

Условия формирования и циркуляции подземных вод определяются климатическими и геоморфологическими особенностями территории, физическими свойствами пород (их литификацией, дислоцированностью, пористостью, трещиноватостью). Важнейшее значение имеет криогенный фактор, мощность и распределение ММП.

На территории листа преобладают массивы локально-трещинных и микротрещинных вод консолидированных пород условий затрудненного водо-

обмена. Они занимают подавляющую часть любого геоструктурного базиса и характеризуются низкой водоносностью. Приуроченные к массивам подмерзлотные воды имеют преимущественно седиментационное, а вблизи зон свободного водообмена инфильтрационное происхождение, что отражается в их гидродинамических, химических и температурных показателях.

Среднегорные районы следует считать областями питания подземных вод, в низкогорных районах почти в равной степени осуществляются питание и разгрузка, а в пределах низменностей преобладает разгрузка подземных вод. В удалении от водоносных зон (в пределах водоразделов) движение подмерзлотных вод практически отсутствует.

Питание подмерзлотных вод происходит в зонах водопоглощающих разломов в верховьях долин водотоков непосредственно за счет атмосферных осадков. Движение направлено от верховий к подножьям склонов и вниз по долинам, разгрузка происходит в сквозные талики, где под действием высоких гидростатических напоров подмерзлотных вод происходит интенсивный водообмен подмерзлотных и таликовых вод. Разгрузкой подмерзлотных вод по зонам водовыводящих разломов объясняется образование крупных наледей в долинах небольших водотоков. Зимой при резком сокращении или полном промерзании водотоков на участках разгрузки подмерзлотных вод образуются наледи, очень часто они приурочиваются к краевым частям крупных блоков, в местах пересечения долин разломами [55].

Для формирования подмерзлотных вод большое значение в качестве водоносных коллекторов имеют трещины, обусловленные криогенной дезинтеграцией пород. Приурочены они к нижней границе ММП и обусловлены многовековыми колебаниями мощности мерзлоты по глубине разреза в разные циклы ее формирования, а в настоящее время они развиты на участках перехода мерзлых пород в талые.

Для подмерзлотных вод механизм движения латерально-вертикальный, представляется как сочетание вертикальной и горизонтальной разгрузки из территориально ограниченных блоков, испытывающих геодинамическое напряжение. Вертикальные градиенты криогенного напора значительно больше латеральных. Исключения составляют участки зон глубинных разломов, выводящие термоминеральные воды. Благодаря эффекту термолифта они характеризуются достаточно активным водообменом. Генезис вод источников разнообразен: они могут быть морскими, седиментационными и др. За счет интенсивного восходящего потока термальных вод глубоких горизонтов отмечается высокая проницаемость водовыводящей зоны.

Водоносные зоны трещинных и трещинно-жильных, частично трещинно-карстовых вод распространены менее, но характеризуются значительно более высокой (на 2–4 порядка) водоносностью. Формирование их предопределяется характером и мощностью региональной трещиноватости. Воды водоносных зон преимущественно инфильтрационного генезиса, питаются атмосферными осадками и поверхностными водами (через грунтовые воды рыхлых отложений), а при отсутствии поверхностного стока в зимний период – непосредственно грунтовыми водами вышележащих водоносных горизонтов. Разгружаются они в местную гидросеть, в водоносные горизонты рыхлых отложений и в относительно водоносные зоны. Уровненный режим вод водо-

носных зон зависит от внешних режимобразующих факторов, особенно от режима поверхностных водотоков. Годовая амплитуда колебания уровня составляет 1–6 м и более. Движение подземных вод сквозных таликов латеральное, происходит за счет превышения областей питания над областями разгрузки.

Формирование подземных вод в артезианских бассейнах кайнозойских рифтогенных впадин также определяется геолого-структурными и геокриологическими условиями. Все они характеризуются в значительной степени замороженным осадочным чехлом, развитием подмерзлотных вод в подмерзлотной части чехла и в фундаменте, движением подземных вод преимущественно от периферии к центру бассейна. Напор в этих структурах обеспечивается как за счет превышения областей питания над областями разгрузки, так и за счет промерозки верхней части разреза. Питание происходит по периферии бассейнов, а разгрузка – в их центральных частях [62].

При ограниченном распространении или отсутствии ММП (в зоне развития островной и прерывистой мерзлоты) питание и разгрузка подземных вод происходят как по периферии горного обрамления – по зонам оперяющих бассейны водопроводящих разломов, так и по площади бассейна. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет перетекания из вышележащего водоносного горизонта, инфильтрации из озер, а также за счет перетекания из нижележащих водоносных зон.

В зоне активного водообмена бассейны характеризуются высокими показателями водоносности и включают воды инфильтрационного генезиса. Нижняя их часть – зоны затрудненного водообмена – слабоводоносна и содержит седиментогенные воды, замещаемые вблизи зоны активного водообмена инфильтрационными. Годовая амплитуда колебания уровней – от 0,5 до 2,0 м.

Условия формирования эксплуатационных запасов в артезианских бассейнах и их величину определяет криогенный фактор. В замороженных впадинах, без сквозных таликовых зон под долинами водотоков, основным источником формирования эксплуатационных запасов в зимний период являются естественные (преимущественно упругие) запасы, месторождения подземных вод в таких структурах малые. Из-за ограниченности источников формирования эксплуатационных запасов и сложности эксплуатации подмерзлотные воды используются только при отсутствии альтернативных источников водоснабжения. При ограниченном распространении толщи ММП во впадинах могут формироваться средние и довольно крупные месторождения пресных подземных вод. Источником формирования эксплуатационных запасов на этих месторождениях являются естественные ресурсы и запасы основного водоносного пласта при преобладании последних. Этому способствует большая мощность водоносных отложений (в среднем 200 м), высокое значение гравитационной водоотдачи валунно-галечниковых отложений в верхней части разреза и повышенная упругость уплотненных водоносных пород в нижней части.

Бассейны грунтовых вод рыхлых четвертичных отложений различного генезиса характеризуются, как правило, высокими фильтрационными и емкостными показателями. Их питание осуществляется атмосферными осад-

ками, поверхностными водами и водами нижележащих водоносных систем; разгрузка – местной гидросетью и подстилающими водоносными горизонтами. Таким образом, взаимосвязь грунтовых вод с поверхностными и нижележащими подземными водами двоякая: на одних участках грунтовые воды питаются ими, на других дренируются. Зимой при резком сокращении или полном промерзании живого сечения водотока на участках разгрузки подземных вод формируются наледи, объемы которых достигают сотен тысяч и миллионов кубометров. Зимний режим грунтовых вод в долинах малых и средних водотоков с не повсеместно прекращающимся стоком на участках разгрузки характеризуется стабильным положением уровня (в пределах 0,5–2,0 м). На участках отсутствия речного стока характерно снижение уровня на 5–10 м и более. В долинах крупных рек с круглогодичным стоком, а малых рек и ручьев – в сточный период, уровенный режим грунтовых вод определяется изменениями уровня поверхностных вод; амплитуда колебания уровня грунтовых вод составляет 2–6 м и более [62].

Сезонно-талый слой повсеместно формируется в теплое время года в кровле ММП, характеризуется малой мощностью (глубина оттайки 1–5 м) и непостоянством режима. Совместно с атмосферными осадками является источником питания для таликовых подразделений. Воды сезонно-талого слоя отличаются слабой минерализацией (0,01–0,1 г/дм³) и преимущественно гидрокарбонатным химическим составом.

Естественные ресурсы подземных вод на территории листа вполне достаточны, в районах населенных пунктов повсеместно разведаны месторождения и оборудованы водозаборы, обеспечивающие в необходимом количестве жителей питьевой и технической водой. Полезно изучение общих закономерностей распространения и динамики подземных вод по территории в целом, в связи с развитием горнодобывающей промышленности в регионе необходимо изучение гидрогеологических условий при горно-техническом строительстве, природоохранных мероприятий и условий водопользования. Исходя из опыта, в местах вовлекаемых в разработку месторождений всегда имеется возможность для планирования необходимых участков для водозаборов. Для водоснабжения рекомендуется совместное использование подземных вод таликовых водоносных горизонтов и водоносных зон трещиноватости, которые отличаются более высокими гидрогеологическими характеристиками.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Эколого-геологические условия территории листа во многом определяются принадлежностью к суровым климатическим и географическим поясам, особенностями морфоструктуры и рельефа, ландшафтными характеристиками. Для оценки степени благоприятности условий имеют значение разнообразные экзогенные, а также эндогенные и техногенные факторы.

Территория принадлежит к субарктическому и бореальному климатическим поясам и характеризуется разнообразными природными ландшафтами, особенности которых зависят от расчлененности рельефа, состава субстрата, склоновых и эрозионных процессов, мерзлотных явлений, почвы и растительности. Большая часть площади суши представляет собой область интенсивных поднятий, где сформирован в различной степени расчлененный рельеф, лишь примерно 15 % суши занимают равнины с нисходящим или стабильным режимом развития и со слаборасчлененным рельефом. Здесь распространены горно-таежные ландшафты, редколиственничная и горная тундра, кустарниковая тайга.

Акваториальная часть территории листа представлена северной периферией мегавпадины Охотского моря, где преобладают равнины шельфовой зоны, лишь на крайнем юге наблюдаются пологие склоны и поверхности дна северного фланга подводного трога. На ландшафтные особенности шельфовых равнин влияют глубина моря, наклон поверхности дна, приливно-отливные течения и процессы переноса и аккумуляции осадков.

При характеристике геоэкологических условий территории листа использованы материалы исследований, проведенных институтами (ИБПС и СВКНИИ) ДВО РАН и другими организациями, опубликованные материалы по экологии [71, 72, 91], в т. ч. интернет-ресурс.

Эколого-геологическая схема масштаба 1 : 2 500 000 составлена на основе геоморфологической схемы и карты четвертичных образований с учетом и обобщением экологических исследований и данных государственной статистичности.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ (ЭКЗОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ, ВОДОРАЗДЕЛЫ, ВОДНЫЕ СИСТЕМЫ)

Территория листа приурочена к юго-восточной окраине Азиатского континента; большая ее северная часть занята горными ландшафтами Яно-Чукотской

горной страны, омываемой с юго-востока морем; крайний юго-восток относится к Корьякско-Камчатской горной стране. Южная часть территории принадлежит к акватории зал. Шелихова Охотского моря, характеризуется извилистой береговой линией.

Суша

На континентальной части территории активно действуют экзогенные процессы денудации, перемещения и аккумуляции материала, разрушения горных массивов, выделяется несколько экодинамических групп ландшафта.

Денудационная группа по площади суши преобладает, она объединяет участки среднегорного и низкогорного рельефа, выработанного большей частью на разновозрастных складчатых осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, интрузивных породах.

Наиболее неблагоприятной (напряженной) экологической обстановкой характеризуются площади *среднегорного рельефа* (1, 2), которым присущи крутые и средней крутизны скальные, обвально-осыпные и делювиальные склоны, выработанные на разнообразных по составу породах. Выделяется разнообразность среднегорного рельефа асимметричного профиля, созданного на среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщах. Здесь часты ледниковые формы рельефа, обычно сопровождающиеся современными снежниками. Верховья рек и ручьев, прорезающих склоны в области альпинотипного среднегорья, характеризуются крутым продольным профилем, глубоким врезом, локальным проявлением крупноглыбовых курумников. Здесь на крутых скальных и обвально-осыпных склонах ограничено распространена лишь гольцово-тундровая и кустарниковая растительность.

Удовлетворительной обстановкой отличаются площади *низкогорного рельефа* (3, 4), окаймляющие среднегорье. Здесь распространены широкие, массивные водоразделы и более пологие склоны с проявлением делювиальных процессов. На субстрате тонкотерригенных мезозойских толщ сформированы грядовые предгорья со сглаженными водоразделами и пологими склонами с широким проявлением делювиально-солифлюкционных процессов. На мерзлотных горно-таежных почвах низкогорья произрастает редкий лиственный лес, прерываемый и сопровождаемый ерниковым и стланиковым кустарником.

Среднегорный и, в меньшей мере, низкогорный рельеф формируют основные морфоструктурные особенности территории, ее основные водораздельные линии. Главным водоразделом территории является северо-восточного простирающего Охотско-Колымский водораздел, разделяющий речную сеть, принадлежащую к двум океанам: Северному Ледовитому (бассейн Колымы) и Тихому (бассейны рек Охотского побережья). Второстепенные водоразделы в основном субмеридионального простирающего разделяют бассейны крупнейших рек склонов главного водораздела.

Осевая линия Охотско-Колымского водораздела отчетливо смещена в сторону Охотского моря. Наиболее крупными притоками Колымы являются реки Сугой (270 км) и Омолон (600 км). Длина рек, впадающих в Охотское море, значительно меньше: не превышает 100–150 км. Большая часть гидросети представлена ручьями и малыми горными реками протяженностью 20–50 км с

продольным уклоном 0,3–0,005. Основной особенностью питания рек является его смешанный характер: 80–90 % приходится на снего-дождевое питание и только 10–20 % принадлежит подземным водам, тающим наледям и ледникам. Суровые климатические условия определяют крайне неравномерное внутригодовое распределение стока. Почти весь сток (95–100 %) проходит во время теплого сезона года. Зимой подавляющая часть рек лишена поверхностного стока, кроме наиболее значительных рек, где он составляет всего несколько процентов от годового. После продолжительного холодного сезона наступает весеннее половодье с очень резким и интенсивным подъемом уровня воды в реках. В бассейне р. Колыма максимальный расход воды происходит в первой декаде июня, он может превышать средний расход в 20–30 раз.

Сочетание сложившихся природных факторов приводит к формированию двух типов климата (граница проходит по Охотско-Колымскому водоразделу): резко континентального с очень морозной зимой при средней температуре января минус 29–40 °С в бассейне р. Колыма и умеренно континентального и морского с морозной зимой (средняя температура января минус 12–29 °С) на Охотском побережье. Распределение осадков крайне неравномерно: в пределах Охотско-Колымского нагорья и в прибрежной зоне в год выпадает около 700 мм; в континентальных районах, закрытых от моря горными сооружениями, – 240–400 мм. Для Охотского побережья характерны ветры, дующие зимой с севера (зимний муссон), а летом с юга (летний муссон и бриз) со средней скоростью ветра зимой 9,2–10 м/с, летом 3–3,2 м/с, максимальная скорость 44 и 20 м/с соответственно. Нередко поднимаются штормовые ветры, вызывающие нагонное повышение уровня морской воды.

Группа транспортировки материала приурочена к плоским и террасированным *долинам рек* (5), сложенным разнообразным по крупности обломочным материалом руслового и пойменного аллювия, террас разного уровня. Кроме обломочного материала действует и твердый сток частиц пылеватого размера в виде взвешенной мути. Среднегодовая мутность большинства рек изменяется в пределах 50–100 г/м³, мутность – меньше 50 г/м³ отмечена для рек Сугой и Омолон. Мутность существенно возрастает в весенние и дождевые паводки. Несколько повышенная мутность наблюдается в реках, стекающих в Охотское море, что связано с присутствием довольно рыхлых вулканических отложений [186].

В долинах крупных рек произрастают лиственничные леса с густым подлеском в виде карликовой березки, ивы, ольховника и кедрового стланика, в поймах крупных рек – даурская лиственница, чозения, тополь и ива с густыми зарослями кустарника. В поймах большинства рек распространены дерново-подзолистые и дерново-луговые аллювиальные почвы, составляющие основной фонд земледелия, хотя они тоже бедны перегноем, имеют кислую реакцию, бесструктурны и склонны к заболачиванию.

Аккумулятивная экзодинамическая группа проявлена на площади существенно меньше (занимает около 15 %), представлена *озерно-аллювиальными впадинами, пролювиальными шлейфами, зандровыми равнинами* (6). Высотный уровень равнинных участков группы укладывается в интервал 100–300 м. Отдельные участки этих плоских и субгоризонтально-западных (иногда холмистых) равнин в целом применимы для сельскохозяйственного

освоения, но существуют различные неблагоприятные экзогенные явления. На озерно-аллювиальных равнинах неотектонических впадин (особенно Гижигинской впадины) распространены обширные заболоченные участки, часты русла мелких водотоков с широкими заболоченными долинами, многочисленны мелкие озера, в т. ч. термокарстового происхождения. Широко проявлены мерзлотные процессы, а в зимнее время формируются гидролакколиты и наледи, многие из которых не стаивают за летний сезон – «летующие» наледи. Пролувиальные шлейфы, приуроченные к подножиям склонов, пересекаются врезанными руслами временных потоков, изобилуют крупными глыбами и валунами горных пород. Зандровые грядово-холмистые равнины также сопровождаются врезанными долинами водотоков с большим количеством крупных валунов горных пород, валуны встречаются и на поверхности этих равнин. Лиственничное редколесье на этих равнинах, чередующееся с ерниковыми зарослями и сфагновыми болотами, развивается на оподзоленных торфяно-глеевых почвах.

По климатическому районированию, территория листа в основном входит в пределы климатической зоны северного полушария – зоны тундры и лесотундры, лишь локально в долинах крупных рек проявлена климатическая зона тайги (хвойных лесов).

Процесс почвообразования в суровых климатических условиях затрудняется близостью многолетнемерзлых пород, ограничивающих жизнедеятельность почвенных организмов. Для большинства почв характерна малая мощность почвенного слоя, большая кислотность и бедность органическими и минеральными веществами. В горных областях, расположенных выше границы лесной зоны, развиты горно-тундровые почвы, лишенные перегноя. Лишайниковая растительность с полуразложившимися остатками отмечается непосредственно на крупнообломочных дресвяно-щебнистых образованиях. В пределах лесной зоны распространены кислые горно-таежные почвы с малым содержанием перегноя и соединений калия и фосфора. На Охотском побережье формируются подзолистые почвы.

Материковая часть площади листа омывается Охотским морем с его крупным заливом Шелихова. Вершина залива Шелихова п-овом Тайгонос разделена на Гижигинскую и Пенжинскую губы. В высокие берега этих губ вдаются относительно мелководные бухты, открытые с залива. Горы подходят непосредственно к берегу, который большей частью выражен высоким клиффом. Морская абразия наблюдается практически вдоль всего побережья Охотского моря, пораженность ею превышает 25 %. Данные о скоростях морской абразии на отдельных участках отсутствуют.

Акватория

На акваториальной части территории основой ландшафтного анализа послужили морфоструктурные и батиметрические данные, а также особенности распространения донных сообществ, полученные из литературных источников [22, 238, 273]. Основную часть акватории составляет шельф.

Охотоморский шельф в пределах листа отличается заметной расчлененностью. Приливный фактор стал определяющим в литодинамических и эрози-

онных процессах на шельфе. Высокая подвижность придонных вод препятствует накоплению мощной осадочной толщи. Приливо-отливные течения осуществляют перенос осадков как в пределах береговой зоны шельфа, так и за его бровкой; а также оказывают эродирующее воздействие и способствуют формированию структурно-денудационных форм (каналы стока, желоба, ложбины, долины). Если сеть подводных долин и ложбин рассматривать как пути транзита наиболее тонких фракций (песчаных и алевритовых) наносов, то можно утверждать, что взвешенный материал выносится через шельф описываемого района в глубинные участки Охотского моря [126]. На шельфе в пределах территории листа преобладают обстановки аккумуляции и транзита, отчетливо проявлены абразионные и эрозионные процессы [50].

Важным индикатором ландшафтных обстановок является совокупность биоценозов в определенных частях шельфа. Для подводных ландшафтов картировочным признаком биотической составляющей ландшафта выступает трофическая группировка [329]. Животные с определенной пищевой адаптацией занимают на дне моря участки, где формы пищевого материала соответствуют типу их питания.

К районам прибрежных мелководий с активной гидродинамикой и крупнозернистыми (гравийно-песчаными) грунтами, где наиболее высоки концентрации взвеси у дна, а донные осадки содержат мало органического вещества, приурочены преимущественно неподвижные сестонофаги. В условиях достаточно высокой подвижности придонных вод, когда процессы переноса мелких фракций и органической взвеси над дном преобладают над процессами их оседания, поселяются подвижные сестонофаги. В районах с относительно слабой гидродинамикой, где процессы оседания взвеси преобладают над процессами ее переноса и распространены алевритовые и алеврито-пеллитовые осадки, располагаются собирающие детритофаги. Понижения и впадины с максимально ослабленной гидродинамикой и процессами накопления мягких тонкозернистых осадков и органики населяют грунтоеды. Следовательно, структура бентоса увязана с процессами осадконакопления и опосредованно с рельефом дна и динамикой вод.

В целом выровненная субконцентрическая поверхность шельфа может быть подразделена на аккумулятивно-абразионные, аккумулятивно-эрозионные и эрозионно-аккумулятивные зоны равнин.

Аккумулятивно-абразионные равнины (7) протягиваются прерывистой полосой вдоль всего побережья до глубин 60–70 м. Они характеризуются значительными углами наклона (более 5°), примыкают к абразионным берегам; на них обрушивается основная часть энергии приливных вод и волновой абразии. Верхней границей зоны, как правило, служат абразионные уступы, а положение нижней зависит от гидродинамических условий и общей глубины заливов, большей частью она находится на глубине 15–20 м. Дно сложено преимущественно гравийно-галечным и песчаным материалом. Трофические группировки бентоса представлены подвижными сестонофагами и грунтоедами. Отмечается слабая выраженность процессов консервации, захоронения и деструкции загрязняющих химических веществ.

Аккумулятивно-эрозионные равнины (8) занимают большую центральную часть акватории с глубинами моря до 140–150 м. Углы наклона поверхности

дна составляют 1–3°, местами до 5°. Для этой зоны характерны более спокойные гидродинамические условия, ее относительно ровная поверхность осложнена эрозионными ложбинами, направленными к центральной части залива. Определяющее значение имеют аккумулятивно-эрозионные процессы и транзитный режим перемещения осадочного материала с выносом за пределы зоны. Донный материал характеризуется разнообразием гранулометрического спектра от песчано-алевритового до гравийно-галечного. Трофические группировки бентоса неподвижные, подвижные сестонофаги и собирающие детритофаги. Процессы консервации и захоронения химических веществ слабые.

Эрозионно-аккумулятивные всхолмленные пологонаклонные равнины (9) относятся к внешнему шельфу с глубинами до 150–160 м. Углы наклона поверхности дна невелики (до 1–2°): минимальные уклоны – 20', максимальные – 2°. Эрозионно-аккумулятивные процессы вызваны активными приливно-отливными течениями, дно сложено преимущественно песчаным материалом. Несмотря на поступление осадочного материала за счет стока рек, абразию морских берегов в летний период и деятельность морского льда, установлено, что высокая подвижность придонных вод препятствует накоплению мощной толщи осадков [50]. Трофические группировки бентоса представлены подвижными сестонофагами и грунтоедами. Отмечается низкая способность осадков к консервации и захоронению химических веществ.

Небольшие участки поверхности дна моря у южной границы территории принадлежат к северному флангу подводного трога ТИПРО в виде серии локальных эрозионно-тектонических желобов, различаются склоны и поверхности дна желобов. *Структурно обусловленные склоны желобов (10)* характеризуются относительно крутым (более 1,5°) уклоном, где происходит снос алеврито-песчаного материала. *Субгоризонтальные и пологонаклонные поверхности дна желобов (11)* сопровождаются транзитом алеврито-песчаного материала в область переуглубленного шельфа, предполагается опасность развития оползневых процессов. Выявляется низкая способность осадков к консервации, захоронению и деструкции загрязняющих химических веществ.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕХНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Территория листа экономически слабо освоена и заселена. Техногенное изменение и загрязнение природной среды в целом носит локальный характер и связано в основном с немногочисленными, в целом малонаселенными пунктами и проводимыми здесь геологоразведочными работами.

Природные условия и хозяйственная деятельность

На развитие хозяйственной деятельности определяющее влияние оказывают ландшафтные особенности территории, и, поскольку основные сферы деятельности человека приурочены к равнинным частям местности и долинам рек, важны состояние грунтов и поверхностных вод.

Почвы района относятся к Охотской горной провинции почвенной разности Магаданской области, разделяются на горные и равнинные.

Группа горных почв, самая большая по площади, занимает склоны и вершины гор. Почвы формируются на легко- и среднесуглинистом щебенчатом и крупноглыбовом материале. Гумуса нет, это примитивные малопродуктивные горно-таежные почвы. На них распространены накипные лишайники, ниже – бедная травянистая растительность, кустарники.

На равнинных пространствах и в межгорных понижениях развиваются мерзлотно-подзолистые, аллювиально-гумусово-железистые, тундровые, мерзлотно-глеевые и болотно-мерзлотно-подзолистые почвы. Наиболее перспективны в сельскохозяйственном отношении мерзлотно-подзолистые аллювиально-гумусово-железистые почвы, они пригодны для возделывания овощей, смеси овса с горохом на сено-зеленку и силос.

Наличие мерзлоты обуславливает замедленное развитие почвообразовательных процессов, переувлажнение почвы в летний период, развитие глеевых процессов. Следствием этого является бедность почв продуктами разложения органических остатков, малая гумусность, светлая окраска. Древесные и кустарниковые растения образуют поверхностную корневую систему в верхнем слое почвы глубиной до 40 см.

Поверхностные воды территории являются естественными водными ресурсами, которые используются для водоснабжения населенных пунктов. Воды рек отличаются слабой минерализацией, определяемой литологическим составом пород и наличием многолетней мерзлоты, периодическими колебаниями степени мутности. Реки Охотского побережья служат нерестилищем для лососевых рыб. Сеть озер, среди которых выделяется оз. Парень, для района не имеют большого хозяйственного значения; они используются населением для охотничьего и рыболовного любительского промысла.

Качество поверхностных водных объектов на территории района определяется по данным наблюдений государственной сети ГУ Колымского УГМС. Основными источниками поступления загрязняющих веществ в воды рек и водохранилищ области, а также в акваторию Охотского моря являются предприятия золотодобывающей промышленности, жилищно-коммунального хозяйства, а также поверхностный сток с неблагоустроенных территорий населенных пунктов и сельскохозяйственных угодий. Воды рек вблизи предприятий и населенных пунктов по уровню загрязнения отнесены к классам 3А, 3Б, 4А, 4Б, 4В, т. е. загрязненных, очень загрязненных, грязных и очень грязных. Примерно половина общего объема используемой поверхностной и подземной воды по качеству относится к категории питьевой воды, половина является технической водой. Качество питьевой воды поверхностных источников относится к классу 2, т. к. в паводковые периоды не соответствует гигиеническим нормативам по органолептическим показателям (запаху, привкусу, мутности, цветности) и железу.

Качество подземных вод зависит от естественных и антропогенных факторов, подземные таликовые воды в основном удовлетворяют требованиям питьевых вод. Для морского побережья Северо-Эвенского района характерно влияние на подземные воды приливно-отливных морских явлений с внедрением соленых вод в устья рек, где происходит частичное засоление водонос-

ных горизонтов. При эксплуатации водозаборов и одиночных скважин наблюдается процесс подтягивания соленых вод к водозаборам [57]. К источникам загрязнения подземных вод на территории района можно отнести: склады золы у котельных в населенных пунктах, свалки ТБО, несанкционированные свалки в сельских населенных пунктах, предприятия по хранению ГСМ. В районе пос. Эвенск загрязняющее действие оказывают тепловая электростанция, работающая на мазуте, склад ГСМ и полигон твердых бытовых отходов (ТБО); мусорные свалки имеются и в других, более мелких поселках.

Значительную роль в загрязнении акваториальной части территории листа имеет сток поверхностных вод и те же источники загрязнения. Кроме того, в прибрежной зоне Гижигинской губы отмечается захламленность дна крупногабаритными отходами. Мониторинг качества морских вод не ведется. Согласно проводимыми Роскомгидрометом авианаблюдениям, весной интенсивное пленочное загрязнение нефтью прослеживается в северной части моря в Гижигинской губе [92, 152]. Это связано с активным таянием льда, аккумуляровавшего нефтепродукты в зимний период [56]. Наиболее высокий уровень загрязнения акватории Охотского моря был отмечен в период с 1989 по 1991 год [1]. Установлено, что наиболее длительное время нефтяное загрязнение сохраняется у денудационно-абразионных берегов, поскольку скальные выступы и грубообломочные осадки обладают ничтожными сорбционными свойствами.

Основная часть территории листа в административном отношении принадлежит к Северо-Эвенкскому, частично Омсукчанскому районам Магаданской области, крайний юго-восток – к Карагинскому району Камчатского края. Площадь Северо-Эвенского района – 102 тыс. км², где проживают 2675 человек, плотность населения – 0,03 чел./км². Район мало освоен, наиболее освоена прибрежная часть территории, где расположены основные поселения. В северной и восточной частях территории находятся площади оленьих пастбищ. Профилирующими отраслями населения остаются рыбодобывающее и рыбоперерабатывающее производство, охотничий промысел, оленеводство, горнодобывающие и геолого-поисковые работы.

Особенности экономики и хозяйственной деятельности на территории были изначально predeterminedены еще в 1950–1980-е годы как исключительно сельскохозяйственного района. Положительные результаты геолого-поисковых работ дали мощный импульс освоению недр района, что и predeterminedило его дальнейшее промышленное развитие.

Островной характер, внешние транспортные связи района ограничены: основными видами являются морской транспорт (только летом) и авиация (самолеты среднего класса типа АН-24). По морю расстояние до г. Магадан составляет 956 км, наземным транспортом по бездорожью – 1420 км. Дороги на территории района практически отсутствуют. Сообщения между населенными пунктами района осуществляется летом по бездорожью и тракторным путем, зимой – автозимником. В настоящее время в Северо-Эвенском районе существует лишь одна грунтовая автомобильная (муниципальная) дорога, связывающая райцентр с селом Гарманда – 45 км. Другая муниципальная дорога пос. Эвенск – село Гижига используется только для высокопроходимой

автотранспортной техники. В последнее время проложена дорога от Эвенска через обогатительную фабрику Кубака до карьера месторождения Биркачан, построен мост через р. Омолон.

Завоз грузов осуществляется так: зимой автотранспортом через пос. Омсукчан по ежегодно прокладываемому автозимнику; летом морским транспортом. Завоз большеобъемных партий грузов (уголь, ГСМ, оборудование, техника) производится только летом морским транспортом. Причем при отсутствии причалов разгрузка судов с большим водоизмещением осуществляется с рейда (в пос. Эвенск это – в 8–10 км от берега) с помощью катеров и плашкоутов.

Горно-геологические работы

Горные работы концентрируются пока что на наиболее экономически привлекательных объектах – на золото-серебряных месторождениях и рудопроявлениях, на данное время работы ведутся на шести месторождениях. ОАО «Омолонская золоторудная компания» более 10 лет вела работы на месторождении Кубака. В настоящее время добычные работы почти завершены, начинается поэтапная передача рекультивированных земель в состав земель лесного фонда. Наиболее масштабные работы ведутся АО «Полиметалл» на месторождениях Биркачан, Сопка Кварцевая и Ороч. На месторождении Биркачан наряду с геологоразведкой ведется промышленная добыча золота и серебра методом кучного выщелачивания. В более ранние периоды на Омолонском массиве старательскими артелями добывалось золото из россыпей, на эколого-геологической схеме показаны немасштабными знаками отвалы горных пород. В настоящее время добыча россыпного золота возобновлена в северной части п-ова Тайгнос. Рассматриваются проекты по освоению Верхнеомолонского железорудного месторождения. На территории района есть богатые залежи бурых углей, начато освоение Чайбухинского бурогоугольного месторождения, добыча угля будет вестись открытым способом [58].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ

Геологические факторы, влияющие на эколого-геологическую обстановку на территории листа, разделяются на экзогенные и эндогенные, они оказывают различное влияние как на условия жизнедеятельности человека, так и на животный и растительный мир.

К экзогенным факторам в условиях горного рельефа за счет интенсивного проявления нивационных и гравитационных процессов относятся осыпи, курумы, обвалы, оползни. Наиболее неблагоприятны в этом отношении площади среднегорного рельефа, где распространены скальные останцы, глыбовые осыпи и курумы. Особенно они характерны для Коркодонского хребта и гряд Наяханская и Ненкат, крутые склоны здесь обычно лишены растительности и неблагоприятны для любой хозяйственной деятельности. Горные районы селеопасны, формирование селевых потоков вызывается большими объемами рыхлого терригенного материала на склонах, значи-

тельными уклонами поверхности и ливневым характером осадков. В зимний период возникают лавины, формированию лавин способствуют мощный снежный покров, крутосклонный, сильно расчлененный горный рельеф, интенсивный снегоперенос ветром. Наиболее часто лавины сходят на побережье Охотского моря, они являются серьезным препятствием для освоения горных районов, разрушают постройки и транспортные коммуникации.

Для низкогорного рельефа со сглаженными водоразделами и пологими склонами характерны делювиально-солифлюкционные процессы. Наиболее интенсивно они проявляются на склонах, покрытых тонкодисперсными грунтами с обломочным материалом. Скорости смещения грунтовых масс зависят от влажности деятельного слоя и крутизны склонов, иногда она измеряется сантиметрами в год. В результате этого процесса формируются специфические микроформы рельефа – солифлюкционные террасы, гирлянды, оплывины, которые могут неблагоприятно влиять на возводимые сооружения.

Аккумулятивные природные ландшафтные комплексы включают долинный и равнинный типы местности. Широкие (местами до 20 км) террасированные долины характеризуются многоэтапным действием эрозии, в поймах рек распространены старичные озера, болота. Преобладает боковая эрозия, особенно интенсивная на участках, где борта долин сложены сильнольдистыми грунтами, здесь разрушение берегов может происходить с катастрофической скоростью (до 10 м в год и более). Озерно-аллювиальные равнины сопровождаются аласными понижениями, обширными заболоченными участками, многочисленными мелкими озерами. Широко проявлены такие негативные, с точки зрения освоения территории, криогенные процессы как термокарст, бугры пучения. Льдонасыщенность грунтов особенно на прибрежных равнинах при оттаивании приобретает значительную и неравномерную усадку. Распространено наледеобразование, связанное с разгрузкой напорных вод подмерзлого и подруслового стока в долинах рек, наледи различных размеров, в т. ч. и значительные: с объемом льда более 1000 м³ встречаются почти повсеместно, особенно на юге территории.

В целом пораженность экзогенными процессами почти для всей территории листа оценивается как сильная (более 25 %), однако при существующей степени изученности и почти повсеместной распространенности на схеме показаны только наиболее масштабные проявления этих процессов.

Морская абразия наблюдается практически вдоль всего побережья Охотского моря; пораженность ею высокая (30 %). Данные о скоростях морской абразии на отдельных участках отсутствуют. Определенные опасности представляет акватория моря в связи с проявлениями морфолитогенеза, действием приливно-отливных течений и абразии берегов.

Специфика морфолитогенеза в береговой зоне Северного Охотоморья в целом характерна для всех ледовитых приливных морей. В Гижигинской и Пенжинской губах амплитуда приливных колебаний достигает наибольшей величины для Тихого океана: 9,6–12,9 м. Морфолитогенез обусловлен процессами формирования и разрушения береговой ледовой террасы, ограничивающей воздействие на берег морских волн только летним периодом (около 6 месяцев). Выравниванию морских отложений на литорали способствует давление на них ледового припая с образованием на нем звездчатых

трещин и звездчатых торосов. Вследствие примерзания обломочного материала к нижней поверхности ледового припая осуществляется массовый разнос отложений по всему Охотскому морю. Более локализованный разнос преимущественно в береговой зоне происходит вследствие вмержания крупных глыб в береговую ледовую террасу и последующего ее разрушения. Высота пенжинских «микроайсбергов» – остатков ледовой террасы – может превышать 12 м [33].

Наяханская губа в прибрежной части мелководна. Уровень воды неустойчив и меняется под воздействием приливо-отливных и сгонно-нагонных явлений. По данным расчетных высот приливно-отливных волн, амплитуда колебания уровня воды достигает без учета влияния сгонно-нагонных явлений – 7–8 м.

На участке Наяханской губы в районе пос. Эвенск нередко наблюдаются штормовые ветры, которые вызывают повышение уровня воды за счет нагонов. Особенно большие нагоны бывают при сильных и продолжительных ветрах южного направления (со стороны моря). При больших нагонах и волнениях морской берег подвергается размыву. Средняя за год размываемость берега на отдельных участках составляет 2–2,5 м. Так, например, 8–9 ноября 1968 года продолжительный южный ветер со скоростью 24 м/с привел к возникновению волн высотой 8,3 м. В период шторма значительная часть пос. Эвенск была затоплена морской водой, затоплению способствовали накаты волн, перебрасывающие морскую воду в пониженные участки территории поселка.

Различные условия миграции химических элементов в природе определяют геохимическую устойчивость природных ландшафтов и зависят от сорбционной способности пород, отложений и почв. Наибольшей способностью к миграции и, как следствие, высокой геохимической устойчивостью обладают ландшафты гор с крутосклонным рельефом. Средней степенью геохимической устойчивости характеризуются ландшафты низкогорья. Менее высокая геохимическая устойчивость их объясняется повышенным содержанием глинистого и торфянистого материала в составе делювиально-солифлюкционных отложений пологих склонов, способствующих накоплению химических элементов. Долины и низменности обладают наименьшей геохимической устойчивостью за счет высокой аккумулялирующей и сорбционной способности илисто-глинистой фракции аллювиальных и озерно-болотных отложений и более развитых торфяно-минеральных почв с мощностью торфяного слоя до 30–40 см.

Эколого-геохимическая оценка территории выполнена в процессе подготовки ГХО, на общем фоне удовлетворительного геохимического состояния среды были выделены сравнительно небольшие (100–400 км²) участки напряженного и критического состояния среды с низким и средним (8–32 ПДК) уровнем загрязненности донных отложений водотоков. Наиболее опасными представляются концентрации Hg, Cd, As, Co, Ni, Cr, менее опасными – концентрации Mo, Cu, Pb, Zn, Mn. На эколого-геологической схеме показан наиболее крупные по площади аномалии среднего уровня Hg, Cd в бассейне р. Вилиги, Ni, Cr на правом берегу р. Омолон, As, Cu, Zn в верховьях р. Пылгин, показаны также площадные и точечные объекты концентрации Pb, Zn,

Mo, W, Cu. Загрязняющие вещества и некоторые химические элементы присутствуют и в речных водах: в пробах воды р. Сугой обнаружены соединения меди, железа и цинка. Среднегодовые концентрации взвешенных веществ в воде р. Сугой составляют – 12,5–14 мг/дм³, нефтепродуктов – 2–4 ПДК, фенолов – 2 ПДК, меди – 8 ПДК, железа – 4 ПДК, цинка – в пределах 1 ПДК.

Эколого-геохимическая обстановка на территории в целом характеризуется как удовлетворительная. В связи с отсутствием крупных и интенсивных природных аномалий опасных химических элементов вблизи морского побережья и слабой выраженностью консервации и захоронения их морскими осадками, акватория зал. Шелихова мало подвержена химическому загрязнению. Загрязнение может иметь локальный характер в районах населенных пунктов, действующих рудников, отработанных россыпных месторождений золота, здесь обстановка может рассматриваться как напряженная. Критическая эколого-геохимическая обстановка характеризует локальные участки хвостохранилища горнообогатительной фабрики вблизи золоторудного месторождения Кубака, тепловой электростанции на мазутном топливе в районе пос. Эвенск.

К эндогенным опасностям относится повышенная сейсмичность территории, землетрясения могут являться наиболее опасным и вероятным фактором возникновения чрезвычайных ситуаций с разрушением объектов инфраструктуры. Вся территория листа принадлежит к сейсмоопасной области, по уровню сейсмической активности по шкале MSK-64 выделяются зоны с 7–9-балльной сейсмичностью. К зоне 7-балльной сейсмичности относится крайний север территории, он окаймляется с юга и востока зоной 8-балльной сейсмичности. Повышенной (9-балльной) сейсмичностью характеризуются центральная и южная части территории суши. Эпицентры землетрясений магнитудой более 3 распространены по всей площади, но наиболее сконцентрированы на юго-западе, а в бассейне р. Вилига отличаются весьма частым повторением. В прибрежно-морской зоне в связи с высокой сейсмической активностью низменные участки являются потенциально опасными в случае возникновения волн цунами. В пределах прибрежных равнин на затопляемых участках с высоким стоянием грунтовых вод во время сильных сейсмических событий возможны процессы разжижения песчаных грунтов.

ТЕРРИТОРИИ С ОСОБЫМ РЕЖИМОМ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

На территории листа имеются три государственных природных заказника и несколько памятников археологического значения.

Государственный природный заказник «Тайгонос» (1) расположен в юго-восточной части Северо-Эвенского района. Площадь территории заказника составляет 350 тыс. га. Заказник создан с целью осуществления охраны природной территории для сохранения и устойчивого воспроизводства популяции снежного барана и для естественного восстановления численности животных на сопредельных площадях. Основными задачами заказника «Тайгонос» являются поддержание в естественном состоянии охраняемых природных комплексов, осуществление экологического мониторинга, экологическое просвещение.

Заказники «Бургали» (2) и «Кубуцка» (3) в основном ботанического назначения, не вошедшие в современный официальный перечень, считаются утраченными (истек срок статуса ООПТ).

На побережье Охотского моря известны древнекорякские поселения: Мыс Имповеем, Мыс Вархаламский, Аппапель, Наяхан, Таватум, Усть-Гижига-1. Древнекорякское поселение Наяхан обнаружено в конце XIX века этнографом В. И. Иохельсоном, были найдены обломки глиняной посуды, наконечники поворотных гарпунов из моржового клыка, каменные орудия. В устье р. Таватум обнаружены полуподземные жилища корякского поселения, а на узком мысе Аппапель в расщелинах скал найден древнекорякский жертвенник, имеются и другие памятники истории и культуры (прил. 5). Следует отметить, что до сих пор для памятников истории не установлены охранные зоны.

Из ценных природных объектов ООПТ заслуживают упоминания мыс Телан, остров Халпили. В скалистых обрывах мыса расположены крупные колонии морских птиц – главным образом, длинноклювой кайры, моевки и очкового чистика – общей численностью около 300 тыс. особей. В юго-западной части п-ова Тайгнос найдены гнездовья краснокнижных видов сокола сапсана, короткоклювого пыжика, отмечены линные скопления тихоокеанской гаги и других морских уток.

Район богат лекарственными растениями, имеются источники термальных вод (Наяханский, Широкинский, Таватумский). Таватумский источник с хлоридно-натриевой минеральной водой и температурой 60 °С используется в лечебных целях. В урочище Таватум есть «съедобные глины», «земляная сметана», как их еще называют, образовалась в результате переотложения продуктов выветривания вулканических пород, используется для приготовления медицинских препаратов. Между поймами рек Хиендя и Широкая, в 8 км от берега моря отмечено до 40 выходов минерализованных вод.

В границах Северо-Эвенского национального района выделена территория традиционного природопользования коренных малочисленных народов Севера.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Эколого-геологические обстановки в основном зависят от природных факторов, в меньшей мере они формируются под влиянием антропогенного (техногенного) воздействия на геологическую среду.

Ландшафты площади характеризуются средней и малой геодинамической устойчивостью, к ландшафтам геодинамически малоустойчивым относятся ландшафты суши и участки подводных склонов. Определяющим фактором является распространение опасных экзогенных геологических процессов и активная волновая деятельность. Ландшафты геохимически малоустойчивые характерны для области распространения сплошной многолетней мерзлоты, а также для абразионных и абразионно-аккумулятивных прибрежных участков моря. В пределах листа в основном развиты ландшафты малой геохимической устойчивости; определяющим фактором при этом является литогенная основа ландшафта.

Антропогенное (техногенное) воздействие может быть негативным и позитивным, но гораздо чаще имеет отрицательные тенденции, особенно в долгосрочной перспективе, например, масштабное осушение болот и заболоченных лесов может приводить к понижению уровня грунтовых вод, обмелению рек и усилению эрозионных процессов. В условиях современного хозяйственного освоения региона большинство антропогенных факторов, характерных для бассейна Охотского моря в целом и действующих в региональном масштабе, не затрагивают территорию листа, а общей отличительной особенностью экосистем региона является их высокая естественная сохранность и низкая способность экосистем к самоочищению. Экосистемы Охотского моря в пределах территории листа можно отнести к малонарушенным, слабо затронутым антропогенным воздействием. Максимальному влиянию человеческой деятельности подверглись природные экосистемы побережья Гижигинской губы.

При определении эколого-геологических обстановок на акватории листа учитывались следующие параметры: риск развития эндогенных и экзогенных геологических опасностей (обусловленных энергией рельефа и воздействием поверхностных вод), влияние современных источников техногенного воздействия, уровень нарушенности геологической среды, степень химического и радиоактивного загрязнения воды и донных осадков. Локальные источники эколого-геохимической напряженности, связанные с природными геохимическими аномалиями и техногенным загрязнением у населенных пунктов, не оказывают решающего влияния на оценку эколого-геологической обстановки. В соответствии с этим на территории выделяются области напряженной, удовлетворительной и благоприятной обстановок, они и отображены на схеме оценки эколого-геологической обстановки.

Напряженная эколого-геологическая обстановка свойственна ландшафтам среднегорного рельефа, где на крутых склонах распространены скальные останцы, глыбовые осыпи и курумы; кроме того, в горных районах возможны селевые потоки, а в зимний период возникают лавины. Напряженная обстановка выявляется примерно на 20 % площади листа.

Удовлетворительная обстановка характерна для большей части суши с низкогорным и равнинным типами рельефа, где не столь контрастно проявлены природные опасности и имеются возможности для хозяйственной деятельности. В акватории удовлетворительной обстановкой характеризуются абразионные и денудационные прибрежные равнины залива Шелихова и участок северного окончания подводного трога. В прибрежной части залива Шелихова существуют экзогенные геологические опасности, связанные с активной абразией берега и волновым и приливным воздействием морских вод. На северном окончании трога предполагается высокая тектоническая активность и весьма вероятны проявления оползневых и даже обвальных процессов, а также мутьевых потоков. В целом удовлетворительная обстановка свойственна примерно 50 % общей площади листа.

Благоприятная обстановка намечается для большей части акватории, отличающейся в целом спокойными гидродинамическим режимом и хорошими условиями для жизнедеятельности подводных организмов (детритофагов и грунтоедов); около 30 % общей площади листа.

Более точная и объективная оценка эколого-геологической обстановки на всей территории листа должна осуществляться проведением специализированных исследований и выработкой действенных мер по охране окружающей среды. Сохранение и улучшение существующих обстановок на суше и в акватории должно быть обеспечено обязательностью геолого-экологического сопровождения любого вида хозяйственной деятельности в континентальных, прибрежных и морских районах. Учитывая работу действующих горнодобывающих предприятий и обогатительной фабрики, применяющих не всегда безопасные методы извлечения металлов, а также работу действующих и возводимых инфраструктурных объектов, необходим строгий мониторинговый экологический контроль.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Завершение работ по созданию комплекта карт листа Р-57 отображает современный этап поступательного процесса изучения юго-восточной части территории Магаданской области. Уместно отметить определенные успехи в геологическом изучении территории, включающей часть акватории Охотского моря и затрагивающей переход от континентальных структур к океаническим, которые принадлежат к северо-западному сектору Тихоокеанского подвижного пояса.

Геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-57 (Эвенск) составлена на основе обобщения разнообразной ретроспективной информации, включающей данные среднемасштабных геологических съемок и позднейшего доизучения, обобщающих и тематических исследований, материалы геофизических и геохимических работ, поисковых и поисково-оценочных работ на все виды полезных ископаемых, а также на данных собственных полевых наблюдений. Выполнено дешифрирование разнообразных космических съемок, использованы материалы интерпретации геофизических и геохимических данных. Вопросы тектоники и истории развития территории рассмотрены с учетом геодинамических реконструкций, намечены соотношения глубинных и поверхностных структур по данным интерпретации геофизических материалов, в т. ч. по данным сейсмических работ по опорному геофизическому профилю 2-ДВ и по рассечке опорного профиля 3-ДВ, сейсмических работ по сети профилей в акватории залива Шелихова. Полевые геологические исследования проведены на пяти опорных участках, в пределах которых уточнено геологическое строение, собран материал для характеристики и изотопного датирования магматических комплексов, дополнительно изучены факторы рудоконтроля. Все это способствовало существенному обновлению составляемой геологической карты.

В сравнении с картами предыдущих поколений геологическая карта дочетвертичных образований отличается большей полнотой и детальностью, все картографируемые геологические образования показаны в системе местных стратиграфических подразделений, увязанных с общей стратиграфической шкалой, проявления магматизма соотнесены с конкретными магматическими комплексами; учтены новые данные, полученные в последние годы. Структура территории получила более четкую выраженность, значительно уточнено структурно-фациальное районирование, выполненное для основных геологических срезов.

При подготовке комплекта карт уточнены многие вопросы геологического строения, в т. ч. строения и состава некоторых стратиграфических подразделений, возраста ряда магматических комплексов, положения разнообразных структурных элементов:

- выполнено современное расчленение среднепалеозойской кедонской серии, детализированы строение и состав слагающих ее толщ, а также коагматичных им субвулканических тел ачеканского и кедонского вулканических комплексов, возраст образований впервые изучен с помощью U-Pb SHRIMP метода;

- уточнен возраст, границы и площади распространения пермских отложений при согласовании их с трехчленным делением пермской системы, возраст отдельных стратонов подтвержден определением изотопного возраста U-Pb методом;

- произведено детальное расчленение вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в соответствии с делением его на зоны и вулканические районы, также выделены фации вулканических комплексов;

- для акватории залива Шелихова по данным сейсмических работ интерпретировано выделение кайнозойских сейсмокомплексов, что позволило определить строение рыхлого чехла северной части впадины Охотского моря;

- существенно уточнен возраст нескольких магматических комплексов, это касается прежде всего выделявшихся ранее в качестве раннепалеозойских абкитского и анмандыканского комплексов, в результате проведенного изотопного анализа U-Pb SHRIMP методом в ЦИИ ВСЕГЕИ для них получен соответственно раннесилурийский (венлок) и позднесилурийский (лудлов) возраст. Уточнен также возраст булунского комплекса, его возрастной диапазон расширен с раннекаменноугольного до позднедевонского–раннекаменноугольного времени. Удалось конкретизировать возраст омонского эссексит-тешенитового комплекса, Ar-Ar датировка пород в ИГМ СО РАН (Новосибирск) определила его раннеюрский возраст;

- уточнены положение и морфология важнейших структур территории, такие важные структурные элементы как разломы разделены по масштабу и кинематической характеристике, показана большая роль сдвигов и аллохтонов в формировании общей структуры.

Территория листа Р-57 представляется важной в отношении разнообразного оруденения. Профилирующими элементами являются золото и серебро, важное значение имеют также железо, молибден, медь, свинец и цинк, имеются также разнообразные нерудные полезные ископаемые, питьевые и минеральные воды, предполагается нефтегазоносность кайнозойских отложений акватории залива Шелихова. На карте полезных ископаемых показано около 1000 объектов (месторождения, проявления, пункты минерализации, признаки проявлений полезных ископаемых). Отображены положение, размерность и освоенность месторождений, на относительно слабородоносных площадях вынесены пункты минерализации, шлиховые и литогеохимические ореолы, с которыми могут быть связаны полезные ископаемые.

В пределах территории листа выделяются части Омолонской, Верхояно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской минерагенических провинций, через территорию в северо-восточном направлении прослеживаются структу-

ры Охотско-Чукотского минерагенического пояса. В составе Омолонской провинции выделяется важный в отношении рудоносности Южно-Омолонский рудный район, аналогичный по значимости Эвенский рудный район обособляется в составе Охотско-Чукотского минерагенического пояса.

Выполненный в процессе работы над комплектом карт минерагенический анализ позволил существенно уточнить минерагеническое районирование территории и ее ресурсный потенциал. Особенности минерагении согласованы с глубинным строением, структурой и геодинамическими обстановками территории. Результаты изучения глубинного строения, материалов опережающих основ, анализ региональных геологических данных, а также исследований на опорных участках позволили наметить некоторые новые закономерности размещения полезных ископаемых:

- общее минерагеническое районирование в целом согласовано с районированием по минерагеническому блоку Верхояно-Колымской серии листов. Уточнено наименование и положение границ крупных и более мелких минерагенических подразделений. Выработана ранговая система подразделений: в составе провинций и поясов выделены рудные районы и рудоносные зоны с рудными и потенциальными рудными узлами и зонами;

- в соответствии с обновленным геолого-структурным районированием и новыми данными по полезным ископаемым выделены новые Северо-Тайгоноская сурьмяно-молибден-золоторудоносно-россыпная зона, Пареньский серебро-золоторудный район. Из состава Южно-Омолонского рудного района с рифейско-палеозойским оруденением выделена Конгинская серебро-полиметаллическая рудоносная зона с оруденением позднемелового времени;

- по имеющимся данным по рудоносности, а также по наличию факторов рудоконтроля, главными из которых определены структурный, магматический, метасоматический и литологический, в различных рудных районах и рудоносных зонах выделены новые локальные рудоносные площади: Ягоднинский серебро-золоторудный узел, Закороннинский медно-молибден-золоторудно-россыпной узел, Бирагандинский потенциальный полиметаллически-сереброрудный узел, Пылгинский сурьмяно-молибден-золоторудно-россыпной узел, Колемнынский потенциальный серебро-золоторудный узел, Нейнегинский золоторудно-россыпной узел;

- анализ распределения по площади, структурного положения и вещественного состава наиболее важного для территории золота и серебряного оруденения выявил разновозрастность и многоформационность рудных объектов. Наиболее промышленно важными представляются объекты, относящиеся к среднепалеозойской серебряно-золотой адуляр-кварцевой и позднемезозойской золото-серебряной рудным формациям;

- для акватории залива Шелихова вдоль западного побережья п-ова Тайгонос приведены данные по золотоносности донных морских отложений: площадное россыпепроявление золота, шлиховые и литохимические ореолы золота.

Приведена современная оценка прогнозных ресурсов приоритетных видов минерального сырья, прежде всего основных для территории листа – золота и серебра. Имеющиеся утвержденные ресурсы на 1.01.2019 г. составляют:

золото (т) – 212,6 (P₁ – 35,9, P₂ – 44,7, P₃ 132); серебро (т) – 14 568 (P₁ – 570, P₂ – 3868, P₃ – 10 130). Учтены также ресурсы железа (млн т): – 1001,4 (P₁ – 257,4, P₂ – 144, P₃ – 600), твердых горючих ископаемых: каменный уголь (млн т) – 95 (P₃), бурый уголь (млн т) – 13 318 (P₁ – 1732, P₂ – 426, P₃ – 11 150).

В процессе работы по листу оценены и апробированы прогнозные ресурсы золота по пяти узлам (Левокоркодонскому, Ольдянинскому, Коаргычанскому, Учнейскому, Пылгинскому) по категории P₃ общим количеством 185,46 т; по Верхнеомолонскому узлу оценены и апробированы прогнозные ресурсы молибдена по категории P₃ в 55 тыс. т.

Кроме того, приведена авторская прогнозная оценка рудоносности практически всех выделенных на территории узлов и многих проявлений, с учетом этого подтверждается высокий минерагенический потенциал Южно-Омолонского рудного района Омолонской провинции, в т. ч. его краевых, еще недостаточно изученных частей. Высоким потенциалом обладают рудные районы Охотско-Чукотского минерагенического пояса, кроме наиболее изученного в его составе Эвенского рудного района заслуживает большего внимания его Вилигинский рудный район. Весьма перспективна в отношении молибденового, а также и золотого оруденения пока недооцененная Коркодон-Наяханская рудоносная зона. Это подтверждается и выполненными в последнее время поисковыми работами и авторскими оценками молибденового оруденения, в ее составе весьма вероятно выявление крупных месторождений золота. Определенными перспективами на рудное и россыпное золото располагает пока слабо изученная площадь п-ова Тайгонос.

В связи с изложенными сведениями о имеющейся и прогнозируемой металлоносности на некоторых площадях рекомендуется проведение ГДП-200 первой и второй очередей и поисковых работ.

Первоочередные работы планируются на двух объектах:

– ГДП-200 листов P-57-X, XI с целью уточнения геологического строения южного окончания Омолонского массива и оценки перспектив территории на золотое и золото-серебряное оруденение. На площади листа P-57-XI располагается крупный Хиталинский надвиг, по которому в северном направлении перемещен аллохтон верхнепалеозойских отложений Гижигинской зоны, перекрывший юго-восточный край Омолонского массива. Картирование и изучение аллохтона поможет выявлению особенностей строения подобных структур и реконструкции геодинамических обстановок на границе стабильных и более подвижных структурных обстановок, их возможной рудоносности. Детальные поисковые работы и, прежде всего, площадное литохимическое опробование, геофизические методы и проходку горных выработок и скважин следует сосредоточить на верховьях рек Хивач и Джелты с последующим расширением контуров в западном и восточном направлениях, где имеются предпосылки обнаружения золото-серебряного оруденения, в т. ч. джаспероидного типа;

– ГДП-200 листов P-57-VIII и P-57-XIV с целью уточнения закономерностей размещения молибденового и золото-серебряного оруденения и оценки перспектив отдельного звена Коркодон-Наяханской рудоносной зоны на молибденовое оруденение. Вероятные положительные результаты по рудоносности площади дадут необходимый импульс для изучения всей перспективной на

молибденовое оруденение рудоносной зоны. Детальные поисковые работы, включающие геохимические поиски, геофизические методы, проходку канав и бурение, необходимо провести в районах Верхнеомолонского и Орлиного непромышленных месторождений молибдена с целью изучения структурного положения рудных объектов и выявления подобных перспективных участков для поисков молибденового оруденения.

Для геологического доизучения и поисковых работ рекомендуются площади работ второй очереди: ГДП-200 листов Р-57-І,ІІ; Р-57-VI, XII; Р-57-XII; Р-57-XXIII, XXIV; в южной половине листа Р-57-III, где выполнено ГДП-200, рекомендуется проведение геологосъемочно-поисковых работ масштаба 1 : 50 000.

Наряду с показанными результатами и успехами в изучении геологического строения территории листа остается достаточно много и нерешенных вопросов, как частного, так и общего характера:

– глубинное строение территории, несмотря на проведение в краевых частях площади опорных геофизических профилей, изучено еще недостаточно, а это не позволяет надежно интерпретировать геодинамические обстановки, особенно в зоне перехода к субокеаническим структурам. Для надежного обоснования структуры зоны перехода от континентальной земной коры к коре переходного типа необходимо проведение сейсмического профиля затрагивающего континентальную и акваториальную части территории;

– остается много вопросов по возрасту и расчленению стратифицируемых образований. Стратиграфия и корреляция архейских метаморфических образований обоснованы явно недостаточно и требуют дополнительного углубленного исследования, в т. ч. с выделением как стратифицируемых тел, так и метаморфических комплексов. Слабо изучены в вещественном и возрастном отношении ордовикские отложения южной части п-ова Тайгонос, недостаточно обосновано расчленение и возраст толщ среднепалеозойской вулканогенной кедонской серии на Омолонском массиве. Вопросы структурно-фациального районирования и расчленения верхнепалеозойских и мезозойских отложений также требуют дальнейшего уточнения. Например, пермские отложения запада Гижигинской зоны и юрские отложения юго-западной краевой части Омолонского массива изучены совершенно недостаточно, в связи с чем требуется изучение опорных разрезов толщ и уточнение районирования площадей. Нуждаются в дополнительном изучении общее расчленение и обоснование возраста вулканических накоплений ОЧВП, многие толщи которого являются немymi, а содержащиеся флористические остатки в связи с отсутствием надежной корреляции флористических комплексов датированы в основном предположительно и вступают в противоречие с имеющимися немногочисленными данными по U-Pb изотопии. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений слабо обоснована палеонтологическими данными, а сейсмокомплекс акваториальной части территории листа выделены в большинстве случаев предположительно, разрезы отложений изучены скважинами на большом удалении. Четвертичные отложения как суши, так и, в большей мере, акватории изучены слабо или не изучены совсем, особенно их нижние горизонты; необходимы направленные и систематические исследования, в т. ч. и с применением бурения;

– возраст и корреляция магматических образований зачастую слабо обоснованы; в процессе работ над комплектом карт частично это восполнено данными по изотопной геохронологии, однако они не всегда согласуются с геологическими наблюдениями. Необходимо продолжать работы по изотопному датированию интрузивов, сопровождая это изучением соотношения интрузивных тел с близкими по времени формирования вулканическими образованиями с целью выделения вулканоплутонических ассоциаций, что важно также для решения вопросов возраста и соотношения магматизма и оруденения.

Некоторые из этих вопросов могут быть разрешены при геологическом доизучении, в т. ч. и рекомендуемых площадей. Кроме обычных палеонтологических методов целесообразно применять методы магнитостратиграфии. Необходимо дополнительное изучение опорных разрезов подразделений, что важно также для уточнения литологического и структурного контроля стратиформного и эндогенного оруденения.

Карты комплекта по большей части увязаны с картами смежных изданных (Р-56, Р-58, О-57) листов, но имеются и неувязки, объясняемые в основном полученными новыми данными.

Геологическая карта дочетвертичных образований. Карта с соседним с запада листом Р-56 увязана, кажущаяся неувязка объясняется только тем, что на лист Р-56 составлялась геологическая карта вместе с четвертичными образованиями.

Карта с соседним с востока листом Р-58 также в основном увязана. Небольшие неувязки вызваны более детальным, чем на листе Р-58 расчленением на две части нижнемеловой рябинкинской свиты (п-ов Тайгонос) и верхнепермских отложений в верховьях р. Крестик, изменением возраста геткилнинской свиты (принятый в настоящее время ее возраст – палеоцен, вместо поздний мел – палеоцен). Предложен более узкий возрастной диапазон (J_3-K_1) вместо C_1-K_2 нескрытого и неизученного комплекса акустического фундамента у побережья п-ова Тайгонос.

Имеются небольшие неувязки с картой смежного с юга листа О-57. Расхождения на юго-востоке в районе п-ова Камчатка вызваны принятым в настоящее время изменением возраста геткилнинской свиты с K_2-P_1 на P_1 . Некоторые расхождения с листом О-57 по акваториальной части объясняются различиями в расчленении кайнозойских отложений на сейсмокомплексы. Неогеновые отложения на листе О-57 разделены на этолоно-эрмановский (N_1et-er) и ильинско-какертский (N_{1il-kk}) сейсмокомплексы, а на листе Р-57, в связи с получением новых данных и их интерпретации, в соответствии с результатами бурения расположенной южнее территории Западно-Сухановской морской параметрической скважины – на кулувенский (N_1kl), ильинский (N_1il) и какертско-эрмановский (N_1kk-er) сейсмокомплексы [165].

Карта четвертичных образований. Карта со смежным с запада листом Р-56 сбита по контурам долин водотоков, на всю площадь листа Р-56 карта четвертичных образований не составлялась.

Карта со смежным с востока листом Р-58 увязана за исключением акватории Пенжинской губы. Расхождение связано с различиями в интерпретации литологического состава и генетического типа голоценовых осадков. На ли-

сте Р-58 выделяется преобладающий по площади морской ундалловий (галечники, гравийники, песчано-галечная смесь пляжевых и прибрежных фаций), а на листе Р-57 показаны морские перлювиальные и флювиальные образования (преимущественно галечники приливных и промытых фаций), они закономерно продолжаются с территории листа О-57. В качестве обоснования приведенной схемы интерпретации на листе Р-57 является использование данных большего числа станций с количественным анализом материала.

Карта по южной границе с листом О-57 почти полностью увязана, исключение составляет выделенный и неотмеченный на листе О-57 тальвег подводной долины, однако его наличие вполне вероятно, его возможное присутствие подтверждается рисунком изобат.

Карта полезных ископаемых и карта закономерностей размещения полезных ископаемых в основном увязаны по границам смежных листов.

По западной границе с листом Р-56 карта полностью увязана по контурам рудоносных зон, угольных районов и рудных узлов. На карте закономерностей размещения отмечается некоторое расхождение в трактовке металлогенической значимости некоторых меловых вулканогенных толщ.

С картами полезных ископаемых и закономерностей размещения полезных ископаемых по восточной рамке с листом Р-58 имеются неувязки и расхождения. Районирование листа Р-57 согласовано с минерагеническим блоком Легенды Верхояно-Колымской серии, но оно не распространяется на лист Р-58, однако контуры основных минерагенических подразделений близки. Северная граница Тайгоносско-Западно-Корякской минерагенической зоны (лист Р-57) продолжается границей Западно-Камчатской минерагенической зоны на листе Р-58. Контуры Пареньского серебро-золоторудного района (Р-57) увязываются с контурами Тылхойско-Мургалской серебро-золоторудно-россыпной зоны (Р-58), а вот на крайней северной части рамки минерагенические подразделения не увязываются. Согласно структурному и минерагеническому районированию, с листа Р-57 подходят границы Восточно-Омолонской минерагенической зоны и Ауланджинского рудного района, а с листа Р-58 – граница Пенжинской минерагенической зоны. Отложения позднепалеозойского возраста (С₃-Р₁mg) на листе Р-58 отмечены в качестве металлотекта, на листе Р-57 данных о минерагеническом значении этих образований нет.

С картами листа О-57 увязка происходит только по участку Западной Камчатки, где выделяются Шаманкино-Паланская прогнозируемая сурьмянорудная рудоносная зона и Западно-Камчатский угольный район, расхождений нет.

Литологическая карта поверхности дна акватории отличается слабой увязкой с листами по восточной и южной рамкам, с запада на территорию листа Р-56 литологическая карта не составлялась.

Карты листов Р-57 и Р-58 условно увязываются по краевым зонам Пенжинской губы, не сбиваются по центральной части, т. к. не известно, по каким данным с листа Р-58 подводится контур гравийно-галечного материала, в то время как на территории листа Р-57 пройден профиль станций НИС «Профессор Богоров» (1984 г.), которым зафиксировано распространение песчаного миктита.

На границе листов Р-57 и О-57 увязывается только восточная часть карт (площадь Пенжинской губы), большая, западная часть не увязывается, здесь мало объективных данных и наблюдений, основной источник информации – морские карты. Непонятно, по каким данным на листе О-57 отображена столь сложная картина распределения песчаного и гравийно-галечного материала; в приграничной части листа Р-57 по ограниченному количеству точек с морских карт фиксируется преимущественно песчаный осадок с подчиненной ролью алевритовой фракции.

Подготовленная в итоге исследований Госгеолкарта-1000/3 листа Р-57 (Эвенск) объединяет полный комплект карт, сопровождаемый объяснительной запиской и базами данных. Материалы содержат современные сведения о геологии территории листа, которые могут считаться основным источником геологической информации. Увязанное с геологическим строением минералогическое районирование, обоснованные закономерности размещения полезных ископаемых, характеристика рудных и нерудных объектов минералогии и полностью актуализированная прогнозная оценка надежно раскрывают минерально-сырьевой потенциал территории. Все это должно способствовать получению всесторонних знаний о значительной части Северо-Востока России, точному выбору направления дальнейших исследований и поисковых работ на территории листа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Айбулатов Н. А. Деятельность России в прибрежной зоне моря и проблемы экологии. – М.: Наука, 2005. – 364 с.
2. Акинин В. В., Апт Ю. Е. Позднекайнозойский щелочно-базитовый вулканизм на Северо-Востоке России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 155–174.
3. Акинин В. В., Котляр И. Н. ГЕОХРОН – компьютерная база данных изотопного датирования минералов, горных пород и руд Северо-Востока России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 313–318.
4. Акинин В. В., Хоуриган Дж., Райт Дж. и др. Новые данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (U-Pb SHRIMP-датирование) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 22–26.
5. Акинин В. В., Евдокимов А. Н., Кораго Е. А., Ступак Ф. М. Новейший вулканизм арктической окраины Северной Евразии // Изменение окружающей среды и климата; природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. II. Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. – М.: ИГЕМ РАН, 2008. – С. 41–80.
6. Акинин В. В., Леонова В. В. Возраст и изотопный состав гелия в поздненеогеновых щелочнобазальтовых магмах и ксенолитах Вилигинского вулканического поля (северное Приохотье) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010. – № 1. – С. 25–32.
7. Акинин В. В., Миллер Э. Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. – 2011. – № 3. – С. 249–290.
8. Акинин В. В., Жуланова И. Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. – 2016. – № 8. – С. 675–684.
9. Алексеев С. П., Добротворский А. Н., Яценко С. В. и др. О комплексной системе обеспечения безопасности освоения морских нефтегазовых месторождений Сахалина // Морские исследования и технологии изучения природы Мирового океана. Вып. 1. – Владивосток: ДВО РАН, 2005. – С. 21–38.
10. Андриева Н. В., Пономарева А. П., Крук Н. Н. и др. Магаданский Батолит: строение, состав и условия формирования. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. – 264 с.
11. Астахов А. С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. – 140 с.
12. Астахов А. С. Литохимия осадков материковой окраины Востока Азии. – Владивосток: Дальнаука, 2001. 240 с.
13. Бадрединов З. Г., Марковский Б. А., Ноздрачев Е. А. и др. Первые данные по U-Pb SHRIMP-датированию цирконов метаморфических пород кристаллического основания Тайгоносско-Пареньского поднятия (южное обрамление Омолонского массива) // Докл. РАН. – 2017. – Т. 476 (1). – С. 63–67.

14. Базылев Б. А., Паланджян С. А., Ганелин А. В. и др. Петрология перидотитов офиолитового меланжа мыса Поворотный, п-ов Тайгонос, Северо-Восток России: процессы в мантии над зоной субдукции // Петрология. – 2001. – Т. 9. – № 2. – С. 167–188.

15. Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1964. – 290 с.

16. Баскакова Л. А. Событийность и этапность геологического развития в кайнозое материковой части Востока России // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25. – № 3. – С. 3–18.

17. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. ИОАН, Т. 32. – Владивосток, 1960. – С. 15–95.

18. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. – М.: Наука, 1978. – 213 с.

19. Белый В. Ф. Геология Охотско-Чукотского пояса. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. – 76 с.

20. Бибикова Е. В., Макаров В. А., Грачева Т. В. и др. Возраст древнейших пород Омолонского массива // ДАН СССР. – 1978. – Т. 241. – № 2. – С. 431–436.

21. Билибин Ю. А. Эссекит-гешенитовый комплекс Омолонского района: Избр. про-изв., Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – С. 103–214.

22. Блинова Е. И., Возжинская В. Б. Водорослевая флора и растительность залива Шелихова (Охотское море) // Владивосток: Тр. ВНИРО. – 1974. – Т. 99. – С. 143–153.

23. Бойшенко А. Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Эвенская. Лист Р-57-XXIII. Объяснительная записка. – М.: Аэрогеология, 1977. – 89 с.

24. Богдановский А. А., Рыбалко С. И., Аришинов И. А. Параметрическая модель дрейфа льда для условий восточного шельфа Сахалина // Сборник статей РЭА. – 2009. – № 1 – С. 198–211.

25. Бондаренко Г. Е., Морозов О. Л., Лэйер П., Минюк П. С. Новые данные Ar-Ar изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. – 1999. – Т. 369. – № 1. – С. 79–82.

26. Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовых и нижнеюрских отложений верховьев р. Мал. Ауланджи // Нижний мезозой правобережья р. Колымы и Северо-Западной Камчатки. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. – С. 32–46.

27. Бычков Ю. М. Триас Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. – 59 с.

28. Бычков Ю. М., Кузнецов В. М., Жуланова И. Л., Бялобжеский С. Г. Триасовые местные стратоны Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН и СВНИЦМИС, Препринт, 1996. – 70 с.

29. Бяков А. С. Пермские отложения Балыгычанского поднятия (Северо-Восток Азии). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. – 87 с.

30. Бяков А. С. Зональная стратиграфия, событийная корреляция, палеобиогеография перми Северо-Востока Азии (по двустворчатым моллюскам). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2010. – 262 с.

31. Бяков А. С., Ведерников И. Л., Акинин В. В. Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2010. – № 1. – С. 14–24.

32. Бяков А. С., Давыдов В. И., Шмитц М. и др. Корреляция средней и верхней перми Северо-Востока Азии и Международной стратиграфической шкалы (новые данные по U-Pb датированию, изотопии Sr и $\delta^{13}\text{Corg}$). – Казань: КФУ, 2017. – С. 3–18.

33. Важенин Б. П. Специфика формирования рельефа и рыхлых отложений в экосистеме береговой зоны приливных ледовитых морей (на примере Северного Охотоморья) // Арктика и Север. – 2014. – № 17. – С. 130–140.

34. Васецкий И. П., Дорогой В. Н. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Омолонская. Лист Р-57-IX. Объяснительная записка. – Магадан: Геологический картограф. партия СВТГУ, 1978. – 102 с.

35. Васьяковский А. П. Геоморфология // Геология СССР. – 1970. – Т. XXX. – Кн. 2. – С. 424–458.

36. Ващилов Ю. Я. Глубинная структура и развитие Охотско-Чукотского вулканоогенно-го пояса по геофизическим данным // Тихоокеанская геология. – 1982. – № 4. – С. 45–57.

37. *Виноградова Т. Л.* Органическое вещество в поверхностном слое осадков западно-го шельфа Камчатки и залива Шелихова // Тр. ВНИРО. – 1969. – Т. LXV. – С. 267–281.
38. *Вишневская В. С., Соколов С. Д., Бондаренко Г. Е., Пральникова И. Е.* Новые данные о возрасте и корреляция вулканогенно-кремнистых комплексов северо-западного побережья Охотского моря // Докл. РАН. – 1998. – Т. 359. – № 1. – С. 66–69.
39. *Волобуева В. И., Белая Б. В., Половова Т. П., Нархинова В. Е.* Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – 123 с.
40. *Гагиев М. Х.* Средний палеозой Северо-Восточной Азии. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. – 120 с.
41. *Гагиев М. Х., Шульгина В. С., Гагиева А. М.* Новые данные по стратиграфии палеозоя юга Омолонского массива // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 57–97.
42. *Гагиева А. М.* Интрузивный базитовый магматизм в позднедокембрийской истории Омолонского массива (геологические и геохронометрические данные) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2011. – № 3. – С. 18–28.
43. *Гагиева А. М.* Эндеогенные события в позднедокембрийской и палеозойской истории Омолонского массива: сопоставление геологических и геохронометрических данных. Автореферат канд. дисс. – Магадан: СВКНИИ, 2013. – 28 с.
44. *Ганелин В. Г.* Первый непрерывный разрез верхнепалеозойских отложений на Северо-Востоке СССР // ДАН СССР. – 1971. – Т. 218. – № 2. – С. 1391–1395.
45. *Ганелин В. Г., Караваева Н. И.* Стратотипический разрез джигдалинского, омолонского, гижигинского, хивачского горизонтов перми Северо-Востока СССР // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан: Книжн. изд-во, 1977. – Вып. 23. – С. 23–28.
46. *Ганелин В. Г., Бяков А. С., Караваева Н. И.* Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии // Пути детализации стратиграфических схем. – М.: ГЕОС, 2001. – С. 194–209.
47. *Гельман М. Л., Некрасов Г. Е.* Мезозойские эклэгиты п-ова Тайгонос // Геология и геофизика. – 1968. – № 12. – С. 32–40.
48. *Гельман М. Л., Терехов М. И.* Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива // Метаморфические комплексы Востока СССР. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. – С. 66–73.
49. *Гельман М. Л., Титов В. А., Фадеев А. П.* Омолонская железорудная провинция // ДАН СССР. – 1974. – Т. 218. – № 2. – С. 419–422.
50. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 2. Дальневосточные моря, их континентальное обрамление / Ред. В. К. Ротман. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. – 303 с.
51. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР: Геологическое описание / Ред. И. Е. Дробкин, Н. П. Аникеев, Г. Г. Попов, В. А. Титов. – М.: Недра, 1970. – Кн. 1. – 548 с., Кн. 2. – 536 с.
52. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР (Магаданская область и Охотский район Хабаровского края): Полезные ископаемые / Под ред. П. В. Бабкина, М. Е. Городинского. – М.: Недра, 1983. – 263 с.
53. *Герасимова Н. А., Гусаров Б. М., Дылевский Е. Ф.* и др. Основные черты тектоники Омолонской глыбовой области // Мезозойский тектогенез. – Магадан, 1971. – С. 150–156.
54. *Гецева Р. В., Дерягин А. А.* Геологические особенности и ураноносность формации черных сланцев. – М.: Наука, 1981. – 120 с.
55. *Гидрогеология СССР. Т. XXVI. Северо-Восток СССР / Под ред. О. Н. Толстихина.* – М.: Недра, 1972. – 297 с.
56. *Глотов В. Е., Глотова Л. П.* Современное экологическое состояние и угрозы загрязнения нефтепродуктами акватории Примагаданского шельфа // Известия Самар. науч. центра РАН. – 2010. – № 1. – С. 1212–1216.
57. *Глотов В. Е., Глотова Л. П.* Роль подземных вод в формировании стока рек Примагаданского шельфа // Криосфера Земли. – 2012. – № 4. – С. 57–66.

58. Глотов В. Е., Глотова Л. П. Геокриологические и гидрогеологические условия угленосных площадей на северном побережье Охотского моря // Криосфера Земли. – 2015. – № 1. – С. 3–10.
59. Годунцов Р. Т., Симаков К. В., Шевченко В. М. К фаунистической характеристике триасовых отложений юго-западной части Омолонской глыбы // Мезозойские морские фауны Севера и Дальнего Востока СССР и их стратиграфическое значение. – М.: Наука, 1968. – С. 14–18.
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., Егоров В. Н., Савва Н. Е., Кузнецов В. М. и др. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. – Владивосток: Дальнаука, 2017. – 312 с.
62. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Листы О-56 – Магадан; Р-56,57 – Сеймчан. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. – 112 с.
63. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-56 – Сеймчан. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. – 426 с.
64. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист О-57 – Палана. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. – 307 с.
65. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист Р-58 – Пенжинская губа. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 384 с.
66. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Западно-Камчатская. Лист Р-57-XXXVI (о. Енгальчева). Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. – 70 с.
67. Гребенников А. В., Попов В. К., Ханчук А. И. Опыт петрохимической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок // Тихоокеанская геология. – 2013. – Т. 32. – № 3. – С. 68–73.
68. Гриненко О. В., Сергеенко А. И., Белолобский И. Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Ч. I. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и Объяснительная записка к ней. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998. – 68 с.
69. Гундобин В. М. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Еропольская. Лист Р-58-VII. Объяснительная записка. – М., 1986. – 85 с.
70. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1982. – 192 с.
71. Доклад об экологической ситуации в Камчатском крае. – Петропавловск-Камчатский: Министерство природных ресурсов и экологии Камчатского края, 2015. – 328 с.
72. Доклад о состоянии окружающей среды Магаданской области в 2014 году. – Магадан: Министерство природных ресурсов и экологии Магаданской области, 2015. – 74 с.
73. Егоров В. Н., Горячев Н. А. Предварительные данные о золотоносности бассейна р. Нодди (Южно-Омолонский район) // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ РАН, 1997. – С. 67–68.
74. Егоров В. Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива. Автореферат канд. дисс. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. – 36 с.
75. Егоров В. Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Омолонская. Лист Р-57-V. Объяснительная записка. – М. (электронное издание Моск. филиала ВСЕГЕИ), 2012. – 206 с.
76. Егоров В. Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Омолонская. Лист Р-57-III. Объяснительная записка. – М. (электронное издание Моск. филиала ВСЕГЕИ), 2013. – 283 с.

77. *Егоров В. Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Омолонская. Лист Р-57-IV. Объяснительная записка. – М. (электронное издание Моск. филиала ВСЕГЕИ), 2013. – 261 с.
78. *Жуланова И. Л.* Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос // Геотектоника. – 1974. – № 1. – С. 111–123.
79. *Жуланова И. Л.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Эвенская. Лист Р-57-XXIV. Объяснительная записка. – М.: Аэрогеология, 1980. – 80 с.
80. *Жуланова И. Л.* О связи железных руд Омолонского массива с протерозойской деструкцией его фундамента // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. – С. 56–57.
81. *Жуланова И. Л.* Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозе. – М.: Наука, 1990. – 304 с.
82. *Жуланова И. Л., Петров А. Н., Бялобжеский С. Г., Ликман В. Б.* К стратиграфии и генезису верхнепермских отложений полуострова Тайгонос // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 135–154.
83. *Жуланова И. Л., Карсаков Л. П., Кузьмин В. К.* Новая региональная стратиграфическая схема нижнедокембрийских образований Верхояно-Чукотского региона // Тихоокеан. Геология. – 2006. – Т. 25. – № 2. – С. 24–38.
84. *Жуланова И. Л., Авченко О. В., Шарова О. И.* Гранатовые метаультрамафиты и гранатовые жедрититы Омолонского микроконтинента: глубинный диафторез и его геолого-тектоническая интерпретация (Северо-Восток России) // Фундаментальные исследования. – 2014. – № 8. – Ч. 6. – С. 1393–1399.
85. *Заборовская Н. Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на Тайгоносе. – М.: Наука, 1978. – 199 с.
86. *Заводовский В. М.* Новая схема стратиграфии пермских отложений Северо-Востока СССР (кроме Верхоянья) // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. Вып. 14. – Магадан: Книжн. изд-во, 1960. – С. 186–188.
87. *Зонешайн Л. П., Натапов Л. М.* Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы геотектоники. – 1987. – Т. 1. – № 1. – С. 31–57.
88. *Иванов В. В.* Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии. – М.: Наука, 1985. – 308 с.
89. *Иванов О. Н.* Верхний докембрий Северо-Востока России. Препринт. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1995. – 45 с.
90. *Иванова А. М.* Атлас донных осадков Мирового океана. Т. II. Окраинные и внутренние моря. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992. – 60 с.
91. Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Российской Федерации в 2014 г. – М.: ФГУП Гидроспецгеология, 2014. – Вып. 3. – 36 с.
92. *Исаков А. Я., Сташченко К. В., Дубровина Т. И.* О загрязнении Охотского моря нефтепродуктами // Экономические, социальные, правовые и экологические проблемы Охотского моря и пути их решения. – Петропавловск-Камчатский: КамчатГТУ, 2004. – 206 с.
93. *Ичетовкин Н. В., Силинский А. Д., Фадеев А. П.* Кайнозойские щелочные базальтоиды бассейна рек Кананьги и Вилиги // Геология и геофизика. – 1970. – № 8. – С. 127–131.
94. *Каплин П. А., Селиванов А. О.* Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. – М.: ГЕОС, 1999. – 299 с.
95. *Караваева Н. И.* Верхняя пермь полуострова Тайгонос (новые данные) // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР в свете современных тектонических концепций. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – С. 95–98.
96. *Кашик Д. С., Ганелин В. Г., Караваева Н. И.* и др. Опорный разрез перми Омолонского массива. – Л.: Наука, Ленингр. отд., 1990. – 200 с.
97. *Кемкин И. В., Паланджян С. А., Чехов А. Д.* Обоснование возраста кремнисто-вулканогенных комплексов мыса Поворотного Пенжино-Пекульнейского офиолитового пояса // Тихоокеанская геология. – 1996. – № 3. – С. 69–78.

98. *Кокин А. В., Лебедько Г. И., Лычагин П. П.* О радиологическом возрасте некоторых пород кедонской вулкано-плутонической серии Омолонского массива // Геология и геофизика. – 1977. – С. 1–10.
99. *Колесников Д. Н.* Петрология кислых вулканических пород некоторых рудных районов Охотско-Чукотского пояса. Автореферат канд. дисс. – Л., 1987. – 16 с.
100. *Константинов М. М., Политов В. К., Стружков С. Ф.* и др. Омолонский золотодобывающий район и его перспективы // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – Т. 2. – С. 94–98.
101. *Корольков В. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Эвенская. Листы Р-57-ХVII,ХVIII. Объяснительная записка. – М., 1980. – 123 с.
102. *Корольков В. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Эвенская. Листы Р-57-VI,ХI,ХII. Объяснительная записка. – М., 1989. – 149 с.
103. *Космогеология СССР* / Под ред. В. Н. Брюханова и Н. В. Межеловского. – М.: Недра, 1990. – 334 с.
104. *Котляр И. Н.* Золотосеребряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. – М.: Наука, 1986. – 263 с.
105. *Котляр И. Н.* Петрологическое моделирование при прогнозе и оценке золотосеребряного оруденения в слабо освоенных горнорудных районах // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 34–56.
106. *Котляр И. Н.* Возраст золотых руд месторождения Кубака // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 156–159.
107. *Котляр И. Н., Русакова Т. Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. – 152 с.
108. *Кошкарёв В. Л.* Региональная модель глубинного строения центральной части Омолонского массива // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. – Магадан: Книжн. изд-во, 1992. – Вып. 27. – С. 47–55.
109. *Кривцов А. И.* Методология и объекты металлогенического анализа и прогнозных построений: состояние и перспективы // Отечеств. геология. – 1995. – № 5. – С. 4–11.
110. *Кровушкина О. А., Жаров А. Э.* Тектоническая эволюция и строение осадочных бассейнов северной части Охотского моря // Геология нефти и газа. – 2003. – № 1. – С. 21–27.
111. *Кузнецов В. М., Ликман В. Б., Лычагин П. П., Усачев Н. А.* Ареалы поздне триасового вулканизма на Омолонском массиве // Изверженные горные породы и вопросы их геологического картирования на Северо-Востоке СССР. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. – С. 146–150.
112. *Кузнецов В. М.* Обстановки позднепалеозойского и мезозойского осадконакопления в юго-восточной части Яно-Колымской системы // Тихоокеанская геология. – 1988. – № 1. – С. 28–38.
113. *Кузнецов В. М., Гагиев М. Х., Дылевский Е. Ф.* и др. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона. Масштаб 1 : 500 000 / Ред. К. В. Симаков. Объяснительная записка. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 267 с.
114. *Кузнецов В. М.* Дуговые разломы Северо-Востока СССР // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. – Магадан: Книжн. изд-во, 1991. – Вып. 27. – С. 39–46.
115. *Кузнецов В. М.* Осадочные формации, тектоническое районирование и палеоструктура восточного фланга Яно-Колымской системы / Колыма, 1994. – № 5. – С. 12–18.
116. *Кузнецов В. М., Палымская З. А., Шашурина И. Т.* и др. Металлогеническая карта Колымо-Омолонского региона. Масштаб 1 : 500 000 / Ред. В. И. Гончаров. Объяснительная записка. – Магадан: ГП «Магадангеология», 2001. – 207 с.
117. *Кузнецов В. М., Ливач А. Э.* Строение и металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – С. 156–177.
118. *Кутыгин Р. В., Ганелин В. Г.* Пермские амmonoидеи Колымо-Омолонского региона. Кыринский комплекс // Палеонтологический журнал – 2011. – № 3. – С. 14–24.

119. *Кутыгин Р. В., Ганелин В. Г., Бяков А. С.* Новые находки позднекаменноугольных гониатитов рода *Eoshamardites* в Кольмо-Омолонском регионе и особенности эволюции эошумардитид // Палеонтологический журнал. – 2016. – № 4. – С. 31–41.
120. *Лаверов Н. П., Лобковский Л. И., Кононов М. В.* и др. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. – 2013. – № 1. – С. 3–35.
121. *Лапин М. Б.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-57-I. Объяснительная записка. – М., 1977. – 63 с.
122. *Лапин М. Б.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-57-VII. Объяснительная записка. – М., 1982. – 65 с.
123. *Левин Б. С.* Метаморфические комплексы фундамента южной части Омолонского массива // Геология и геофизика. – 1975. – С. 24–34.
124. *Левин Б. С.* Строение фундамента Омолонского массива // Геология и геофизика. – 1979. – № 7. – С. 3–11.
125. *Лейер П. В., Иванов В. В., Раткин В. В., Бундцен Т. К.* Эпитермальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста руд // Докл. РАН. – 1997. – Т. 356. – № 5. – С. 662–668.
126. *Леонова Т. Д., Белоус О. В., Казанский Б. А.* Подводные долины Западного и Северо-Восточного Приохотья // Закономерности строения и эволюции геосфер. – Хабаровск: Дальнаука, 2004. – С. 331–336.
127. *Ливач А. Э., Чуравцов А. П., Третьякова Н. И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Сугойская. Лист Р-56-XVIII. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. – 182 с.
128. Лоция Охотского моря. Северная часть моря. ГУНиО. Кн. 1407, Вып. 2, корректура от 28.03.09. – 298 с.
129. *Лучицкая М. В., Хоуриган Дж., Бондаренко Г. Е., Морозов О. Л.* Новые данные SHRIMP U-Pb исследований цирконов из гранитоидов Прибрежно-Тайгоносского и Восточно-Тайгоносского поясов, южная часть полуострова Тайгонос // Докл. РАН. – 2003. – Т. 389. – № 6. – С. 786–789.
130. *Лучицкая М. В.* Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое–кайнозое. – М.: ГЕОС, 2014. – 360 с.
131. *Лычагин П. П.* Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива. Деп. в ВИНИТИ 14.11.1978, № 496-78. – Магадан, 1970. – 195 с.
132. *Лычагин П. П.* К петрохимии и петрологии девонских вулканических образований Омолонского массива // Геология и геофизика. – 1973. – № 8. – С. 62–69.
133. *Лычагин П. П.* Среднепалеозойский магматизм Омолонского массива. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. – 1978. – 195 с.
134. *Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф.* К проблеме вулканоплутонических ассоциаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1983. – № 4. – С. 20–29.
135. *Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф., Ликман В. Б.* Магматизм Омолонского срединного массива (Северо-Восток СССР). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1988. – 44 с.
136. *Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф., Ликман В. Б.* Магматизм Омолонского срединного массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1990. – Т. 7. – С. 17–29.
137. *Львов К. Л.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-57-II. Объяснительная записка. – Магадан, 1981. – 81 с.
138. Магматические формации СССР. Т. 1 / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. – Л.: Недра, 1979. – 318 с.
139. Магматические формации СССР. Т. 2 / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. – Л.: Недра, 1979. – 279 с.
140. Магматические горные породы / Под ред. О. А. Богатикова. – М.: Наука, 1987. – Т. IV. – 374 с.
141. *Маматюсунов В. Т., Михалицына Т. И.* Минералого-геохимическая характеристика порфировой системы Аксу // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы СВ России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2016. – С. 164–166.

142. *Маракушев А. А., Тарарин И. А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1965. – № 3. – С. 20–37.
143. *Мартынов Ю. А., Голозубов В. В., Ханчук А. И.* Мантйный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57 (5). – С. 947–961.
144. *Мерзляков В. М., Терехов М. И., Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф.* Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги масштаба 1:500 000. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1984. – 190 с.
145. *Мерзляков В. М., Терехов М. И., Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф.* Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. – 1982. – № 1. – С. 74–85.
146. *Минюк П. С.* Магнитостратиграфия кайнозоя Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. – 109 с.
147. *Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса / Перевод с англ. М. А. Богомоллова и др. – М.: Мир, 1976. – 535 с.
148. Национальный атлас России. – 2007. – Т. 2. – С. 289–293 (электронная версия).
149. *Недосекин Ю. Д.* Омолонский массив // Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. – М.: Наука, 1981. – С. 105–139.
150. *Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. – М.: Наука, 1976. – 159 с.
151. *Некрасов Г. Е.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Эвенская. Листы Р-57-VIII, XXIX, XXX, XXXV. Объяснительная записка. – Магадан, 1980. – 119 с.
152. *Немировская И. А.* Угледороды воды и донных осадков Охотского моря // Геохимия. – 1995. – № 7. – С. 1009–1020.
153. Новые местные стратонны фанерозойских отложений Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН и СВНИЦМИС, 1997. – 79 с.
154. *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. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 181–206.
155. *Орадовская М. М.* Стратиграфия и палеогеография ордовика // Опорные разрезы Северо-Востока СССР. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1974. – С. 137–160.
156. *Орадовская М. М.* Биостратиграфия и фации ордовика и силура Северо-Востока СССР. – М.: Недра, 1988. – 176 с.
157. *Орадовская М. М.* Ранний–средний палеозой Северо-Востока России. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. – 55 с.
158. Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России / А. А. Сидоров, Н. А. Горячев, В. И. Шпикерман, Н. Е. Савва, В. А. Приставко, С. Г. Бялбжеский, М. Е. Городинский. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1994. – 107 с.
159. *Паракецов К. В., Паракецова Г. И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. – М.: Недра, 1989. – 298 с.
160. *Парфенов Л. М., Натанов Л. М., Соколов С. Д., Цуканов Н. В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. – 1993. – № 1. – С. 68–78.
161. *Парфенов Л. М., Берзин Н. А., Ханчук А. И.* и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 6. – С. 7–41.
162. Перечень гидрогеологических районов для ведения Государственного водного кадастра. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1988. – 55 с.
163. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное / Под ред. О. А. Богатикова, О. В. Петрова, Л. Н. Шарпенко. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
164. *Петров О. В., Михайлов Б. К., Шевченко С. С.* и др. Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. – 2006. – № 27. – С. 60–76.

165. *Петровская Н. А., Грецкая Е. В.* Перспективы нефтегазоносности Шелиховского осадочного бассейна // Разведка и охрана недр. – 2017. – № 2. – С. 31–37.
166. *Пискунов Б. Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. – М.: Наука, 1987. – 238 с.
167. *Показаньев В. П., Угрюмов А. Н.* О проявлении металлоносных джаспероидов на Омолонском массиве // Тихоокеанская геология. – 1986. – № 5. – С. 68–75.
168. *Политов В. К.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-57-XVI. Объяснительная записка. – Магадан, 1981. – 99 с.
169. *Полуботко И. В., Репин Ю. С.* Фосфоритоносность триасовых и юрских отложений Омолонского массива // Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межведомств. стратиграф. совещания. – Магадан, 1975. – С. 143–144.
170. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – 48 с.
171. *Прох Л. З.* Словарь ветров. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 56 с.
172. *Работнов В. Т.* Стратиграфия верхнего докембрия Омолонского массива и Аевковского поднятия // ДАН СССР. – 1975. – Т. 222. – № 5. – С. 1167–1170.
173. *Радкевич Р. О.* Гранулометрические типы осадков и провинции мелководного шельфа Охотского моря // Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. – С. 96–104.
174. *Репин Ю. С., Полуботко И. В.* Нижняя и средняя юра Северо-Востока России. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. – 48 с.
175. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). – Магадан, 1987. – 241 с.
176. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. – М.: ГЕОС, 1998. – 147 с.
177. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 268 с.
178. Россыпи золота Северо-Востока России (модели для прогноза, поисков и разведки) / Ред. М. М. Константинов, М. З. Зиннатуллин, Ю. В. Прусс. – М., 1999. – 138 с.
179. *Русакова Т. Б.* Меловой магматизм Северо-Восточного Приохотья: геолого-геохронологическая корреляция. Автореферат канд. дисс. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2009. – 32 с.
180. *Савва Н. Е., Фомина М. И.* Особенности палеозойского золото-редкометалльного оруденения на примере рудопроявления Джугаджак // Проблемы геологии, экологии и горного дела. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ РАН, 1997. – С. 96–98.
181. *Савва Н. Е., Ртищева Л. И., Рочева В. К.* Типы золоторудной минерализации в пределах Конгинской гряды (Северо-Восток России) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. – Якутск: Изд. дом СВФУ, 2014. – С. 419–423.
182. *Садыков А. Р., Невретдинова Т. Н.* Палеогеновые и неогеновые отложения п-ова Тайгонос // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Препринт. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1988. – С. 55–70.
183. *Сваричевский А. С.* Рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – С. 82–97.
184. *Сваричевский А. С., Белоус О. В.* Экзогенный рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. – Владивосток: Дальнаука, 2001. – С. 69–81.
185. *Свиточ А. А.* Морской плейстоцен дальневосточных побережий России (стратиграфия и палеогеография) // Тихоокеанская геология. – 2004. – Т. 23. – № 3. – С. 76–93.
186. Север Дальнего Востока / Под ред. Н. А. Шило. – М.: Наука, 1970. – 488 с.
187. *Сергеев К. Ф.* Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. – М.: Наука, 2006. – 138 с.

188. *Силинский А. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-57-ХІХ. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1964. – 48 с.
189. *Силинский А. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-57-ХV. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1983. – 80 с.
190. *Силинский А. Д., Казина А. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-57-ХХ. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1977. – 69 с.
191. *Силинский А. Д., Казина А. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-57-VIII. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1985. – 95 с.
192. *Симаков К. В.* Допермские отложения Омолонской глыбы // Геология и геофизика. – 1967. – № 12. – С. 57–69.
193. *Симаков К. В.* О палеозойских тектонических движениях на территории Омолонской глыбы // Изв. ВУЗов «Геол. и разв.». – 1968. – № 8. – С. 18–23.
194. *Симаков К. В.* Стратиграфия среднепалеозойских отложений бассейна верхнего течения р. Омолон // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. – Вып. 2. – С. 234–270.
195. *Симаков К. В., Шевченко В. М.* Кедонская серия: объем, состав, строение, время и условия формирования // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. – Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. – Вып. 2. – С. 189–233.
196. *Симаков К. В., Шевченко В. М.* Палеозойские магматические образования Омолонской глыбовой области // Магматизм Северо-Востока Азии. Тр. I Северо-Восточного петрографического совещания. Ч. II. Магматические комплексы Северо-Востока СССР. – Магадан, 1975. – С. 21–34.
197. *Симаков К. В., Шевченко В. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Омолонская. Лист Q-57-XXXII. Объяснительная записка. – Магадан, 1980. – 76 с.
198. *Снятков Б. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист Р-57 (Гижига). Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 88 с.
199. *Соботович Э. В., Искандерова А. Д., Корольков В. Г.* и др. Раннеархейский возраст пород Тайгонского и Омолонского массивов Тихоокеанского подвижного пояса // Геологическая интерпретация данных геохронологии. – Иркутск, 1977. – С. 10–11.
200. Современное осадкообразование в окраинных морях востока Азии (статистические модели) / Под ред. Ф. Р. Лихта. – Владивосток: Дальнаука, 1997. – С. 12–112.
201. *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.
202. *Степанов В. А., Шишакова Л. Н.* Кубакинское золото-серебряное месторождение. – Владивосток: Дальнаука, 1994. – 196 с.
203. *Степанов В. А., Шергина Ю. П., Шкорбатова Г. С.* и др. Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив) // Тихоокеанская геология. – 1998. – Т. 17. – № 5. – С. 89–97.
204. *Стружков С. Ф., Константинов М. М.* Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – М.: Научный мир, 2005. – 320 с.
205. *Сурков В. С., Ларичев А. И., Старосельцев В. С.* и др. Предварительные геологические результаты по Магаданскому участку опорного геофизического профиля 2-ДВ (п-ов Кони – о. Врангеля) // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Т. 1. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – С. 72–75.
206. *Сурчилов В. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Магаданская. Лист Р-57-XXII. Объяснительная записка. – М., 1989. – 90 с.
207. *Сухопольский О. В.* Гидрогеологическое районирование территории Магаданской области // Колыма. – 1988. – № 5. – С. 11–12.
208. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока / Под ред. Ю. А. Косыгина. – М.: Наука, 1984. – 200 с.
209. Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000 / Отв. ред. Н. А. Богданов, В. Е. Хаин. Объяснительная записка. – М.: ИЛОВМ, 2000. – 193 с.
210. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / О. В. Веселов, Е. В. Грецкая, А. Я. Ильев и др. – М.: Наука, 2006. – 130 с.

211. Терехов М. И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Омолонская. Лист Р-57-Х. Объяснительная записка. – М.: Копир.-картпредприятие, 1970. – 103 с.
212. Терехов М. И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. – М.: Наука, 1979. – 114 с.
213. Третьякова Н. И. Петрографические индикаторы зон сдвига в дорифейском кристаллическом фундаменте Омолонского массива // Петрография магматических и метаморфических горных пород: Материалы XII Всерос. петрограф. совещ. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. – С. 258–259.
214. Третьякова Н. И. Метасоматические железистые кварциты Южно-Омолонского рудного района // Университеты России в диалоге со временем: Материалы II Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием. – Магадан: СВГУ, 2016. – С. 146–148.
215. Удинцев Г. Б. Основные черты развития рельефа дна Охотского моря в четвертичном периоде // Тр. комиссии по изучению четвертичного периода. – 1957. – Т. 13. – 215 с.
216. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). – М.: Наука, 1986. – 286 с.
217. Фадеев А. П. Рифейские отложения бассейна р. Ольдьяни (верховье р. Омолон) // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1974. – С. 54–55.
218. Фадеев А. П. Железорудные проявления Южно-Омолонского района // Колыма. – 1975. – № 6. – С. 41–43.
219. Фадеев А. П. Новые данные о докембрийских базитовых интрузиях Омолонского массива // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан: Книжн. изд-во, 1975. – Вып. 22. – С. 245–247.
220. Фадеев А. П., Шпетный А. П. Особенности геологического строения и истории формирования Анмандыканского щелочного плутона // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. – Магадан: Книжн. изд-во, 1978. – Вып. 24. – С. 53–60.
221. Филатов С. И. Схема стратиграфии континентальных отложений Балыгычано-Сугойского прогиба // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан: Книжн. изд-во, 1972. – Вып. 20. – С. 164–169.
222. Фогельман Н. А. Основные принципы формационного анализа золотоносных районов и рудных полей в целях прогноза // Отечеств. геология. – 1999. – № 3. – С. 14–18.
223. Фурдуй Р. С. О рифейских отложениях Омолонского массива // ДАН СССР. – 1969. – Т. 188. – № 1. – С. 193–197.
224. Ханчук А. И., Голозубов В. В. Режим трансформной окраины и орогенез Тихоокеанский Рудный пояс: материалы новых исследований (к 100-летию Е. А. Радкевич). Т. 1. – Владивосток: Дальнаука, 2008. – С. 340–345.
225. Хершберг Л. Б., Рязанцев А. А., Михайлик Е. В., Чудаев О. В. Разработка стратиграфической основы для проведения геологической съемки масштаба 1 : 200 000 шельфовых областей Дальневосточных морей России // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29. – № 6. – С. 90–106.
226. Чехов А. Д., Паланджян С. А. Новые данные по геологическому строению полуострова Тайгонос // Колыма. – 1994. – № 4. – С. 7–11.
227. Чиков Б. М. Структура юго-восточного обрамления Омолонского срединного массива // Геология и геофизика. – 1975. – № 9. – С. 131–135.
228. Шаинян С. Х., Большаков А. К., Большаков Р. А. и др. Стратиграфия кайнозойских образований Северо-Охотского прогиба по биосейсмостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1989. – № 4. – С. 23–34.
229. Шевченко В. М. Состав и объем абкитского гранитоидного комплекса на Омолонском массиве // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан: Книжн. изд-во, 1975. – Вып. 22. – С. 49–61.
230. Шевченко В. М. Докембрийский фундамент и раннепалеозойская активизация Омолонского массива. Автореферат канд. дисс. – Владивосток, 1984. – 19 с.
231. Шевченко В. М. К вопросу о раннепалеозойском возрасте анмандыканского и абкитского комплексов на юге Омолонского массива // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50: Тезисы докладов III

Регионального петрографического совещания по Северо-Востоку СССР. – Магадан: СВКНИ ДВО АН СССР, 1988. – С. 34–35.

232. *Шевченко В. М.* Докембрийские магматические образования на Омолонском массиве // *Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование.* – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. – С. 45–70.

233. *Шевченко В. М.* Докембрийские комплексы Омолонского массива // *Тихоокеанская геология.* – 1996. – Т. 15. – № 2. – С. 40–59.

234. *Шевченко В. М., Палымская З. А.* Зеленокаменные пояса Колымо-Омолонского региона // *Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий.* Билибинские чтения. Т. 1. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – С. 217–220.

235. *Шевченко В. М.* Архей и протерозой Омолонского массива. Петрология и изотопный возраст. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. – 176 с.

236. *Штетный А. П.* Палеозойский магматизм и его значение в истории развития мезозойд Северо-Востока СССР // *Магматизм Северо-Востока Азии.* Тр. I Северо-Восточного петрографического совещания. Ч. II. Магматические комплексы Северо-Востока СССР. – Магадан, 1975. – С. 5–15.

237. *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.

238. *Шунтов В. П.* Биология дальневосточных морей России. Т. 1. – Владивосток: ТИПРОцентр, 2001. – 426 с.

239. *Щенетов С. В.* Стратиграфия континентального мела юго-западного фланга Колымского нагорья. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. – 160 с.

240. *Akinin V. V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th.* Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: an example from the Ola plateau (Okhotsk segment): Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI. – 2014. – P. 171–193.

241. *Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Davis D. W.* Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology.* – 2004. – Vol. 205. – P. 115–140.

242. *Cabanis B. and Lecolle. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale* // *C. R. Acad. Sci. Ser. 2.* – М., 1989. – P. 2023–2029.

243. *Davydov V. I., Biakov A. S.* Discovery of shallow-marine biofacies conodonts in a bioherm within the Carboniferous-Permian transition in the Omolon Massif, NE Russia near the North paleo-pole: Correlation with a warming spike in the southern hemisphere // *Gondwana Research.* – 2015. – Vol. 28. – P. 888–897.

244. *Engebretson D. C., Cox A., Gordon R. C.* Relative motions between ocean and continental plates in Pacific basin // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 106.* – 1985. – Vol. 1. – N 1. – P. 1–59.

245. *Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D.* A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology* 42 (11). – 2001. – P. 2033–2048.

246. *Gagiev M. H.* Conodont studies in Northeastern Asia // *Geol. Soc. Amer. 29 the Ann. Meeting. Abstracts.* Univ. of Nebraska. – Lincoln, Nebraska, 1995. – P. 51.

247. *Ganelin V. G., Biakov A. S.* The Permian biostratigraphy of the Kolyma-Omolon region, Northeast Asia // *Journ. of Asian Earth Sciences.* – 2006. – Vol. 26. – N 3–4. – P. 225–234.

248. *Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1994. – Vol. 16. – P. 433–447.

249. *Hourigan J.* Mesozoic-Cenozoic tectonic and magmatic evolution of the northeast Russian margin // *PhD thesis.* – Stanford, California: Stanford University, 2003. – 257 p.

250. *Maniar P. D., Piccol P. M.* Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin 101. – 1989. – P. 635–643.
251. *McDonough W. F., Sun S. S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. – 1995. – Vol. 120. – P. 223–253.
252. *Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology 56. – 1986. P. 207–218.
253. *Nokleberg W. J., Parfenov L. M., Monger J. W., Norton I. O., Khanchuk A. I., Stone D. B., Scholl D. W., Fujita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific // U. S. Geological Survey Open-File Report 98–754. – 1998. – 125 p.
254. *Pearce J. A., Cann J. R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis // Earth and Planetary Science Letters. – 1973. – Vol. 19. – P. 290–300.
255. *Pearce J. A., Harris B. W. and Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 25. – 1984. – P. 956–983.
256. *Peccerillo A. & Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology 58. – 1976. – P. 63–81.
257. *Ridolfi F., Renzulli, A. and Puerini M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2010. – Vol. 160. – P. 45–66.
258. *Taylor S. R. and McLennan S. M.* The continental crust: its composition and evolution: Blackwell, Oxford, 1985. – 312 p.
259. *Tschegg C., Ntaflou Th., Akinin V. V.* Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Viliga Volcanic Field, northeast Russia // Lithos. – 2011. – Vol. 122. – N 1–2. – P. 13–24.
260. *Vermeesch P.* Tectonic discrimination diagrams revisited // Geochem. Geophys. Geosyst. 7. – 2006. – P. 35–47.
261. *Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W.* A-type granites: geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. – 1987. – P. 407–419.
262. *Wood D. A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planetary Science Letters 50. – 1980. – P. 11–30.
263. *Zindler A., Hart S.* Chemical Geodynamics // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 1986. – Vol. 14. – P. 493–571.

Фондовая

264. *Айнемер А. И., Краснов С. Г., Прохорова С. М.* и др. Закономерности распространения металлоносных осадков в Тихом океане, на Восточно-Арктическом и Дальневосточном шельфе СССР на основе изучения седиментогенеза. Кн. 1. Л., ПГО «Севморгеология», 1983.
265. *Анциферов Е. А., Логинова Г. Н., Шустова Л. А., Гурский Г. В.* Отчет о результатах работ Тополовской партии масштаба 1 : 50 000. Хасын, 1969.
266. *Астахов А. С.* Исследовать энергетические ресурсы океана, определить возможности и целесообразность их использования, разработать и опробовать новые методы и технические средства для этих целей. Владивосток, 1985.
267. *Астахов А. С., Камюнок М. В., Боцун А. И.* и др. Геологическое строение и инженерно-геологические условия Пенжинской губы Охотского моря. Т. 1. Владивосток, 1985.
268. Баланс прогнозных ресурсов углей Магаданской области по состоянию на 01.01.2010 г. Магадан, 2013.
269. *Белов Е. М.* Составление прогнозно-металлогенической карты Омолонно-Омсукучанской территории масштаба 1 : 500 000. СПб., 1992.

270. *Бобин Е. С.* Отчет о геологопоисковых работах в Гижигинском и Омолонском районах в 1931–1932 гг. Магадан, 1932.
271. *Большедворский В. А., Борщенко Ю. П., Дуглас В. К.* Отчет Камчатской партии об общепроисковых работах за 1982–1984 гг. по объекту: «Шельф Северо-Западного Приохотья (участки Мареканский и Гижигинский)». Партизанск, 1984.
272. *Бочарников Ю. С., Нищанский Г. М.* и др. Отчет по теме № 1005: «Составление прогнозно-металлогенической карты масштаба 1 : 200 000 на золото и серебро Омсукчанской рудоносной зоны». Магадан, 1983.
273. *Бровко П. Ф.* Отчет по проекту «Научное обеспечение сбалансированного планирования хозяйственной деятельности на уникальных морских береговых ландшафтах и предложения по его использованию на примере Азово-Черноморского побережья». Т. 5. Дальневосточные моря. Геленджик, 2013
274. *Бурзайкин В. В.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с общими поисками и геологическим доизучением (Конгинская партия). Сеймчан, 1991.
275. *Габак И. Ю.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисках месторождений золота в бассейнах рек Кедона, Туманной и Захаренко. Сеймчан, 1980.
276. *Ганелин В. Г., Караваяева Н. И.* Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Омолонского и Колымского массивов. Магадан, 1968.
277. *Ганелин В. Г., Караваяева Н. И., Полуботко И. В.* и др. Отчет по теме № 930: «Палеонтологическое обоснование стратиграфии каменноугольных, пермских и юрских отложений Северо-Востока СССР применительно к крупномасштабному картированию». Магадан, 1978.
278. *Голота Д. С.* Геология и петрография магматических пород в районе Вилигинского плутона (отчет о работе Тумано-Вилигинской петрографической партии). Магадан, 1948.
279. *Горбаренко С. А.* Палеоокеанология дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана в позднем плейстоцене и голоцене. Док. дисс. Владивосток, 2004.
280. *Грищенко А. А., Плюснин Н. К.* Анализ россыпной золотоносности территории Магаданской области с целью планирования и лицензирования поисковых работ. Магадан, 2008.
281. *Гусаров Б. М.* Опорная рабочая легенда Государственной геологической карты масштаба 1 : 50 000. Кедонская серия. Сеймчан, 1991.
282. *Дундо О. П.* Отчет по теме № 461 «Разработать легенду Охотоморской серии листов Госгеолкарты-1000/3». СПб., 2000.
283. *Егоров А. Г.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с общими поисками (Верхне-Кедонская партия). Сеймчан, 1989.
284. *Егоров В. Н., Ермоленко В. Г., Грищенко Ш. Г.* и др. Отчет геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 на площади листов Р-57-III,IV,V (новая серия). Магадан, 2011.
285. *Ермилов В. А., Волков С. В.* Информационный отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади листов Р-57-82-Г-б, в, г; 83-В, Г; 94-Б; 95-А, Б (Чайбухинский ГСО). Эвенск, 1994.
286. *Жуланова И. Л.* Дорифейские метаморфические комплексы южной окраины мезозойд Северо-Востока СССР (заключительный отчет по разделу темы «Петрология, геохимия и изотопная геохронология магматических и метаморфических образований Северо-Востока СССР»). Магадан, 1981.
287. *Жуланова И. Л., Бялбжеский С. Г., Глушкова О. Ю.* и др. Отчет о работах подготовительного этапа при производстве ГДП-200 на полуострове Тайгонос. Магадан, 1994.
288. *Жуланова И. Л.* Легенда Гижигинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Магадан, 1999.
289. *Змихновский А. М., Осипенко Т. Л., Сапрыкин В. И.* Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на объекте «Встречный» (Встречный геологосъемочный отряд). Эвенск, 1979.
290. *Иевлев В. К., Ведерникова Т. А.* Отчет по теме: «Региональная оценка подземных вод Магаданской области как комплексного сырья на литий, цезий, рубидий, бром, бор, стронций и другие компоненты». Магадан, 1986.

291. *Иевлева Т. И., Григорьев Н. В.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисках месторождений золота в междуречье Джугаджаки–Пропашей–Широкой. Дукат, 1983.

292. *Исмагилов И. Ш., Братухин Ю. Г.* Отчет о работе Хагомимнанской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 в междуречье Хайкамычак – Бол. Туромча. Омсукчан, 1972.

293. *Камионко М. В., Яикина Н. Г.* Отчет Морской геологоразведочной экспедиции о комплексных геофизических и инженерно-геологических работах на створах предполагаемого строительства гидротехнических сооружений приливной электростанции в Пенжинской губе Охотского моря. Партизанск, 1984.

294. *Караваева Н. И.* Отчет по теме 1097: «Изучение стратиграфии верхнего палеозоя и триаса в западной части Гижигинского прогиба и на его сочленении с Омолонским массивом для целей геологического картирования». Магадан, 1989.

295. *Караваева Н. И.* Усовершенствование региональной стратиграфической схемы верхнепалеозойских отложений на территорию Магаданской области для среднемасштабного картирования. Объяснительная записка. Магадан, 1998.

296. *Коблов Э. Г.* Отчет: «Прогнозные ресурсы перспективных зон нефтегазоаккумуляции и ловушек на Примагаданском шельфе». Оха-на-Сахалине, 1994.

297. *Котляр И. Н., Савва Н. Е., Умитбаев Р. Б.* Геологическое строение, магматизм и оруденение Анмандыканской вулканической зоны. Магадан, 1986.

298. *Кровушкина О. А., Королева Н. В., Петровская Н. А.* и др. Отчет по объекту 6/2000: «Геологическая эволюция и перспективы нефтегазоносности Шелиховского, Гижигинского, Магаданского и северной части тинро осадочных бассейнов». Южно-Сахалинск, 2000.

299. *Кузнецов В. М.* Легенда Сугойской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Магадан, 1999.

300. *Лазович В. М.* Отчет о производстве групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками и доизучения на площади листов Р-57-31-А,Б,В,Г; 3-57-32-А,Б,В,Г в 1987–1992 гг. (Водопадный ГСО). Эвенск, 1994.

301. *Ласман В. А., Лоскутова А. М., Пивоваров В. И., Зубарев Г. В.* Окончательный отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ на золото масштаба 1 : 50 000 в междуречье Бол. Туромчи и Вархалама (Туромчинский ГСО). Омсукчан, 1975.

302. *Ливач А. Э., Новиков В. А.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 и поисках месторождений золота, серебра, олова и других полезных ископаемых в среднем течении р. Вилига. Магадан, 1984.

303. *Ливач А. Э., Стружков С. Ф.* Отчет по теме: «Прогноз золотого и серебряного оруденения в Омсукчанском отрезке ОЧВП и разработка направления геологоразведочных работ». Магадан, 1996.

304. *Липкин Ю. С.* и др. Отчет по теме 0.74.01 : «Изучить металлоносность кайнозойских отложений шельфа восточно-арктических и дальневосточных морей; определить районы, благоприятные для выявления зон концентрации золота, олова и алмазов». Владивосток, 1980.

305. *Лихт Ф. Р., Астахов А. С.* Отчет о геолого-геофизических исследованиях, проведенных в 35–36-м рейсе НИС «Первенец» в июле–сентябре 1980 г. (Охотское море). Владивосток, 1981.

306. *Лоджевская М. И.* Отчет: «Карта нефтегазоносности Российской Федерации и сопредельных стран СНГ». ВНИГНИ, 2012.

307. *Маргулис Л. С.* Окончательный отчет о результатах и объемах работ, выполненных по объекту: «Уточненная количественная оценка ресурсов нефти, газа и конденсата шельфа дальневосточных морей Российской Федерации по состоянию изученности на 01.01.2009 г.». Южно-Сахалинск, 2012.

308. *Некрасова Ю. С.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листа Р-58-ХІХ,ХХ (объект № 283). Владивосток, 1984.

309. *Никифоров Н. А.* Отчет о производстве литохимических поисков по потокам рассеяния масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Коркодон, Аксу, Хетагчан, Хасын, 1991.

310. *Пак А. М.* Отчет о результатах поисковых работ на рудопроявлениях Хрустальный и Вечерний. Магадан, 1991.
311. *Песков Е. Г.* Отчет о результатах работ групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 и поисков полезных ископаемых в бассейнах рек Гижиги, Парени, Кегали, Чёрной за 1973–1975 гг. Хасын, 1977.
312. *Петровская Н. А., Жаров А. Э., Степанова Е. В.* и др. Отчет: «Изучить геологическое строение и выполнить оценку нефтегазоносности Магаданского и Шелиховского бассейнов в Охотском море». Южно-Сахалинск, 2005.
313. *Полуботко И. В., Репин Ю. С.* Отчет по теме: «Изучение опорных разрезов триасовых и нижне-среднеюрских отложений междуречья Омолон и Коркодона». Магадан, 1966.
314. *Прихода А. Г., Старосельцев В. С., Сальников А. С., Сулейманов А. К.* Создание опорного геофизического профиля 2-ДВ (п-ов Кони – о. Врангеля) в пределах Магаданской области и Чукотского АО. Новосибирск, 2008.
315. *Пушков С. М., Романин К. А., Фенеши В. А.* Отчет о результатах работ по объекту: «Поисковые работы на железо на Омолонском массиве» (Магаданская область). Магадан, 2012.
316. *Родионов В. И.* 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.
317. *Романова А. В.* Условия формирования осадков Охотского моря в позднем плейстоцене – голоцене (по данным фораминиферового анализа). Дисс. геол.-минерал. наук. Владивосток, 2014.
318. *Рочева В. К., Маматюсупов В. Т., Комаров Л. А.* Отчет «Поисковые работы на золото в пределах Солнечной перспективной площади». Магадан, 2014.
319. *Русакова Т. Б.* Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на правом берегу р. Омолон (Ледяной отряд). Эвенск, 1992.
320. *Русакова Т. Б., Козак Н. Ф.* Рабочая опорная легенда Тайгоносской серии листов Геологической карты СССР масштаба 1 : 50 000. Эвенск, 1992.
321. *Рязанцев А. А., Литвинова С. П.* Разработка региональных стратиграфических схем четвертичных отложений шельфа Японского, Охотского и Берингова морей (тематические работы по объекту № 10/92). Находка, 1995.
322. *Сакулина Т. С.* Отчет: «Создание опорного геолого-геофизического профиля Магадан – Южные Курилы в Охотском море для изучения глубинного строения с целью обоснования суверенного права Российской Федерации на центральную часть Охотского моря». СПб., 2008.
323. *Сальников А. С., Старосельцев В. С., Соболев П. Н.* Отчет о результатах работ по объекту «Создание опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ (Северо-восточный участок)». Новосибирск, 2014.
324. *Силинский А. Д., Казина А. И., Вивчар А. В.* Отчет о геологической съемке, доизучении масштаба 1 : 200 000 и поисках месторождений золота и серебра в верховьях р. Сугой. Магадан, 1976.
325. *Симаков К. В., Шевченко В. М., Ерыкалов Е. А., Яскевич В. Л.* Отчет о работе Джугаджакской геологсъемочной партии масштаба 1 : 200 000 и Джугаджакских поискового и геофизических отрядов за 1962 г. Сеймчан, 1963.
326. *Скибина Л. Б., Эшттейн И. М., Семенов В. Ф.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисках золото-серебряных проявлений групповыми методами в бассейне р. Вилига на ее правом берегу. Хасын, 1978.
327. *Сурчилов В. А., Шерстобитов П. А.* Отчет о производстве геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками (Кегалинский объект). Эвенск, 1982.
328. *Сурчилов В. А.* Рабочая опорная легенда Кегалинской серии листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 50 000. Эвенск, 1991.
329. *Тарасов В. Г.* Отчет: «Динамика экосистем, формирование биопродуктивности и биоресурсов Мирового океана». Владивосток, 2003.

330. Терехов М. И., Дорогой В. Н., Епифанов Л. Н. и др. Окончательный отчет по теме № 771: «Составление и подготовка к изданию листа Р-57-V геологической карты и карты полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000». Магадан, 1969.
331. Тимофеев П. Ф., Сурчилов В. А. Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и поисковых работ в междуречье Гижига–Хивач–Аханджа. Эвенск, 1979.
332. Усачев Н. А., Ликман В. Б. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 в бассейнах рек Проточная и Мунугуджак и составление листов Р-57-III,IV Госгеолкарты. Магадан, 1986.
333. Усачев Н. А., Волков С. В. Отчет: «Опытно-методические работы по геолого-экономической оценке и развитию минерально-сырьевой базы Магаданской области». Магадан, 2007.
334. Чайцын А. В., Солдатов В. А. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на междуречье Наяхана и Омолон в 1982–1984 гг. Магадан, 1986.
335. Чайцын А. В. Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на левобережье р. Омолон. Эвенск, 1989.
336. Чернявский А. Г. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 побережья залива Шелихова и междуречья Наяхан–Хигиндя в 1980–1982 гг. Магадан, 1983.
337. Чернявский А. Г., Сурчилов В. А. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на междуречье Ирбычана и Парени. Эвенск, 1987.
338. Черняев Е. В. Научное обеспечение геологической основы подсчета запасов Кубакинского месторождения в связи с их представлением в ГКЗ СССР. Магадан, 1983.
339. Чуравцов А. П. Опорная рабочая легенда Тахтоямо-Таватумской серии листов. Магадан, 1992.
340. Шамин В. Н. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисках месторождений в верхнем течении р. Омолон, в бассейнах рек Биркачана и Кубаки. Сеймчан, 1987.
341. Шаповалов Н. Г., Ермилов В. А., Тимофеева Л. И., Ермилова С. А. Отчет о результатах детальных поисков в бассейне р. Кубака и общих поисков в пределах Авландинского рудного узла в 1984–1987 гг. Эвенск, 1987.
342. Шашкин В. М., Морозов О. А., Голенев В. Б. и др. Техничко-экономическое обоснование временных разведочных кондиций и подсчет запасов золота месторождения Перекатное (Магаданская область). М., 2012.
343. Шевченко В. М. Легенда Омолонской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Магадан, 1999.
344. Школьный Л. Д. Рабочая опорная легенда Эвенской серии листов Геологической карты СССР масштаба 1 : 50 000. Объяснительная записка. Магадан, 1985.
345. Шпетный А. П. Геологическое строение и полезные ископаемые Омолонского массива. Магадан, 1964.
346. Шпетный А. П., Шевченко В. М., Показаньев В. П. Прогнозно-металлогеническая карта Омолонского массива масштаба 1 : 500 000. Магадан, 1978.
347. Шишкин В. А., Белов Е. М. Прогнозно-металлогеническая карта Омолонско-Омсулчанской территории. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка. Магадан, 1991.
348. Штикерман В. И., Палымский Б. Ф., Петухов В. В. и др. Легенда Верхояно-Кольмской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Для территории листов Р-55, Р-56, Р-57, Q-57-В,Г (Магаданская область). Объяснительная записка. Магадан, 2002.
349. Шульгина В. С., Роднов Ю. Н., Ткаченко В. И., Морозова Л. М. Отчет о космофото-геологическом картировании масштаба 1 : 500 000 на площади листов Q-56,57. М., 1991.

**Список месторождений, проявлений и пунктов минерализации,
показанных на листе Р-57 Госгеолкарты-1000/3**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
VI-6-2	ММ	Среднеподкагернинское	66
VI-6-6	ММ	Нижнеподкагернинское	66
I-6-4	П	Правобережье бассейна р. Парень	102, 268
I-6-12	П	Правобережье бассейна р. Магивеем	102, 268
II-3-16	П	Верховье руч. Туманный, правого притока руч. Домбычан	34, 268
II-4-33	П	Истоки руч. Домбычан	34, 268
II-5-14	П	Верховье р. Чёрная	102, 268
II-5-15	П	Левый борт р. Чёрная	102, 268
II-6-11	П	Правобережье р. Парень	102, 268
III-1-16	П	Левобережье р. Сугой	113, 268
III-1-19	П	Левобережье р. Сугой	113, 268
III-1-21	П	Правобережье руч. Поисковик	113, 268
III-1-22	П	Левобережье р. Мяучан	113, 268
III-5-1	П	Левый борт долины р. Гижига	101, 268
IV-5-53	П	Южный берег Тополовской бухты	23, 268
V-4-4	П	Северный берег Внутренней губы	151, 268
V-5-5	П	Правый борт долины руч. Снежный	151, 268
V-5-9	П	Бассейн руч. Осиновка	151, 268
V-5-10	П	Истоки руч. Акчари	131, 268
V-5-11	П	Правый борт долины р. Вискичун	151, 268
V-5-12	П	Устье р. Вискичун	151, 268
V-5-18	П	Снежное	151, 268
V-5-19	П	Северный берег Внутренней губы	151, 268
VI-6-1	П	Побережье Пенжинской губы	66
VI-6-3	П	Побережье Пенжинской губы	66

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-6-4	П	Побережье Пенжинской губы	66
У г о л ь б у р ы й			
IV-5-5	ММ	Верхнеавековское. Левобережье р. Авекова	23, 268
IV-5-9	ММ	Авековское. Левый борт р. Авскова	23, 268
IV-5-15	ММ	Чайбухинское. Правый борт устьевой части р. Чайбуха	23, 268
III-1-38	ММ	Вилигинское. Руч. Выстрел, левый приток р. Сугой	113, 268
III-1-37	П	Верховья р. Маймачан	113, 268
III-6-9	П	Левый борт долины руч. Нычемкин, левого притока р. Колымак	101, 268
IV-3-5	П	Левый и правый борт руч. Учасон, в 3,5 км от его устья	151, 268
IV-3-11	П	Побережье залива Шелихова, в 2,6 и 5,3 км от устья руч. Уйкан	189
IV-5-12	П	Восточный берег Гижигинской губы	23, 113
IV-5-13	П	Восточный берег Гижигинской губы	23, 113
IV-5-19	П	Устье р. Бол. Чайбуха, левый борт	23, 113
IV-5-21	П	Восточный берег Гижигинской губы	23, 113
V-5-1	П	Нижнее течение р. Имповеем	151, 113
V-5-2	П	Правый борт долины р. Имповеем	151, 113
V-5-3	П	Правый борт долины р. Имповеем	151, 113
VI-6-8	П	Побережье Пенжинской губы	66
Г о р ф			
IV-5-4	П	Левый борт долины руч. Земляной, оз. Чивиткино	23, 113
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Ж е л е з о			
I-3-50	П(М)	Верхнеомолонское	76, 315
I-3-7	П	Дракон	76, 113
I-3-38	П	Инняягинское	76, 113
I-3-45	П	Скарновое	76, 113
I-4-31	П	Наледь	77, 113
I-4-43	П	Батик	77, 113

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-4-57	П	Магнетитовое	77, 113
I-4-88	П	Междуречье Безмолвный–Прямой	77, 113
I-5-26	П	Восточное	75, 113
II-4-15	П	Левобережье р. Джелта	211, 113
II-4-23	П	Правобережье руч. Пологий, правого притока р. Джелты, участок Горячий	211, 113
Марганец			
III-1-26	ПМ	Левобережье р. Мандычек	113
III-1-42	ПМ	Истоки р. Джугаджака	113
III-1-54	ПМ	Правобережье р. Пропащая	113
III-2-52	ПМ	Левобережье руч. Октава (Кабаты)	113
III-3-46	ПМ	Правый борт руч. Кадычана, правого притока р. Наяхан	189
IV-2-5	ПМ	Верховье р. Хогыня	190
Цветные металлы			
Медь			
I-5-14	П	Табор. Руч. Табор	75, 113
IV-1-23	П	Дэгдэнрэкен. Водораздел ручьев Дэгдэнрэкен и Пиритовый	302, 113
I-3-24	ПМ	Левобережье руч. Имукэга	76
I-3-52	ПМ	Левобережье руч. Ольдяни	76
I-3-53	ПМ	Правобережье р. Омолон	76
I-4-1	ПМ	Левобережье руч. Тика	77
I-4-25	ПМ	Водораздел ручьев Гриша–Широкий	77
I-4-65	ПМ	Правобережье руч. Бокэс в верховьях	77
I-4-73	ПМ	Левобережье руч. Экал	77
I-4-77	ПМ	Междуречье Гранодиоритовая–Халали	77
I-5-21	ПМ	Междуречье Прав. Закоронная–Ледяная	75
I-5-28	ПМ	Междуречье Лабазный–Еврашкин	75
II-4-12	ПМ	Левобережье руч. Ленчик	211
II-4-46	ПМ	Правобережье руч. Далбыган	211
II-5-3	ПМ	Верховье р. Широкая	102
II-5-5	ПМ	Левобережье р. Широкая	102

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-38	ПМ	Левобережье долины р. Эумата	291
III-3-34	ПМ	Левый борт руч. Лев. Мунничан, левый приток р. Наяхан	189
III-6-14	ПМ	Правый борт долины р. Авекова	101
IV-1-19	ПМ	Левобережье руч. Дэтчан	302
IV-6-25	ПМ	Верховье руч. Тим	79
IV-6-29	ПМ	Левобережье руч. Бурный	79
IV-6-30	ПМ	Правобережье руч. Боковой	79
I-1-4	ГХО	Бассейны ручьев Богатый и Сонатье	116
I-1-15	ГХО	Бассейн р. Хетагчан	116
IV-5-39	ГХО	Верхние течения рек Кенгевеем и Ван-Уоньяоям, бассейны рек Тополовка и Каленмын	116
IV-6-11	ГХО	Бассейн р. Тальнаваям (Айчан)	116
V-5-17	ГХО	Левобережье долины р. Вискичун	116
С в и н е ц			
I-2-8	ПМ	Верховье долины р. Лев. Бургагчан	137
I-2-14	ПМ	Водораздел рек Бургагчан и Прав. Хетагчан	137
I-3-4	ПМ	Правобережье р. Бродная	76
I-3-40	ПМ	Междуречье Инняги и Косого	76
I-4-74	ПМ	Правобережье р. Инняга	77
III-1-41	ПМ	Междуречье Мосичан–Эрос	113
III-2-40	ПМ	Верховье долины руч. Чалым	113
III-2-49	ПМ	Верховье долины руч. Скалистый	113
III-2-51	ПМ	Верховье долины р. Нюлканди	113
III-3-26	ПМ	Правобережье руч. Быстрый, левого притока руч. Дэт	189, 113
III-3-41	ПМ	Левобережье р. Бол. Гарманда	189, 113
IV-1-11	ПМ	Правобережье р. Пропащая	302
IV-1-17	ПМ	Верховье ручья Мал. Ясчан	302
IV-1-18	ПМ	Правобережье руч. Алын	302
IV-1-25	ПМ	Правобережье р. Пропащая	302
IV-1-32	ПМ	Левобережье р. Пропащая	302
IV-1-34	ПМ	Бассейн руч. Улика	302
IV-1-64	ПМ	Левобережье руч. Стланниковый	302

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-18	ПМ	Левобережье верховьев руч. Костяной	190
IV-5-25	ПМ	Мыс Матугин	23
IV-5-52	ПМ	Правый борт устья р. Тополовка	23
IV-5-54	ПМ	Междуречье Кын–Кенгевеем	23
С в и н е ц и ц и н к			
I-3-3	П	Жаркий. Междуречье Прав. Бургали– Ирбычан	76
I-3-9	П	Мрачное. Левобережье руч. Мрачный	76
III-1-44	П	Верховья р. Сугой, междуречье ручьев Мосичан–Эрос	113
III-1-49	П	Левобережье руч. Маймачан	113
I-3-1	ПМ	Левобережье р. Прав. Бургали	76
I-3-11	ПМ	Междуречье Ирбычан–Кудрявый	76
I-3-12	ПМ	Междуречье Бродная–Петелька	76
I-3-15	ПМ	Правобережье р. Петелька	76
I-3-32	ПМ	Левобережье р. Нючали	76
I-3-34	ПМ	Левобережье р. Нючали	76
I-4-70	ПМ	Правобережье руч. Спокойный	77
I-3-6	ПМ	Верховья р. Астрономическая	76
I-3-17	ПМ	Верховья руч. Гэлбэти	76
I-3-21	ПМ	Правобережье руч. Оленёнок	76
I-3-26	ПМ	Бассейн правого притока р. Нючали	76
I-4-62	ПМ	Правобережье руч. Дикий	77
I-4-79	ПМ	Левый водораздел руч. Якут	77
I-4-82	ПМ	Верховья руч. Эмкер	77
I-4-87	ПМ	Правобережье руч. Верх. Коаргычан	77
I-5-40	ПМ	Междуречье Мал. Авландя–Тотос	75
I-5-44	ПМ	Верховья руч. Сквозной	75
II-4-2	ПМ	Правобережье руч. Сухой	211
II-4-9	ПМ	Истоки рек Ниж. Коаргычан и Ирбычан	211
II-4-13	ПМ	Левобережье р. Джигдали	211
II-4-14	ПМ	Истоки руч. Ленчик, правого притока р. Ирбычан	211
II-4-21	ПМ	Истоки руч. Радуга	211
II-4-25	ПМ	Левобережье р. Хивач	211

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-4-29	ПМ	Левобережье руч. Пиквик	211
III-2-48	ПМ	Правобережье р. Широкая	113
III-4-6	ПМ	Истоки руч. Страх, левого притока р. Бол. Гарманда	168
III-4-17	ПМ	Правобережье долины р. Бол. Гарманда	168
IV-2-10	ПМ	Правобережье руч. Хогыни	190
IV-2-11	ПМ	Междуречье Прав. Бирингади–Хаканангдя	190
IV-1-21	ПМ	Истоки р. Осиновая	
IV-2-3	ПМ	Левобережье р. Широкая	190
IV-2-6	ПМ	Правобережье р. Бирангади	190
IV-2-24	ПМ	Междуречье Ветка–Костяной	190
IV-2-26	ПМ	Междуречье I и II Дэлкэчан	190
Ц и н к			
I-4-2	ПМ	Правобережье руч. Верх. Биркачан	77
I-5-29	ПМ	Междуречье Синяя–Бол. Авландя	75
I-5-47	ПМ	Междуречье Мутный–Сев. Широкая	75
II-3-18	ПМ	Истоки руч. Нэкучан	34
II-3-21	ПМ	Верховья р. Бол. Гарманда	34
II-3-23	ПМ	Левобережье верховья р. Бол. Гарманда	34
II-3-24	ПМ	Верховья руч. Нептун, правого притока р. Гижига	34
III-2-37	ПМ	Правобережье долины руч. Эумата	113
III-2-41	ПМ	Левобережье р. Ненкат	113
III-2-50	ПМ	Междуречье Странный–Левша	113
III-2-53	ПМ	Левобережье р. Ненкат	113
III-3-13	ПМ	Правобережье руч. Нимкачан, левого притока р. Наяхан	168
IV-1-8	ПМ	Правобережье руч. Дэтчан	302
IV-2-21	ПМ	Левый борт долины руч. Дэлкэчан I	190
IV-4-13	ПМ	Мыс Морская Лагуна	206
IV-5-22	ПМ	Истоки р. Средняя	23
IV-5-46	ПМ	Левый борт р. Кенгевеем	23
Цинк и свинец			
I-5-35	ПМ	Междуречье Хадарынья–Заросший	75

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Цинк и свинец, золото			
I-3-2	ПМ	Правобережье р. Ирбычан	76
К о б а л ь т			
III-1-39	ПМ	Левобережье руч. Октава	113
III-2-36	ПМ	Правобережье р. Эумата	113
III-3-6	ПМ	Верховье руч. Серый, правый борт р. Бол. Гармында	189
III-3-17	ПМ	Правый борт руч. Дурь, правого притока р. Бол. Гарманда	189
III-3-18	ПМ	Правый борт р. Бол. Гарманда	189
IV-1-3	ПМ	Левобережье руч. Иннач	302
IV-1-13	ПМ	Правобережье р. Вилига	302
IV-1-37	ПМ	Правобережье р. Пропащая	302
IV-2-31	ПМ	Правый борт долины руч. Костяной	190
М о л и б д е н			
II-2-25	ММ	Верхнеомолонское. Истоки правобережья р. Омолон	191
III-2-10	ММ	Орлиное. Правобережье верховьев р. Прав. Джеланджа	113
I-1-18	П	Аксу. Верховья р. Аксу	121
I-3-37	П	Вечернинское	76
I-3-44	П	Хрустальное. Водораздел ручьев Южный–Стрела	76, 310
I-4-7	П	Правобережье руч. Базовый	77
I-5-16	П	Сокол. Верховья руч. Сокол	75
II-1-7	П	Тынгыльчанское. Левобережье р. Сугой	122
II-1-8	П	Водораздел ручьев Кедровый–Сентябрь	122
II-2-22	П	Верховье р. Хуркан	191
III-1-24	П	Правобережье руч. Порфиновый	113
III-1-25	П	Правобережье руч. Снежный	113
III-1-29	П	Левобережье руч. Забытый	113
III-1-31	П	Истоки руч. Забытый	113
III-1-40	П	Правобережье руч. Октава	113
III-3-27	П	Верховье руч. Прав. Уляган	183
I-1-19	ПМ	Истоки р. Аксу	121

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-16	ПМ	Устье руч. Неожиданный, левого притока р. Бургагчан	137
I-3-42	ПМ	Междуречье Ольдяни–Южный	76
I-3-49	ПМ	Левобережье руч. Стрела	76
I-4-64	ПМ	Вдораздел Нодди–Бокэс	77
I-4-69	ПМ	Водораздел Инняга–Бокэс	77
I-5-30	ПМ	Правобережье среднего течения руч. Лабазный	75
I-6-10	ПМ	Правобережье долины р. Чайвавеем	102
II-2-2	ПМ	Верховье долины р. Коркодон	191
II-2-5	ПМ	Верховье р. Свободная	191
II-2-7	ПМ	Истоки р. Тебана	191
II-2-9	ПМ	Левобережье руч. Абкиткич	191
II-2-24	ПМ	Левобережье верховья долины р. Эликчан	191
II-2-26	ПМ	Правобережье истоков р. Омолон	191
II-3-27	ПМ	Правобережье руч. Тенкели, правого притока р. Наяхан	34
II-5-22	ПМ	Верховье руч. Анункун, правого притока руч. Сумной	102
II-5-23	ПМ	Левый борт р. Ахавеем	102
II-5-28	ПМ	Левый борт р. Ахавеем	102
II-5-40	ПМ	Правобережье р. Ахавеем	102
III-1-30	ПМ	Правобережье руч. Забытый	113
III-1-50	ПМ	Правобережье руч. Эрос	113
III-1-53	ПМ	Правобережье р. Пропащая	113
III-2-3	ПМ	Истоки руч. Диабазовый	113
III-2-4	ПМ	Верховье р. Наяхан, руч. Налкадах	113
III-2-5	ПМ	Верховье руч. Джелонд	113
III-2-8	ПМ	Верховье руч. Кардан, левого притока р. Наяхан	113
III-2-11	ПМ	Северный берег оз. Нярка	113
III-2-20	ПМ	Верховье руч. Уха, левого притока р. Джеланджа	113
III-2-22	ПМ	Левый борт долины р. Наяхан	113
III-2-31	ПМ	Верховье левобережья руч. Маймакан, правого притока р. Наяхан	113
III-2-35	ПМ	Истоки руч. Бирюк, правого притока руч. Ненкат	113
III-2-42	ПМ	Правый борт нижнего течения руч. Бирюк	113

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-44	ПМ	Междуречье Мандычек–Странный	113
III-2-45	ПМ	Правобережье долины руч. Кум, правого притока руч. Странный	113
III-2-58	ПМ	Левобережье руч. Хаганчан, левого притока р. Ненкат	113
III-2-60	ПМ	Левый борт долины р. Чалбут, левого притока р. Таватум	113
III-2-61	ПМ	Верховье руч. Буян	113
III-3-12	ПМ	Левобережье руч. Джаланджа, левого притока р. Наяхан	189
III-3-21	ПМ	Левобережье руч. Шумный, левого притока р. Наяхан	189
III-3-24	ПМ	Левобережье руч. Делоч, левого притока руч. Хакандя	189
III-3-30	ПМ	Верховье руч. Карровый, левого притока р. Наяхан	189
III-3-32	ПМ	Правобережье руч. Карровый	189
III-3-38	ПМ	Междуречье Хакандя–Мунничан	189
III-4-15	ПМ	Правобережье р. Хагомымнан	168
III-4-24	ПМ	Левобережье р. Туромча	168
III-4-28	ПМ	Истоки руч. Хивэгчан, правого притока р. Туромча	168
III-5-11	ПМ	Правый борт долины р. Туромча	101
IV-1-2	ПМ	Водораздел ручьев Алын–Пропащая	188, 302
IV-1-14	ПМ	Верховье руч. Лев. Ясчан	188, 302
IV-1-24	ПМ	Правобережье р. Хакандя	188, 302
IV-1-27	ПМ	Левобережье руч. Пиритовый	188, 302
IV-1-31	ПМ	Междуречье Пропащая–Улика	188, 302
IV-1-36	ПМ	Междуречье Улика–Несак	188, 302
IV-1-43	ПМ	Правобережье р. Пропащая	188, 302
IV-1-46	ПМ	Левобережье р. Вилига	188, 302
IV-1-48	ПМ	Побережье зал. Шелихова, севернее устья р. Вилига	188, 302
IV-2-29	ПМ	Береговой обрыв Гижигинской губы, в 9 км восточнее устья р. Таватум	190
IV-5-3	ПМ	Левый борт долины р. Авекова	23
IV-5-31	ПМ	Истоки руч. Ледниковый	23
IV-6-13	ПМ	Правобережье руч. Неожиданный, левого притока р. Пылгин	79
IV-6-32	ПМ	Междуречье Кычувэвсем–Тикас	79

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-2	ПМ	Берег зал. Шелихова, южнее устья руч. Спутник	113, 302
V-1-4	ПМ	Междуречье Кананыга–Калалага	113, 302
V-4-3	ПМ	Залив Средний	151
V-5-14	ПМ	Северный берег губы Внутренняя	151
V-6-8	ПМ	Правобережье р. Кингевесм	151
В о л ь ф р а м			
II-1-5	П	Водораздел ручьев Мулкан–Анчар	122
II-1-9	П	Водораздел ручьев Кедровый–Сентябрь	122
II-5-41	ПМ	Верховье руч. Солнечный (Лебединый блок)	102
III-2-14	ПМ	Южный берег оз. Нярка	113
III-2-57	ПМ	Правобережье долины руч. Трио	113
III-3-15	ПМ	Правый борт руч. Крюк, правого притока р. Наяхан	189
IV-1-79	ПМ	Морское побережье, севернее устья руч. Угрюмый	188, 302
О л о в о			
III-1-20	ММ	Междуречье Поисковик–Мяучан	113
III-1-18	П	Междуречье Сугой–Омчикчан	113
II-3-26	ПМ	Левобережье руч. Джин, правого притока р. Гижига	34
III-1-14	ПМ	Междуречье Сугой–Омчикчан	113
III-1-23	ПМ	Междуречье Поисковик–Мяучан	113
III-3-2	ПМ	Верховье руч. Нимкачан	189
III-4-2	ПМ	Левобережье верховьев руч. Лапутик	168
III-4-18	ПМ	Истоки р. Вархалам	168
III-4-44	ПМ	Правобережье р. Бол. Гарманда	168
IV-1-12	ПМ	Верховье руч. Иннач	188, 302
IV-1-30	ПМ	Правобережье р. Осиновая	188, 302
IV-3-9	ПМ	Левобережье р. Студёная	113
III-1-15	ШО	Верховья р. Вилига	113
Р т у т ь			
III-1-5	ШО	Бассейн руч. Близкий притока р. Сугой	113
IV-6-12	ШО	Верхнее течение руч. Поздний, среднее течение р. Прав. Кычувэвеем, Тальнаваам	79

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
М ы ш ь я к			
II-2-12	ПМ	Правобережье долины руч. Апаш	191
III-1-34	ПМ	Левобережье руч. Мандычек	113
III-2-32	ПМ	Верховье руч. Лев. Чалбуг	113
III-4-1	ПМ	Междуречье Хмурый–Лапутик, правых притоков р. Гижига	168
III-4-4	ПМ	Верховье руч. Прав. Мункринджа, правого притока р. Гижига	168
III-4-9	ПМ	Правобережье долины руч. Страх	168
IV-1-61	ПМ	Верховье руч. Гудакчан	188, 302
IV-1-75	ПМ	Морские береговые обрывы южнее устья руч. Мерзлый	188, 302
IV-2-25	ПМ	Междуречье Таватум–Студеный	190
IV-2-27	ПМ	Междуречье Таватум–Студеный	190
IV-3-8	ПМ	Истоки руч. Кривой, левого притока р. Учасон	113
IV-5-20	ПМ	Левобережье р. Лев. Тихая	23
IV-5-34	ПМ	Правый борт руч. Кривой	23
IV-6-20	ПМ	Верховья рек Пылгин–Тальнавсем	79
IV-6-28	ПМ	Междуречье Боковой–Бурный	79
С у р ь м а			
IV-5-23	ПМ	Иманра. Правобережье р. Иманра	23
IV-6-31	ПМ	Верховье руч. Мал. Стрелка	79
В и с м у т			
III-2-39	ПМ	Верховье руч. Ненкат (лев. и прав. борт)	113
IV-1-20	ПМ	Левобережье р. Вилига	188, 302
IV-1-28	ПМ	Междуречье Осиновая–Пропащая	188, 302
IV-2-23	ПМ	Междуречье Ветка–Дэлкэчан	190
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы			
Б е р и л л и й			
IV-1-26	ПМ	Правобережье р. Хакандя	188, 302
Редкие земли			
III-1-51	П	Левобережье руч. Иннач	188, 302

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-6-12	ПМ	Левый борт долины р. Авекова	101
III-6-19	ПМ	Правый борт долины р. Авекова	101
III-6-23	ПМ	Левобережье долины р. Авекова	101
III-6-24	ПМ	Левобережье долины р. Авекова	101
IV-6-6	ПМ	Левый борт долины руч. Рыбный, правого притока руч. Пильгын	79
IV-6-17	ПМ	Истоки руч. Сергеевский, правого притока руч. Инуйкан	79
Благородные металлы			
Золото			
I-4-45	КМ/О	Кубака	77, 202, 113
III-4-40	КМ	Перекатное	342
I-4-15	СМ/Э	Биркачан	77, 113
II-4-42	СМ	Прогнозное	61
I-4-85	ММ	Ёлочка	77
I-1-1	П	Правобережье р. Венера	121
I-1-5	П	Правобережье р. Венера	121
I-1-7	П	Правобережье р. Венера	121
I-1-13	П	Правобережье р. Аксу	121
I-1-14	П	Солнечный	121
I-1-17	П	Правобережье р. Аксу, правого притока р. Сугой	121
I-2-6	П	Высокий	318
I-2-7	П	Ольховый	318
I-2-15	П	Хетагчан	309
I-3-31	П	Ягельное	76
I-3-33	П	Берёзка	76
I-3-36	П	Инняяга	76
I-3-43	П	Междуречье Стрела–Вечерний	76
I-3-51	П	Любимое	76
I-4-8	П	Лабазное	77
I-4-11	П	Мизинец	77
I-4-14	П	Маякское	77
I-4-26	П	Стрела	77
I-4-30	П	Ветка-I	77

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-4-32	П	Магнитное	77
I-4-34	П	Участок Левобережный	77
I-4-35	П	Ветка-II	77
I-4-36	П	Участок Аномальный	77
I-4-47	П	Анмандыкан	77
I-4-51	П	Новь	77
I-4-54	П	Находка	77
I-4-55	П	Ущельное	77
I-4-58	П	Пробное	77
I-4-59	П	Надежда	77
I-4-61	П	Нодди	77
I-4-63	П	Дубль	77
I-4-75	П	Бакчар-II	77
I-4-78	П	Бакчар-I	77
I-4-80	П	Халали (1)	77
I-5-3	П	Большое	75
I-5-15	П	Верховья руч. Грунтовый	75
I-5-17	П	Стрела	75
I-5-22	П	Усть-Кубакинское	75
II-3-2	П	Анго	113, 333
II-3-6	П	Терминэ	113, 333
II-3-12	П	Пиритовое	34, 113
II-4-24	П	Правобережье руч. Голодный	300
II-4-26	П	Джелты	211, 300
II-4-28	П	Хивач	211, 300
III-1-28	П	Левобережье р. Джугаджак	113
IV-1-40	П	Халали (2)	302
IV-6-27	П	Верхнечайбухинское	285
I-1-2	ПМ	Правобережье р. Венера	121
I-1-6	ПМ	Правобережье р. Венера	121
I-1-8	ПМ	Верховье р. Лунная, левого притока р. Венера	121
I-1-9	ПМ	Верховье р. Лунная	121
I-1-10	ПМ	Истоки р. Венера	121

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-1-12	ПМ	Правобережье р. Аксу	121
I-1-16	ПМ	Истоки р. Аксу	121
I-1-20	ПМ	Правобережье р. Прав. Хетагчан	121
I-1-21	ПМ	Правобережье р. Прав. Хетагчан	121
I-1-22	ПМ	Левобережье р. Лев. Хетагчан	121
I-1-23	ПМ	Левобережье р. Лев. Хетагчан	121
I-2-4	ПМ	Правобережье р. Бургагчан	137
I-2-5	ПМ	Правобережье р. Бургагчан	137
I-2-17	ПМ	Междуречье Лев. Коркодон–Прав. Хетагчан	137
I-3-13	ПМ	Правобережье р. Петелька	76
I-3-16	ПМ	Междуречье Ирбычан–Кудрявый	76
I-3-18	ПМ	Правобережье руч. Охотник	76
I-3-25	ПМ	Междуречье Нючали–Дюгасак	76
I-3-27	ПМ	Правый борт р. Нючали	76
I-3-28	ПМ	Левый борт руч. Дырочка	76
I-3-29	ПМ	Правобережье р. Русская (Омолонская)	76
I-3-30	ПМ	Верховья руч. Ерниковый	76
I-3-35	ПМ	Правобережье руч. Инняга	76
I-3-48	ПМ	Правобережье руч. Росянка	76
I-4-13	ПМ	Верховье р. Пятинах	77
I-4-23	ПМ	Правобережье руч. Прав. Дэлэмкит	77
I-4-28	ПМ	Левобережье р. Омолон ниже устья р. Хунганджа	77
I-4-29	ПМ	Верховья руч. Магнитный	77
I-4-37	ПМ	Правобережье руч. Выстрел	77
I-4-39	ПМ	Правобережье руч. Молькаты	77
I-4-56	ПМ	Верховья руч. Куст	77
I-4-67	ПМ	Водораздел Спокойная–Очакчан	77
I-4-68	ПМ	Водораздел Кубак–Прав. Кубака	77
I-4-76	ПМ	Левобережье руч. Холодный	77
I-4-81	ПМ	Правобережье руч. Весенний	77
I-5-1	ПМ	Междуречье Омолон–Голодный	75
I-5-6	ПМ	Верховья руч. Рыбный	75
I-5-20	ПМ	Левобережье руч. Незнакомый	75

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-24	ПМ	Левобережье р. Мал. Авландя	75
I-5-31	ПМ	Междуречье Кубака–Козлятник	75
I-5-32	ПМ	Правый приток р. Мал. Авландя ниже устья руч. Гранодиоритовый	75
I-5-39	ПМ	Верховья руч. Окайликич	75
I-5-48	ПМ	Верховья руч. Ошибка	75
II-1-1	ПМ	Правобережье р. Свободная	122
II-1-2	ПМ	Правобережье Лев. Хетагчан	122
II-1-6	ПМ	Водораздел ручьев Анчар и Кедровый	122
II-1-10	ПМ	Правобережье руч. Сентябрь	122
II-2-1	ПМ	Междуречье Дракон–Трудный	191
II-2-4	ПМ	Верховье р. Медведка, правого притока р. Лев. Хетагчан	191
II-2-6	ПМ	Верховье левого борта долины р. Лев. Хетагчан	191
II-2-8	ПМ	Правобережье долины руч. Гранитный	191
II-2-10	ПМ	Левобережье долины руч. Медведка	191
II-2-11	ПМ	Правобережье руч. Апаш, левого притока р. Лев. Хетагчан	191
II-2-14	ПМ	Левобережье руч. Богатый, левого притока р. Лев. Хетагчан	191
II-2-15	ПМ	Истоки руч. Широкий	191
II-2-19	ПМ	Левобережье долины руч. Скалистый	191
II-3-25	ПМ	Левобережье р. Бол. Гарманда	34
II-4-8	ПМ	Правобережье руч. Харкели, правого притока р. Ирбычан	211
II-4-49	ПМ	Левобережье руч. Дамбычан	211
II-5-2	ПМ	Верховье р. Июльская	102
II-6-15	ПМ	Правобережье верхнего течения долины руч. Хопкиней	102
II-6-19	ПМ	Правобережье верховья долины руч. Вечерний	102
III-1-1	ПМ	Истоки руч. Джагдыкан	113
III-1-2	ПМ	Бассейн р. Эликчан, притока р. Сугой	113
III-1-7	ПМ	Правобережье р. Эликчан	113
III-1-10	ПМ	Левобережье р. Сугой	113
III-1-12	ПМ	Правобережье р. Сугой	113
III-1-13	ПМ	Правобережье р. Сугой	113

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-27	ПМ	Верховье руч. Мяучан	113
III-1-33	ПМ	Истоки руч. Мосичан	113
III-2-47	ПМ	Левый борт долины руч. Мандычек	113
III-2-54	ПМ	Верховье руч. Сосед, левого притока р. Таватум	113
III-2-55	ПМ	Левобережье р. Ненкат	113
III-2-56	ПМ	Междуречье Октава–Снежный, правых притоков р. Широкая	113
III-3-3	ПМ	Правобережье руч. Рыжик, левый борт р. Бол. Гарманда	189
III-3-11	ПМ	Левобережье руч. Нэвтэр	189
III-3-22	ПМ	Истоки руч. Дачный	189
III-3-39	ПМ	Междуречье Верх. Осиновка–Рогач	189
III-4-31	ПМ	Левобережье р. Бол. Гарманда	168
III-4-32	ПМ	Левобережье р. Бол. Гарманда	168
III-5-3	ПМ	Устье руч. Отменный, левого притока р. Мал. Туромча	101
III-5-5	ПМ	Междуречье Мал. Туромча–Кансал	101
III-5-6	ПМ	Правый борт долины р. Кансал	101
III-5-7	ПМ	Правобережье р. Мал. Туромча. Участок Тополевый	101
III-5-9	ПМ	Левобережье руч. Альдигич, левого притока р. Туромча. Участок Пятчакан	101
III-6-1	ПМ	Левый борт долины р. Озёрная	101
III-6-2	ПМ	Правобережье долины р. Колымак	101
IV-1-33	ПМ	Правобережье р. Вилига	188, 302
IV-1-39	ПМ	Правобережье руч. Несак	188, 302
IV-1-63	ПМ	Истоки руч. Стланниковый	188, 302
IV-2-14	ПМ	Верховье долины руч. Хокунчан, левого притока р. Таватум	190
IV-2-30	ПМ	Верховье руч. Сульфидный (в 4,5 км к северо-западу от мыса Горка)	190
IV-3-1	ПМ	Правый борт р. Лев. Студёная	113
IV-3-3	ПМ	Правый борт руч. Балаганный	113
IV-3-12	ПМ	Устье руч. Уйкан, в 2 км западнее по побережью	113
IV-4-8	ПМ	Мыс Поворотный	206
IV-4-9	ПМ	Вархаламская губа, устье руч. Кунгас	206
IV-5-6	ПМ	Междуречье Авекова–Тихая	23

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-5-8	ПМ	Правый борт р. Тихая	23
IV-5-24	ПМ	Левый борт руч. Озёрный	23
IV-5-26	ПМ	Иманра	23
IV-5-27	ПМ	Бухта Матуга, устье р. Матуга	23
IV-5-28	ПМ	Верховье руч. Ледниковый, правого притока р. Мал. Чайбуха	23
IV-5-32	ПМ	Левый борт руч. Спрут, правого притока р. Кенгевеем	23
IV-5-36	ПМ	Левобережье руч. Туманный, правого притока р. Кенгевеем	23
IV-5-37	ПМ	Правобережье р. Кенгевеем	23
IV-5-38	ПМ	Междуречье Туманная–Ночевка, правых притоков р. Кегевеем	23
IV-5-42	ПМ	Верховье р. Тополовка	23
IV-5-43	ПМ	Верховье р. Тополовка	23
IV-5-44	ПМ	Истоки р. Каленмын	23
IV-5-47	ПМ	Междуречье Тополовка–Каленмын	23
IV-5-49	ПМ	Правобережье р. Тополовка	23
IV-5-50	ПМ	Правобережье р. Тополовка	23
IV-6-9	ПМ	Правобережье долины руч. Пылгин	79
IV-6-15	ПМ	Левобережье руч. Инчик, верховье	79
IV-6-16	ПМ	Междуречье Инчик–Каменистый	79
IV-6-19	ПМ	Правобережье руч. Кварцевый	79
IV-6-21	ПМ	Истоки руч. Инуйкан	79
IV-6-22	ПМ	Верховье руч. Эмкан	79
IV-6-24	ПМ	Верховье руч. Тим	79
IV-6-26	ПМ	Русло руч. Пиритовый	79
IV-6-33	ПМ	Междуречье Кычувэвеем–Тикас	79
IV-6-34	ПМ	Западное побережье бухты Лахтачъя	79
IV-6-35	ПМ	Восточный берег бухты Лахтачъя	79
V-1-1	ПМ	Правобережье руч. Кард	113
V-5-6	ПМ	Левобережье долины р. Нейнег	151
V-5-7	ПМ	Левый и правый исток руч. Яйнаваям	151
V-5-8	ПМ	Левый и правый исток руч. Яйнаваям	151
V-5-13	ПМ	Северное побережье губы Внутренняя	151

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-5-15	ПМ	Левобережье долины р. Вискичун	151
V-5-16	ПМ	Западные отроги горы Нейнехун (а. о. 1123).	151
V-5-20	ПМ	Правобережье р. Энгельватен; истоки р. Нейнег	151
V-5-22	ПМ	Левобережье р. Витаэтгля	151
V-5-23	ПМ	Левобережье р. Витаэтгля	151
V-5-24	ПМ	Восточный берег п-ова Тайгонос, в 6 км к СВ от устья руч. Поворотный	151
V-5-26	ПМ	Правый борт долины р. Витаэтгля	151
V-5-27	ПМ	Восточный берег п-ова Тайгонос, к югу от устья руч. Поворотный	151
V-5-29	ПМ	Восточные отроги горы Мисипан	151
V-5-30	ПМ	Левый борт долины р. Витаэтгля	151
V-5-31	ПМ	Восточный берег п-ова Тайгонос	151
V-5-32	ПМ	Правый борт долины р. Витаэтгля	151
V-5-33	ПМ	Правый борт долины р. Витаэтгля	151
V-5-34	ПМ	Правый борт долины р. Витаэтгля, южнее 3 км	151
V-5-35	ПМ	Правобережье руч. Тайгонос	151
V-5-36	ПМ	Западный берег п-ова Тайгонос	151
V-5-38	ПМ	Междуречье Ватаэтгля–Бурливый	151
V-5-42	ПМ	Южный берег п-ова Тайгонос	151
V-6-1	ПМ	Левый борт долины р. Явоям	151
V-6-2	ПМ	Правый борт долины р. Явоям	151
V-6-4	ПМ	Левобережье р. Кенгевеем	151
V-6-6	ПМ	Левобережье р. Кенгевеем	151
V-6-7	ПМ	Левобережье р. Кенгевеем	151
V-6-9	ПМ	Междуречье Хылвылчун–Кенгевеем	151
V-6-10	ПМ	Правый борт долины руч. Хылвылчун	151
V-6-11	ПМ	Восточное побережье п-ова Тайгонос, в 7 км к ЮЗ от мыса Наблюдений	151
III-6-10	РК/Э	Река Авекова, среднее и верхнее течение	101, 178, 280
I-4-33	РС/О	Магнитный с прав. притоками Спонсор и Золотистый	77, 280
II-3-5	РС/О	Река Верхн. Коаргычан, правый приток р. Омолон	34, 280
III-6-3	РС	Правобережье долины р. Колымак	
III-6-4	РС	Река Колымак, правый приток р. Парень	101, 280

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-6-18	РС	Руч. Пылгин, левый приток р. Авекова	101, 280
I-4-9	PM/O	Руч. Сомнительный	77, 280
I-4-16	PM/O	Руч. Мизинец, прав. приток р. Верх. Биркачан	77, 280
I-4-38	PM	Руч. Выстрел, левый приток р. Омолон	77, 280
I-4-41	PM	Руч. Ветка, левый приток р. Русская (Омолонская)	77, 280
I-4-44	PM	Руч. Ветвистый, правый приток руч. Батик	77, 280
I-4-46	PM	Река Мал. Молькаты, левый приток р. Русская (Омолонская)	77, 280
I-4-48	PM	Руч. Ветка, левый приток р. Русская (Омолонская). Среднее течение	77, 280
I-4-50	PM	Руч. Ветка, левый приток р. Русская (Омолонская). Верхнее течение	77, 280
I-5-9	PM	Руч. Старт, правый приток р. Омолон	75, 280
I-5-13	PM/O	Руч. Грунтовый с правым притоком руч. Сокол	75, 280
I-5-18	PM	Руч. Лев. Закоронный с левым притоком руч. Удалой, левый приток р. Закоронная	75, 280
II-3-3	PM/O	Руч. Зенит, правый приток руч. Стрела	280
II-3-11	PM/O	Руч. Пиритовый, левый приток р. Верх. Коаргычан	280
II-4-16	PM/O	Руч. Джелты	34, 211
II-4-17	PM	Руч. Голодный	34, 211
III-6-5	PM	Руч. Июньский, левый приток р. Колымак	101, 280
III-6-6	PM	Руч. Неожиданный, левый приток р. Колымак	101, 280
III-6-7	PM	Руч. Снежный, левый приток р. Колымак	101, 280
III-6-8	PM	Руч. Попутный, левый приток р. Колымак	101, 280
III-6-11	PM	Руч. Извилистый, правый приток р. Авекова	101, 280
III-6-13	PM	Руч. Старательский, левый приток р. Авекова	101, 280
III-6-16	PM	Руч. Вогнутый, приток р. Авекова	101, 280
III-6-17	PM	Руч. Гусиный, левый приток р. Авекова	101, 280
III-6-20	PM	Руч. Гранатовый, правый приток р. Авекова	101, 280
III-6-22	PM	Руч. Рогатый, левый приток р. Авекова	101, 280
III-6-25	PM	Руч. Прима, левый приток р. Авекова	101, 280
IV-5-51	PM	Руч. Сланцевый, правый приток р. Тополовка	23, 280
IV-6-10	PM	Руч. Неожиданный, левый приток р. Пылгин	23, 280
IV-6-18	PM	Руч. Кварцевый	23, 280
V-6-5	PM	Руч. Базовый	79, 280

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-9	РП	Руч. Весёлый, левый приток р. Коркодон	
I-2-10	РП	Руч. Брекчиевый, левый приток р. Коркодон	137
I-2-11	РП	Руч. Первый, левый приток р. Коркодон	137
I-2-12	РП	Река Коркодон, ниже устья р. Лев. Коркодон	137
I-2-13	РП	Руч. Развалистый, левый приток р. Коркодон	137
I-3-47	РП	Руч. Южный с лев. притоком руч. Хрустальный	34, 280
I-4-4	РП	Руч. Лабазный	77, 280
I-4-5	РП	Руч. Большой, левый приток р. Верх. Биркачан	77, 280
I-4-6	РП	Руч. Релиз–Свирепый	77, 280
I-4-52	РП	Руч. Трезубец, левый приток р. Русская (Омолонская)	77, 280
I-4-60	РП	Река Нодди, левый приток р. Омолон	77, 280
I-4-72	РП	Руч. Нефелиновый (Эмкер)	77, 280
I-4-83	РП	Руч. Шанс (Тасжний перевал)	77, 280
I-4-84	РП	Руч. Матинка, прав. приток р. Нижняя	77, 280
I-5-27	РП	Руч. Лабазный, пр. приток р. Мал. Ауланджа	75, 280
I-5-38	РП	Руч. Тотос, левый приток руч. Заоблачный	75, 280
II-3-8	РП	Руч. Западный, лев. приток р. Верх. Коаргычан	34, 280
II-3-10	РП	Руч. Террасовый, лев. приток р. Верх. Коаргычан	34, 280
II-6-16	РП	Руч. Углистый, правый приток р. Хопкиней (бассейн р. Парень)	102, 280
IV-6-1	РП	Руч. Врезанный, правый приток руч. Пыльгин	79, 280
IV-4-11	РП	Матугинская площадь. Северо-восточная часть Гижигинской губы, между губой Вархаламская и бух. Тополовка	280
IV-4-12	ГХО	Северо-восточная часть Гижигинской губы, к югу от Матугинской площади	271
V-4-2	ГХО	Восточная часть Гижигинской губы, район залива Средний	271
V-4-5	ГХО	Юго-восточная часть губы Гижигинская, район губы Внутренняя	271
I-1-3	ШО	Бассейны ручьев Богатый и Сонатье	121
I-1-11	ШО	Верховья рек Аксу и Прав. Хетагчан	121
I-2-1	ШО	Ручьи Ветвистый–Сидор, прав. р. Коркодон	137
I-2-2	ШО	Бассейны рек Бургачан и Тебана	137
I-5-43	ШО	Верхнее и среднее течение р. Парень с правыми притоками Горная, Июльский Каньон, Широкая	75

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-1	ШО	Верховья рек Крестик и Чайваедем	102
I-6-5	ШО	Истоки рек Парень и Чайваедем	102
II-1-4	ШО	Бассейны ручьев Босув и Тынгильчан	122
II-2-13	ШО	Бассейн верховий рек Жданка и Тебана	191
II-2-17	ШО	Бассейн среднего течения рек Хақырчан, Тэнкэли и Лев. Хақырчан	191
II-3-20	ШО	Верхнее течение р. Бол. Гарманда	34
IV-2-7	ШО	Нижнее течение р. Уйкан и среднее течение р. Лев. Студёная	190
IV-4-2	ШО	Бассейны рек Вархалам и Варвасан	206
IV-5-33	ШО	Северо-восточная часть Гижигинской губы, к востоку от Матугинской площади, район бух. Тополовка	23
IV-5-35	ШО	Верхнее течение рек Кенгеведем и Ван-Уонявоям. Бассейны рек Тополовка и Каленмын	23
V-1-3	ШО	Верховья ручьев Кард и Туркычан	302
V-5-4	ШО	Юго-восточное побережье п-ова Тайгонос, бассейн р. Нейнег	151
V-5-21	ШО	Юго-восточная часть губы Гижигинская, район губы Внутренняя	151
V-5-25	ШО	Побережье бух. Тайгонос	151
С е р е б р о			
I-2-3	П	Колечко	318
I-3-19	П	Седой	76
II-2-21	П	Хақырчанское	191, 113
II-4-22	П	Прыгун	211
II-5-6	П	Левобережье р. Широкая	102
II-5-7	П	Дручак	102
II-5-10	П	Колумбия	102
II-5-26	П	Двуустный. Левобережье руч. Двуустный	102, 333
II-5-27	П	Правобережье руч. Сумной	102
II-6-1	П	Учинней	102, 328
III-1-9	П	Левобережье р. Сугой (Малютка)	113, 324
III-1-11	П	Малютка. Левобережье руч. Сугой	113, 324
III-1-45	П	Междуречье Мосичан–Эрос	113, 324
III-1-46	П	Правобережье р. Пропащая	113, 324

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-47	П	Конгрэндя	113, 324
III-1-52	П	Встреча. Левобережье руч. Маймачан	113, 324
III-2-19	П	Мартаха	113
III-2-26	П	Олынджинское	113
III-2-34	П	Ненкат	113
III-2-46	П	Арсенопиритовое	113
IV-1-29	П	Правобережье р. Пропащая	113, 302
IV-1-35	П	Правобережье руч. Улика	113, 302
IV-1-54	П	Хакандзя	113, 302
IV-1-65	П	Мерзлый I	113, 302
IV-1-67	П	Мерзлый	113, 302
IV-2-8	П	Бирагандя. Междуречье Биркачандя–Хаканди	190
IV-3-10	П	Студёный	113
IV-3-13	П	Устье левого борта долины руч. Мал. Тасчан	113
I-3-10	ПМ	Правый склон руч. Сатурн	76
I-5-10	ПМ	Междуречье Орлиный–Старт	75
I-6-2	ПМ	Левобережье верховьев р. Угловая	102
I-6-7	ПМ	Левый борт долины р. Чайвавеем	102
I-6-8	ПМ	Правобережье р. Чайвавеем; участок Малыш	102, 327
I-6-9	ПМ	Правобережье долины р. Чайвавеем	102, 327
I-6-14	ПМ	Правый борт долины р. Магивеем	102, 327
I-6-15	ПМ	Правый борт долины р. Магивеем	102, 327
I-6-17	ПМ	Междуречье Учиной-Кегали, истоки	102, 327
II-2-23	ПМ	Междуречье Тэнкэли–Омолон	191
II-3-9	ПМ	Правобережье Верх. Коаргычана	34
II-3-15	ПМ	Бутал	34
II-3-22	ПМ	Кругой	34
II-4-27	ПМ	Левобережье р. Лев. Порожистая	212
II-4-32	ПМ	Верховье руч. Пиквик	212
II-4-37	ПМ	Верховье руч. Открытый	212
II-4-45	ПМ	Левобережье р. Гижига	212
II-4-50	ПМ	Правобережье р. Хивач	212
II-5-1	ПМ	Левобережье р. Хаями	102

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-5-4	ПМ	Левобережье р. Широкая	102
II-5-8	ПМ	Верховье р. Бол. Ауланджи	102
II-5-9	ПМ	Левобережье р. Широкая	102
II-5-18	ПМ	Левобережье верховья руч. Молочный	102
II-5-24	ПМ	Правобережье руч. Хаймычивеем	102
II-5-30	ПМ	Правобережье руч. Сумной	102
II-5-33	ПМ	Истоки руч. Сумной	102
II-5-35	ПМ	Верховье руч. Сумной	102
II-5-36	ПМ	Левобережье р. Чёрная	102
II-6-2	ПМ	Правый борт верховья долины р. Учинней	102, 113
II-6-3	ПМ	Верховье правого борта р. Иловаам	102, 113
II-6-4	ПМ	Правый борт долины р. Иловаам	102, 113
II-6-6	ПМ	Правый борт долины р. Иловаам	102, 113
II-6-7	ПМ	Левобережье р. Иловаам	102, 113
II-6-9	ПМ	Левый борт долины р. Иловаам, в устье	102, 113
II-6-12	ПМ	Левобережье долины р. Хаймычивеем	102, 113
III-1-3	ПМ	Левобережье р. Джандындыкан	324, 113
III-1-6	ПМ	Правобережье р. Сугой	324, 113
III-1-8	ПМ	Левобережье р. Сугой	324, 113
III-1-32	ПМ	Левобережье руч. Эльга	324, 113
III-1-35	ПМ	Правобережье р. Джугажджак	324, 113
III-1-36	ПМ	Правобережье р. Джугажджак	324, 113
III-1-48	ПМ	Правобережье р. Нэкучан	324, 113
III-2-2	ПМ	Правобережье руч. Бараний	190
III-2-7	ПМ	Междуречье Прав. и Лев. Ольчан	190
III-2-9	ПМ	Правый борт долины верховья руч. Мартаха	190
III-2-12	ПМ	Верховье руч. Каджак	190
III-2-13	ПМ	Левый борт долины руч. Делонде	190
III-2-16	ПМ	Правый борт руч. Волан	190
III-2-21	ПМ	Левобережье долины руч. Каджака	190
III-2-24	ПМ	Истоки р. Ойчири	190
III-2-25	ПМ	Правый борт приустьевой части руч. Ветка	190
III-2-29	ПМ	Междуречье Олынджи–Прав. Олынджа	190

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-33	ПМ	Верховье правого борта руч. Юрвил	190
III-2-43	ПМ	Правобережье р. Широкая	190
III-2-59	ПМ	Междуречье Широкая–Донесен	190
III-3-1	ПМ	Левобережье руч. Дэт	113
III-3-5	ПМ	Верховье руч. Каскадный	113
III-3-7	ПМ	Левобережье руч. Делонде (Джаланджа)	113
III-3-9	ПМ	Левобережье руч. Осиновка	113
III-3-10	ПМ	Левобережье руч. Крючек	113
III-3-16	ПМ	Правобережье р. Бол. Гарманда	113
III-3-19	ПМ	Правобережье руч. Дачный	113
III-3-20	ПМ	Верховье руч. Делочи, лев. притока руч. Дэт	113
III-3-25	ПМ	Верховье руч. Лев. Эндерьен	113
III-3-28	ПМ	Правобережье руч. Дэт	113
III-3-29	ПМ	Левобережье р. Наяхан	113
III-3-35	ПМ	Правобережье р. Бол. Гарманда	113
III-3-36	ПМ	Правобережье р. Бол. Гарманда	113
III-3-37	ПМ	Левобережье руч. Верх. Осиновка	113
III-3-40	ПМ	Правобережье руч. Мукорикан	113
III-3-42	ПМ	Междуречье Рогач–Конгрэчан	113
III-3-43	ПМ	Левобережье руч. Слюдяной	113
III-3-44	ПМ	Междуречье Конгрэчан–Далакан	113
III-3-47	ПМ	Левобережье руч. Прав. Осиновка	113
III-4-3	ПМ	Верховье руч. Лапутик, правого притока р. Гижига	168
III-4-5	ПМ	Левобережье руч. Хайкомычан	168
III-4-7	ПМ	Левый борт долины руч. Страх	168
III-4-20	ПМ	Междуречье Туромча–Ирокал	168
III-4-36	ПМ	Левобережье руч. Хулакагычан	168
III-5-4	ПМ	Левый борт долины р. Мал. Туромча	101
III-5-8	ПМ	Междуречье Мал. Туромча–Кансай	101
III-5-12	ПМ	Правый борт верховьев руч. Наумка	101
III-6-15	ПМ	Правый борт долины р. Авекова	101
III-6-21	ПМ	Правобережье долины руч. Пылгин	101
III-6-26	ПМ	Правобережье долины руч. Пылгин	101

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-1-1	ПМ	Левобережье р. Пропащая	188, 302
IV-1-7	ПМ	Правобережье руч. Алын	188, 302
IV-1-9	ПМ	Левобережье руч. Инна	188, 302
IV-1-15	ПМ	Правобережье руч. Алын	188, 302
IV-1-16	ПМ	Левобережье руч. Дэтчан	188, 302
IV-1-22	ПМ	Левобережье руч. Дэгдэнрэкэн	188, 302
IV-1-38	ПМ	Правобережье р. Вилига	188, 302
IV-1-41	ПМ	Левобережье р. Вилига	188, 302
IV-1-44	ПМ	Левобережье р. Алика	188, 302
IV-1-45	ПМ	Правобережье р. Вилига	188, 302
IV-1-47	ПМ	Левобережье р. Вилига	188, 302
IV-1-49	ПМ	Правобережье р. Алика	188, 302
IV-1-51	ПМ	Правобережье р. Алика	188, 302
IV-1-52	ПМ	Правобережье р. Алика	188, 302
IV-1-55	ПМ	Правобережье р. Алика	188, 302
IV-1-56	ПМ	Правобережье р. Алика	188, 302
IV-1-57	ПМ	Правобережье руч. Дюкэн	188, 302
IV-1-58	ПМ	Левобережье руч. Дюкэн	188, 302
IV-1-59	ПМ	Правобережье руч. Гадакчан	188, 302
IV-1-60	ПМ	Правобережье руч. Дюкен	188, 302
IV-1-62	ПМ	Правобережье руч. Гадакчан	188, 302
IV-1-66	ПМ	Правобережье руч. Стланиковий	188, 302
IV-1-68	ПМ	Верховье руч. Снежный	188, 302
IV-1-69	ПМ	Верховье р. Калалага	188, 302
IV-1-70	ПМ	Верховье р. Калалага	188, 302
IV-1-71	ПМ	Морское побережье, сев. устья руч. Мёрзлый	188, 302
IV-1-72	ПМ	Левобережье р. Калалага	188, 302
IV-1-73	ПМ	Правобережье руч. Мёрзлый	188, 302
IV-1-76	ПМ	Верховье р. Калалага	188, 302
IV-1-78	ПМ	Левобережье р. Калалага	188, 302
IV-1-80	ПМ	Левобережье р. Кананьга	188, 302
IV-2-1	ПМ	Правобережье руч. Паяц	190
IV-2-2	ПМ	Междуречье Хиинди–Лев. Хиинди	190

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-4	ПМ	Правобережье верховья руч. Нукучан	190
IV-2-13	ПМ	Правобережье долины руч. Хаканангада	190
IV-2-15	ПМ	Правобережье р. Хулакагчан	190
IV-2-22	ПМ	Левобережье долины руч. Дэлкэчан	190
IV-3-4	ПМ	Междуречье Лев. Студёная–Уйкан	113
IV-3-6	ПМ	Истоки руч. Ольчан	113
IV-3-7	ПМ	Истоки руч. Флюс, правого притока руч. Ольчан	113
IV-3-14	ПМ	Истоки руч. Ольчан	113
IV-5-10	ПМ	Левый борт нижнего течения руч. Земляной	23
IV-5-14	ПМ	Мыс Чайбуха	23
IV-5-29	ПМ	Бухта Матуга	23
IV-5-30	ПМ	Истоки р. Мал. Чайбуха	23
IV-5-41	ПМ	Мыс Глиняный	23
IV-5-48	ПМ	Бухта Тополовка	23
IV-5-55	ПМ	Правый борт р. Кын	23
V-5-28	ПМ	Побережье бух. Тайгонос	23
V-5-40	ПМ	Мыс Поворотный	23
V-6-3	ПМ	Междуречье Кенгевеес–Явоям	79
I-3-20	РП	Руч. Седой, правый приток руч. Стрелец	76
II-1-3	ГХО	Бассейны ручьев Босув и Тынгылчан	122
II-2-16	ГХО	Бассейн среднего течения р. Хақырчан	191
II-3-14	ГХО	Верхнее течение р. Бол. Гарманда	34
III-2-28	ГХО	Междуречье Таватум–Наяхан	113
III-3-45	ГХО	Бассейн р. Уйкан	189
Комплексные объекты металлических ископаемых			
Золото и серебро			
III-4-8	МС/О	Сопка Кварцевая	168, 333
III-4-13	МС/Э	Дальнее	168, 333
IV-1-77	МС	Приморское	188, 302
II-5-16	МС/О	Ороч	61, 102
II-4-51	ММ	Ирбычан	113, 211
III-4-11	ММ	Старт	168, 333
III-4-33	ММ	Невенрекан	168, 333

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-5-10	ММ	Альдигич	101, 333
I-4-27	П	Гриша	77
I-5-11	П	Северо-Восточное	75
I-5-12	П	Левобережное	75
I-6-16	П	Руч. Вай (Кегали 2)	102, 327
II-3-4	П	Зелёное	34, 113
II-4-38	П	Вольное	210
II-5-11	П	Радуга	102, 333
II-5-12	П	Аура	102, 333
II-5-13	П	Сталкер	102, 333
III-1-17	П	Верховье руч. Коренной, левого притока р. Сугой	113
III-2-17	П	Междуречье Наяхан–Сугой	113
III-2-18	П	Междуречье Наяхан–Сугой	113
III-3-4	П	Случайное	189
III-3-8	П	Резвое	189
III-3-14	П	Пушанга	189
III-3-23	П	Правобережье руч. Прав. Уландя	189
III-4-22	П	Верховье руч. Аран, притока руч. Инач	168
III-4-27	П	Верховье руч. Аулакагычан	168
III-4-39	П	Правобережье р. Вархалам, против устья руч. Адыгай	168
III-5-2	П	Эра. Междуречье Гижига–Мал.Туромча	101
IV-1-5	П	Правобережье руч. Маймачан	113, 302
IV-1-6	П	Маймачан	189, 302
IV-1-10	П	Инач	113, 302
IV-1-53	П	Роговушка	188, 326
IV-1-74	П	Спиридоныч	188, 326
I-3-14	ПМ	Правобережье руч. Кудрявый	76
I-3-22	ПМ	Междуречье Лыдинка–Бараний	76
I-3-39	ПМ	Левобережье руч. Нючали	76
I-3-41	ПМ	Правобережье руч. Инняга	76
I-4-3	ПМ	Междуречье Кедон–Тик	77
I-4-10	ПМ	Левобережье р. Пятинах	77
I-4-12	ПМ	Правобережье р. Кедон	77

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-4-17	ПМ	Левый борт руч. Мизинчик	77
I-4-18	ПМ	Водораздел Пятинах–Мунугудяк	77
I-4-19	ПМ	Левобережье руч. Мунугудяк	77
I-4-20	ПМ	Верховье руч. Грустный	77
I-4-24	ПМ	Водораздел Гриша–Хунганджа	77
I-4-40	ПМ	Правобережье Батика–Ветвистого	77
I-4-42	ПМ	Правобережье руч. Молькаты	77
I-4-53	ПМ	Левобережье р. Русская (Омолонская)	77
I-4-66	ПМ	Правый борт руч. Экал	77
I-4-71	ПМ	Правобережье р. Омолон	77
I-5-2	ПМ	Верховья руч. Учугей	75
I-5-4	ПМ	Верховья р. Докумичная	75
I-5-5	ПМ	Среднее течение руч. Ниж. Биркачан	75
I-5-7	ПМ	Междуречье Омолон–Учугей	75
I-5-19	ПМ	Правобережье р. Лев. Закоронная	75
I-5-25	ПМ	Верховья руч. Корба	75
I-5-34	ПМ	Гора Угольная в верховьях руч. Заросший	75
I-5-41	ПМ	Левый борт р. Бол. Авланди напротив устья р. Сев. Широкой	75
I-5-45	ПМ	Верховья р. Горная	75
I-6-3	ПМ	Правый борт долины р. Анмында, левого притока р. Крестик	102
I-6-6	ПМ	Левый борт долины р. Чайваедем	102
I-6-11	ПМ	Правобережье долины р. Чайваедем	102, 327
I-6-13	ПМ	Правобережье долины р. Чайваедем	102, 327
II-3-1	ПМ	Правобережье руч. Сухой	34
II-3-13	ПМ	Правобережье р. Хадаранджа, междуречье Кулик–Олений	34
II-4-1	ПМ	Левобережье руч. Озёрный	211
II-4-3	ПМ	Правобережье р. Джигали	113, 211
II-4-5	ПМ	Междуречье Верх. Коаргычан–Икс	113, 211
II-4-6	ПМ	Правобережье р. Джигали	113, 211
II-4-10	ПМ	Правобережье руч. Икс	211
II-4-20	ПМ	Правобережье руч. Алешкин, правого притока руч. Ленчик	113, 211

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
П-4-30	ПМ	Левобережье р. Хивач	211
П-4-31	ПМ	Междуречье Хивач–Порожистая	211
П-4-34	ПМ	Пункт минерализации Кругляк	113, 211
П-4-35	ПМ	Верховье руч. Дракон	113, 211
П-4-36	ПМ	Левобережье руч. Вольный	113, 211
П-4-39	ПМ	Междуречье Пароль–Ошибка, правые притоки р. Хивач	113, 211
П-4-40	ПМ	Левобережье руч. Дивный	113, 211
П-4-41	ПМ	Верховье руч. Рыбина	211
П-4-43	ПМ	Междуречье Хивач–Ирбычан	211
П-4-44	ПМ	Устье руч. Поиск	113, 211
П-4-47	ПМ	Устье руч. Дивный, левого притока руч. Домбычан	113, 211
П-4-48	ПМ	Руч. Скалистый, левый приток руч. Таинственный	113, 211
П-5-17	ПМ	Левобережье руч. Перевальный	102, 113
П-5-19	ПМ	Правобережье р. Чёрная	102, 113
П-5-20	ПМ	Левобережье руч. Рыжик, правого притока р. Чёрная	102, 113
П-5-21	ПМ	Левобережье р. Чёрная	102, 113
П-5-25	ПМ	Левобережье руч. Хаймычивеем	102, 113
П-5-29	ПМ	Левобережье р. Мал. Ахавеем	102, 113
П-5-31	ПМ	Правобережье руч. Двуустный	102, 113
П-5-32	ПМ	Левобережье руч. Двуустный	102, 113
П-5-34	ПМ	Левобережье руч. Двуустный	102, 113
П-5-37	ПМ	Верховье руч. Малиновка	102, 113
П-5-38	ПМ	Правобережье р. Аханджи, у оз. Лебединое	102, 113
П-5-39	ПМ	Междуречье Лев. Аханджа–Ахавеем	102, 113
П-5-42	ПМ	Правобережье р. Аханджа	102, 113
П-6-8	ПМ	Верховье левого борта руч. Лесной	102, 113
П-6-10	ПМ	Левый борт долины руч. Ичевеем	102, 113
П-6-13	ПМ	Левобережье долины р. Хаймычивеем	102, 113
П-6-14	ПМ	Междуречье Малиновка–Осиновая	102, 113
П-6-17	ПМ	Участок Вай. Междуречье Малиновка–Осиновая	102, 113
П-6-18	ПМ	Междуречье Осиновка–Хопкиней	102, 113
П-2-1	ПМ	Верховье р. Тэнкэли	113

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-6	ПМ	Верховья р. Тэнкэли	113
III-2-15	ПМ	Правый борт долины руч. Мартаха	113
III-2-27	ПМ	Правый борт долины руч. Гном, правого притока руч. Прав. Маймакан	113
III-2-30	ПМ	Верховье руч. Тенкенджа, левого притока р. Ойчири	113
III-3-31	ПМ	Правобережье руч. Дэт	189
III-3-33	ПМ	Правобережье руч. Хакандя	189
III-4-10	ПМ	Междуречье Туромча–Хагонымчан	168, 333
III-4-12	ПМ	Правый борт долины р. Туромча	168
III-4-14	ПМ	Истоки руч. Чирол, правого притока р. Туромча	168, 333
III-4-16	ПМ	Бассейн руч. Альгидич	168, 333
III-4-23	ПМ	Правобережье руч. Ирокал, правого притока р. Туромча	168, 333
III-4-25	ПМ	Междуречье Хулакагычан–Агулакагычан, 1 км СЗ высоты с абс. отм. 1368	168, 333
III-4-26	ПМ	Левобережье р. Туромча. Участок Кайнгын	168, 333
III-4-29	ПМ	Правобережье руч. Аулакагычан, левого притока р. Бол. Гарманда	168, 333
III-4-30	ПМ	Левобережье руч. Ойра, правого притока р. Туромча	168, 333
III-4-34	ПМ	Левобережье руч. Хивэгчан, правого притока р. Туромча	168
III-4-35	ПМ	Верховье руч. Лев. Хайчан, левого притока р. Вархалам	168, 333
III-4-37	ПМ	Междуречье Вархалам–Хетанджа	168, 333
III-4-38	ПМ	Левобережье р. Вархалам, в устье руч. Адыгай	168, 333
III-4-42	ПМ	Водораздел Лев. и Прав. Хайчана	168, 333
III-4-43	ПМ	Правобережье р. Бол. Гарманда	168, 333
III-4-45	ПМ	Междуречье Наяхан–Бол. Гарманда	168, 333
IV-2-12	ПМ	Нижнее течение руч. Хогыни, правобережье р. Хигиндя	190
IV-2-19	ПМ	Среднее течение руч. Крутой	190
IV-2-28	ПМ	Берег Гижигинской губы между устьями р. Широкая и руч. Дэлкэчан	190
IV-5-40	ПМ	Правый борт руч. Казённый	23
IV-6-2	ПМ	Правобережье руч. Фёдоровский	79
IV-6-3	ПМ	Левобережье верхнего течения руч. Рыбный	79
IV-6-4	ПМ	Правобережье руч. Мал. Медвежка	79

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-6-5	ПМ	Левобережье руч. Пылгин	79
IV-6-7	ПМ	Истоки руч. Западный	79
IV-6-8	ПМ	Истоки руч. Неожиданный	79
IV-6-14	ПМ	Истоки руч. Кварцевый	79
IV-6-23	ПМ	Левый борт руч. Тальнаваам, среднее течение	79
Радиоактивные элементы			
У р а н			
I-3-8	П	Астрономическое. Верховья р. Астрономическая	76, 283
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Оптические материалы			
К в а р ц о п т и ч е с к и й			
I-3-46	П	Скарновое	76
II-2-3	П	Водораздел ручьев Валунный–Дупель	191
II-4-11	П	Истоки р. Ирбычан	211
Ф л ю о р и т			
II-4-7	П	Правобережье р. Джигдали	211
Химическое сырье			
П и р и т			
IV-3-15	П	Бухта Золотая, 500 м от мыса Опасный	52, 113
С е р а с а м о р о д н а я			
III-4-19	П	Междуречье Туромча–Ирокал	52, 206
А л у н и т			
III-4-21	П	Междуречье Туромча–Ирокал	52, 206
Минеральные удобрения			
Ф о с ф о р и т			
I-3-5	П	Левобережье р. Петелька	76
I-3-23	П	Правобережье р. Русская (Омолонская)	76
I-4-22	П	Правобережье р. Мунугудяк	77
I-5-33	П	Верховья руч. Чистый	75
I-5-36	П	Верховья руч. Пропущенный	75

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-42	П	Верховья р. Горная	75
I-5-46	П	Левобережье р. Бол. Авландя	75
II-3-19	П	Левый борт верховья р. Бол. Гарманда, среднее течение руч. Ясанда	34
II-4-18	П	Водопадный. Верховье р. Хивач	331
II-6-5	П	Правобережье р. Парень	102
Горнотехническое сырье			
А с б е с т			
IV-5-16	П	Мыс Чайбуха	23
М у с к о в и т , б и о т и т			
IV-4-10	П	Мыс Екатерина в береговом уступе	206
Г р а ф и т			
I-5-8	П	Правый борт р. Омолон	75
Драгоценные и поделочные камни			
Я н т а р ь			
IV-5-18	П	Чайбухинское. Устье р. Бол. Чайбуха, левый борт	113
Я ш м а			
V-4-1	П	П-ов Хальпилли	151
V-5-39	П	Северо-запад мыса Поворотный	151
V-5-41	П	Мыс Поворотный	151
А г а т			
I-4-21	П	Кыра, верховье р. Мунугудяк	77, 332
Х а л ц е д о н			
II-2-18	П	Верховья р. Дяпкачан	191
II-2-20	П	Правобережье верховья р. Дяпкачан	191
Строительные материалы			
Магматические породы			
Строительный камень, гранодиорит			
IV-4-1	МК	Левый борт долины р. Бол. Гарманда, в 8 км севернее пос. Эвенск.	206

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Карбонатные породы			
Известняк			
I-4-86	ММ	Водораздел Спокойная–Ягодный	77
I-5-37	ММ	Среднее течение руч. Заоблачный	75
II-3-7	ММ	Левобережье верхнего течения р. Верх. Коаргычан	34
II-3-17	ММ	Левобережье верхнего течения руч. Бугай	34
II-4-4	ММ	Правый борт р. Джигдали, правого притока р. Верх. Коаргычан	211
II-4-19	ММ	Хивач. Верховье р. Хивач	211
IV-5-1	ММ	Кушкинское. Долина руч. Сульфидный	23
IV-5-7	ММ	Гижигинское. Устье руч. Земляной	23
IV-5-11	ММ	Земляное. Устье руч. Земляной	23
Глинистые породы			
Глины кирпичные			
IV-1-4	ММ	Правобережье руч. Тап	188
IV-1-50	ММ	Устье р. Вилига	188
IV-2-32	ММ	Берег Гижигинской губы, в 2 км к западу от устья руч. Чаймынан	190
IV-4-3	ММ	Левый борт долины р. Бол. Гарманда, 5 км севернее пос. Эвенск	206
Аргиллиты керамзитовые			
IV-4-5	ММ	Междуречье Осиновая-Костяной	206
Обломочные породы			
Песок строительный			
III-1-4	ММ	Левобережье р. Сугой	113
III-3-48	МС	Правобережье нижнего течения р. Наяхан	189
IV-1-42	ММ	Правобережье р. Вилига	188
IV-2-33	ММ	Устье руч. Чаймынан, правый борт	190
IV-3-2	ММ	Правобережье р. Наяхан	113
Песчано-гравийный материал			
III-1-43	ММ	Правобережье р. Маймачан	113
IV-4-4	ММ	Левый борт р. Бол. Гарманда, 5 км севернее пос. Эвенск	206

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-4-7	ММ	Эвенское. Левый борт долины р. Бол. Гарманда, 4 км севернее пос. Эвенск	206
Прочие ископаемые			
Г л и н ы б е н т о н и т о в ы е			
VI-6-5	П	Берег бух. Пичгыгын	66
VI-6-7	П	Берег Подкагернинского лимана	66
Б и т у м			
VI-6-9	П	Побережье губы Пенжинская	66
VI-6-10	П	Побережье губы Пенжинская, бассейн р. Пылговаям	66
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ			
М и н е р а л ь н ы е л е ч е б н ы е			
IV-5-17	П(И)	Чайбухинский. Правый борт долины р. Чайбуха	23
V-5-37	П(И)	Тайгоносский. Западный берег п-ова Тайгонос	151
Т е р м а л ь н ы е л е ч е б н ы е			
IV-2-20	СМ	Таватум. Левый борт долины р. Таватум, в 3,5 км от устья руч. Горячий (Хоксичан)	55, 189
III-2-23	П(И)	Верхнее течение р. Наяхан	55, 113
IV-2-9	П(И)	Хиит. Левый борт долины р. Широкая, в 19 км от ее устья	55, 189
IV-2-16	П(И)	Березовый. Истоки руч. Ханиладак	190
IV-2-17	П(И)	Широкинский. Левый борт долины руч. Хопкинди, левый приток р. Широкая	55, 189
П и т ь е в ы е			
I-4-49	ММ	Руч. Кубака	77
I-5-23	ММ	Малоавландинское. Правобережье р. Мал. Авланди выше устья р. Кубака	75
III-4-41	ММ	Гармандинское. Нижнее течение р. Бол. Гарманда	168
IV-4-6	ММ	Эвенское. Устьевая часть р. Бол. Гарманда	206
IV-5-2	ММ	Гижигинское. Приустьевая часть долины р. Гижига	23
IV-5-45	ММ	Тополовское. Бухта Тополовка	23

Общая оценка запасов и ресурсов минерагенических подразделений листа Р-57

Название, ранг и индекс минерагенических объектов	Площадь (S), км ²	Вид полезного ископаемого	Единица измерения прогнозных ресурсов	Запасы			Утвержденные и апробированные прогнозные ресурсы			Прогнозные ресурсы авторские		
				A + B + C ₁	C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃ /D ₂
ХОТСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ												
6	Гижигинская ПНГО		Газ	млрд м ³								33,27
7 Западно-Камчатская НГО												
7.1	Шелиховский ПНГР		Нефть	млн т								58,2
			Газ	млрд м ³								66,4
Площади угленакопления												
0.6	Омсуцканский УР		Уголь каменный	млн т						62		
0.0.3	Вискичунский ПУУ	369,979	Уголь каменный	млн т						33		
0.0.4	Верхнесугойский УУ ММ Вилигинское (III-1-38)	703,04	Уголь бурый	млн т		0,05		56		675		
0.0.5	Гижигинский УУ ММ Чайбухинское (IV-5-15)	2226,98	Уголь бурый	млн т	6,298	0,83	0,38	1676	426	10005		
0.0.6	Имповеемский ПУУ	265,89	Уголь бурый	млн т						480		

Название, ранг и индекс минерагенических объектов	Площадь (S), км ²	Вид полезного ископаемого	Единица измерения прогнозных ресурсов	Запасы			Утвержденные и апробированные прогнозные ресурсы			Прогнозные ресурсы авторские				
				A + B + C ₁	C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃ /D ₂		
Западно-Камчатский УБ														
5.1	Пусторецко-Паланский УР <i>ММ Среднеподкагернинский (VI-6-2)</i> <i>ММ Нижнеподкагернинский (VI-6-6)</i>		Уголь каменный	млн т	0,873						1,98	1,98		
ОМОЛОНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ Юкагирская МЗ														
1.1	<i>Кедонский РР</i>													
1.1.1	Ягоднинский РУ <i>П Маяжское (I-4-14)</i> <i>РМ Руч. Сомнительный (I-4-9)</i>	227,141	Золото рудн.	т								5,60		
			Золото россып.	т	0,1			0,05						
			Серебро	т									28	
1.2	Южно-Омолонский РР		Железная руда	млн т					600					
			Золото россып.	т					2,86					
1.2.1	Авлондинский РРУ <i>КМ Кубака (I-4-45)</i> <i>СМ Биркачан (I-4-15)</i> <i>П Дубль (I-4-63)</i> <i>РМ (I-4-16, I-5-13)</i>	871,329	Золото рудн.	т	18,75	14,8		29	24					
			Золото россып.	т	0,05			0,48		0,46				
			Серебро	т	80,2	32,5	102,4							

Название, ранг и индекс минерагенических объектов		Площадь (S), км ²	Вид полезного ископаемого	Единица измерения прогнозных ресурсов	Запасы			Утвержденные и апробированные прогнозные ресурсы			Прогнозные ресурсы авторские			
					A + B + C ₁	C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃ /D ₂	
1.2.2	Анмандыканский РРУ П <i>Магнетитовое</i> (I-4-57) ММ <i>Елочка</i> (I-4-85) П <i>Магнитное</i> (I-4-32) РС <i>Руч. Магнитный</i> (I-4-33) РМ <i>Руч. Ветка</i> (I-4-41)	971,119	Железная руда	млн т								240		
			Золото рудн.	т		3,02	0,223					11	30	
			Золото россып.	т	1,1				0,17		1			
			Серебро	т		2,67	0,158						13	180
1.2.3	Ольдянинский РУ П <i>Верхнеомолонское</i> (I-3-50) П <i>Скарновое</i> (I-3-45) П <i>Иньягинское</i> (I-3-38) П <i>Вечернинское</i> (I-3-37) П <i>Хрустальное</i> (I-3-44) П <i>Ягельное</i> (I-3-31) П <i>Иньяга</i> (I-3-36)	852,602	Железная руда	млн т					257	144			93,5	450
			Молибден	тыс. т								73,2	285,8	480
			Медь	тыс. т								39,8	211	200
			Рений	т								13,4	6,2	
			Золото рудн.	т							76,7*	3,5	13,2	
			Золото россып.	т	0,02						1,05			
			Серебро	т									297	90
1.2.4	Коаргычанский РРУ П <i>Хивач</i> (II-4-28) РС <i>Р. Верх Коаргычан</i> (II-3-5) РМ <i>Руч. Голодный</i> (II-4-16)	642,91	Железная руда	млн т									490	
			Свинец	тыс. т										1963
			Цинк	тыс. т										3575
			Золото рудн.	т							48,2*		16	
			Золото россып.	т	0,06				0,16		0,35			
			Серебро	т									530	1792

Название, ранг и индекс минерагенических объектов		Площадь (S), км ²	Вид полезного ископаемого	Единица измерения прогнозных ресурсов	Запасы			Утвержденные и апробированные прогнозные ресурсы			Прогнозные ресурсы авторские		
					A + B + C ₁	C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃ /D ₂
1.3	Конгинская РНЗ												
1.3.1	Верхне-Ирбычанский РУ П Жаркий (I-3-3) П Седой (I-3-19)	477,72	Свинец	тыс. т								1160	4427
			Цинк	тыс. т								2040	8065
			Золото рудн.	т						12		10,8	
			Серебро	т						2630		1780	
2. Восточно-Омолонская МЗ													
2.1	Ауланджинский РР												
2.1.1	Закороннинский РУ П Табор (I-5-14) П Сокол (I-5-16) РМ Руч. Л. Закоронный (I-5-18) РМ Руч. Старт (I-5-9)	826,324	Молибден	тыс. т								57	182
			Медь	тыс. т								120	260
			Золото рудн.	т						50		3,5	
			Золото россып.	т	0,17				0,08		0,3		
ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ													
3. Балыгычано-Сугойская МЗ													
3.1	Омукчанская РНЗ												
3.1.2	Галимовский РУ М Победное (III-1-20)	85,162	Олово	тыс. т	0,234							0,7	
3.1.3	Мяучанский РУ	318,134	Золото рудн.	т									16
			Серебро	т									75

Название, ранг и индекс минерагенических объектов		Площадь (S), км ²	Вид полезного ископаемого	Единица измерения прогнозных ресурсов	Запасы			Утвержденные и апробированные прогнозные ресурсы			Прогнозные ресурсы авторские			
					A + B + C ₁	C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃ /D ₂	
0.1	Коркодон-Наяханская РНЗ													
0.1.1	Верхнемедвежинский ПРУ	284,043	Золото рудн.	т									46,1	
			Серебро	т										40
0.1.2	Аксуйский РУ II Аксу (I-1-18), Колечко (I-2-3), Высокий (I-2-6), Ольховый (I-2-7), Солнечный (I-1-14)	405,774	Молибден	тыс. т								200	390	
			Золото рудн.	т					52,6			1,5	20	
			Серебро	т					1008	2000				
0.1.3	Верхнекоркодонский ПРУ II Хетагчан (I-2-15)	808,314	Молибден	тыс. т									185	
			Золото рудн.	т								0,2	21	
			Серебро	т								100		
0.1.4	Хакырчанский ПРУ II Хакырчанское (II-2-21)	388,564	Золото рудн.	т								2,4	9,3	
			Серебро	т								1000		
0.1.5	Босувский ПРУ	360,237	Молибден	тыс. т									276	
			Вольфрам	тыс. т										44
0.1.6	Верхнеомолонский РУ MM Верхнеомолонское (II-2-25) MM Орлиное (III-2-6)	732,28	Молибден	тыс. т	0,543	0,031				55*	20	24		
			Вольфрам	тыс. т										140
			Золото рудн.	т										14
			Серебро	т										280

Название, ранг и индекс минерагенических объектов		Площадь (S), км ²	Вид полезного ископаемого	Единица измерения прогнозных ресурсов	Запасы			Утвержденные и апробированные прогнозные ресурсы			Прогнозные ресурсы авторские		
					A + B + C ₁	C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃ /D ₂
0.1.7	Олынджинский РУ <i>П Мартаха</i> (III-2-19)	852,62	Золото рудн.	т							2	41,6	
			Серебро	т					1500		2360		
0.0.1	Левокордонский ПРУ	362,048	Золото рудн.	т					18,1*				
ТАЙГОНОССКО-ЗАПАДНО-КОРЯКСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ													
4. Тайгоноская МЗ													
4.1	<i>Северо-Тайгоноская РНЗ</i>		Золото россып.	т					6,4				
4.1.1.	Авсковский РРУ <i>РК Р. Авекова</i> (III-6-10)	980,353	Редкие земли	тыс. т								0,047	
			Золото рудн.	т								84	
			Золото россып.	т	5,95			0,15		3,8			
4.1.2	Пылгинский ПРУ <i>П Малочайбухинское</i> (IV-6-27)	864,31	Золото рудн.	т					34,6*		3		
4.1.3	Колемнынский ПРУ <i>РМ Руч. Сланцевый</i> (IV-5-51)	334,885	Медь	тыс. т								1000	
			Золото рудн.	т								29	
			Золото россып.	т	0,04			0,06		0,6			

Название, ранг и индекс минерагенических объектов		Площадь (S), км ²	Вид полезного ископаемого	Единица измерения прогнозных ресурсов	Запасы			Утвержденные и апробированные прогнозные ресурсы			Прогнозные ресурсы авторские			
					A + B + C ₁	C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃ /D ₂	
0.0.2	Нейнегинский ПРУ <i>РМ Руч. Базовый (V-6-5)</i>	795,214	Золото рудн.	т									36	
			Золото россып.	т		0,23		0,6	0,5	2,2				
Охотско-Чукотский минерагенический пояс														
0.2	<i>Пареньский РР</i>													
0.2.1	Учиннейский РУ <i>П Учинней (II-6-1)</i>	870,805	Золото рудн.	т						7,84*		15		
			Серебро	т						1000		1500	2620	
0.3	<i>Эвенский РР</i>	10355,037	Золото россып.	т						5				
0.3.1	Июльский ПРУ <i>П Галенитовый (II-5-6)</i>	413,94	Золото рудн.	т								1,2	9,3	
			Серебро	т								630	650	
0.3.2	Сумная РЗ <i>СМ Ороч (II-5-16)</i> <i>П Сталкер (II-5-13)</i>	848,784	Молибден	тыс. т									50	
			Золото рудн.	т	3,016	3,22						2,3	34	
			Серебро	т	128,3	197						84	2560	
0.3.3	Хивачский ПРУ <i>СМ Прогнозное (II-4-42)</i>	928,561	Золото рудн.	т		6,1						2,9	5	37,6
			Золото россып.	т						2,6				
			Серебро	т										830

Название, ранг и индекс минерагенических объектов		Площадь (S), км ²	Вид полезного ископаемого	Единица измерения прогнозных ресурсов	Запасы			Утвержденные и апробированные прогнозные ресурсы			Прогнозные ресурсы авторские		
					A + B + C ₁	C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃ /D ₂
0.3.4	Мечивееский ПРУ <i>П Двуустный</i> (II-5-26)	799,279	Золото рудн.	т								3	17
			Серебро	т									750
0.3.5	Правогигинская РЗ <i>ММ Ирбычан</i> (II-4-51) <i>П Эра</i> (III-5-2)	522,449	Золото рудн.	т	2,892	0,35	0,873					3,6	20
			Серебро	т	93,8	7	40,7					136	1200
0.3.6	Туромчинская РЗ <i>СМ Сопка Кварцевая</i> (III-4-8) <i>СМ Дальнее</i> (III-4-13) <i>ММ Старт</i> (III-4-11)	829,093	Золото рудн.	т	22,44	6,08	1,39					30	
			Золото россып.	т						2,1			
			Серебро	т	650,1	190,5	39,5					1500	
0.3.7	Гармандинская ПРЗ	543,772	Молибден	тыс. т									60
			Золото рудн.	т									27,8
			Серебро	т									330
0.3.8	Вархаламский РУ <i>КМ Пережатное</i> (III-4-40) <i>ММ Невенрекан</i> (III-4-33) <i>П Инач</i> (III-4-22)	545,993	Золото рудн.	т	4,262	104	33,74	115				13	
			Золото россып.	т						0,3			
			Серебро	т	34,9	408	143	532				510	
0.4	<i>Вилигинский РР</i>												
0.4.1	Ненкатский ПРУ <i>П Октава</i> (III-1-40)	658,5	Молибден	тыс. т								97,2	390
			Золото рудн.	т									20,7
			Серебро	т									1160

Название, ранг и индекс минерагенических объектов		Площадь (S), км ²	Вид полезного ископаемого	Единица измерения прогнозных ресурсов	Запасы			Утвержденные и апробированные прогнозные ресурсы			Прогнозные ресурсы авторские		
					A + B + C ₁	C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃ /D ₂
0.4.2	Маймачанский ПРУ П Дэгдэнрэкен (IV-1-23) П Маймачан (IV-1-6)	559,23	Медь	тыс. т								300	2990
			Золото рудн.	т					70		3,8		
			Серебро	т					2000		340		
0.4.3	Конгрэндинская ППЗ П Конгрэндя (III-1-47)	657,216	Золото рудн.	т							10	19,7	
			Серебро	т						1500	1400		
0.4.4	Бирагандинский ПРУ П Бирагандя (IV-2-8)	839,98	Золото рудн.	т								21,7	
			Серебро	т					1000		526		
0.4.5	Уйканский ПРУ П Студеный (IV-3-10)	777,729	Золото рудн.	т							2,2	26,8	
			Серебро	т							900	1400	
0.4.6	Алынский РУ П Халали (IV-1-40) П Хакандзя (IV-1-54)	444,142	Золото рудн.	т					12			0,7	12,7
			Серебро	т							900	1000	
0.4.7	Калалагинский РУ СМ Приморское (IV-1-77)	777,558	Золото рудн.	т		2,97	0,073	6,9	8,7				15,5
			Серебро	т			507		570	3868			

* ресурсы P₃ апробированные в ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Петрогеохимическая характеристика представительных образцов метаморфических, интрузивных и вулканических образований (лист Р-57)

Таблица 1

Комплекс, свита	Грозненская серия (AR _{1gr})			AR _{1ks}	γδPR _{1V}	vRF _{1st}	Абкитский комп. (γδ-γS _{1a})		Анмандыканский комп. (EξS _{1an})	
	Гнейс bt-am	Гнейс mu-fs	Гнейс mu-fs	Гнейс bt-fs	Очков. гнейс	Габбро	Монцонит	Гранит	Монцонит	Щел. сиенит
№ пр.	104	110	108-1	513-3	111	107-1	289	75	269-1	97
Оксиды, %										
SiO ₂	64,52	67,97	71,69	74,43	64,91	51,66	60,58	73,6	58,24	60,67
TiO ₂	0,63	0,26	0,13	0,23	1,15	0,92	0,4	0,13	0,76	0,48
Al ₂ O ₃	15,85	16,24	14,78	12,91	13,39	15,1	20,34	13,75	16,79	18,45
Fe ₂ O ₃	2,58	2,38	1,07	1,66	7,5	10,45	3,46	1,24	6,37	3,97
FeO	3,15			0,4						
MnO	0,05	0,03	0,01	0,02	0,13	0,15	0,08	0,05	0,13	0,08
MgO	1,65	0,86	0,78	0,3	1,76	6,74	0,86	0,79	1,86	0,99
CaO	4,42	2,42	1,22	1,47	3,05	10,73	3,64	1,05	4,74	3,09
Na ₂ O	3,45	4,38	2,91	4,62	2,58	1,94	6,26	4,37	5,34	5,7
K ₂ O	1,93	3,68	6,38	2,98	3,23	0,74	1,82	4,27	4,66	5,31
P ₂ O ₅	0,23	0,09	0,02	0,03	0,39	0,09	0,1	0,03	0,33	0,17
ппп	1,1	1,43	0,47	0,93	1,61	1,31	0,22	0,63	0,55	1,07
Сумма	99,56	99,74	99,46	99,98	99,7	99,83	99,76	99,91	99,77	99,88
Микроэлементы, г/т										
La	48,3	27,7	27,6	70,5	75,8	8,8	28,6	12,4	39	25,4
Ce	88,6	36,8	30,8	132,9	181	19,9	68,8	23,5	89	54,2
Pr	9,6	3,3	2,2	13,5	22,5	2,9	8,5	2,5	10,6	6,6
Nd	36,7	10,7	5,6	46,2	90,6	10,5	33,1	8,6	41,3	25,9
Sm	6,22	1,31	0,54	7,74	16,55	2,56	5,54	1,43	7,56	5,06
Eu	1,92	1,17	2,07	0,96	2,97	0,89	1,88	0,46	2,18	1,72
Gd	6,63	0,92	0,74	9,18	16,69	3,22	5,54	1,57	7,71	5,22
Tb	0,8	0,16	0,05	1,27	2,29	0,5	0,70	0,2	0,98	0,67
Dy	4,11	0,55	0,20	7,39	12,6	2,95	3,67	1,07	4,85	3,39
Ho	0,76	0,06	0,03	1,52	2,54	0,59	0,72	0,22	0,9	0,63

Комплекс, свита	Грозненская серия (AR _{1gr})			AR _{1ks}	γδPR _{1V}	vRF _{1st}	Абкитский комп. (γδ-γS _{1a})		Анмандыканский комп. (EξS _{2an})	
Порода	Гнейс bt-am	Гнейс mu-fs	Гнейс mu-fs	Гнейс bt-fs	Очков. гнейс	Габбро	Монцонит	Гранит	Монцонит	Щел. сиенит
№ пр.	104	110	108-1	513-3	111	107-1	289	75	269-1	97
Er	2,01	0,21	0,10	4,48	7,63	1,69	2,1	0,68	2,5	1,72
Tm	0,24	0,03	0,01	0,53	1,09	0,23	0,29	0,1	0,33	0,23
Yb	1,31	0,18	0,07	3,97	6,83	1,43	1,84	0,71	2,04	1,39
Lu	0,17	0,03	0,01	0,57	0,96	0,21	0,26	0,11	0,29	0,19
V	62		4	7	52	262	31	13	93	46
Cr	11		0,9	2	15	99	3	9	6	3
Ni	15,9	4,9	2,1	2,5	6,2	12,8		11,8	4,7	8,2
Rb	18	68	80	82	65	23	17	74	43	63
Sr	715	416	523	103	391	226	2031	461	2237	1479
Y	17,1	2,3	0,9	40	67,4	14,9	19	6,1	23,2	14,8
Zr	200	132	20	252	381	67	218	79	83	92
Nb	1,9		0,2	13,9	29,1	4,7	13,5	6,6	15,6	9
Ba	3854	2840	5742	536	2359	187	2066	1008	1414	1271
Hf	0,3		0,01	0,41	0,58	0,67	0,81	0,44	1,91	1,44
Ta	0,1		0,03	1,0	1,4	0,4	0,8	0,4	1,2	0,8
Pb	7,72	15,60	20,64	3,8	12,25	3,6	6,42	21,8	14,77	18,55
Th	0,1	0,95	2,63	5,22	0,38	1,91	1,03	2,87	1,72	2,54
U	0,06	0,15	0,12	0,48	0,09	0,36	0,39	0,4	0,33	0,67

Таблица 2

Комплекс, свита	Кедонский вулканический комплекс						Булунский комплекс (γδ-γξD ₃ -C _{1b})			
	Кедонская серия (D-C ₁)					λD ₂ -C _{1kd}	Монцонит	Грано-сиенит	Гранит	Лейкогранит
Порода	Трахиандез	Андезит	Трахидацит	Трахириодацит	Трахириолит	Трахириолит				
№ пр.	58	17	13	265	43-1	48	88	74	72	73
Окислы, %										
SiO ₂	60,08	62,53	64,99	71,47	74,22	76,54	63,54	67,49	69,59	76,53
TiO ₂	0,6	0,5	0,45	0,29	0,11	0,08	0,54	0,43	0,37	0,12
Al ₂ O ₃	16,95	15,26	14,24	14,48	13,38	12,45	15,41	14,71	14,63	12,13
Fe ₂ O ₃	3,27	4,62	4,13	1,95	1,62	0,34	5,05	3,87	2,92	1,15

Комплекс, свита	Кедонский вулканический комплекс						Булунский комплекс ($\gamma\delta$ - $\gamma\xi D_3$ - C_{1b})			
	Кедонская серия (D-C ₁)					λD_2 - C_{1kd}	Монцонит	Граносиенит	Гранит	Лейкогранит
Порода	Трахиандез	Андезит	Трахидацит	Трахириодацит	Трахириолит	Трахириолит				
№ пр.	58	17	13	265	43-1	48	88	74	72	73
FeO	2,34									
MnO	0,1	0,12	0,08	0,08	0,05	0,05	0,09	0,07	0,08	0,05
MgO	1,85	1,99	1,42	0,79	0,79	0,79	1,98	1,6	0,96	0,79
CaO	4,66	4,02	3,28	0,94	0,3	0,3	2,76	3,25	2,41	0,38
Na ₂ O	3,98	3,4	2,86	4,76	2,9	2,06	3,53	3,66	3,96	3,62
K ₂ O	3,24	2,78	4,11	4,08	5,58	6,74	4,03	3,78	3,99	4,53
P ₂ O ₅	0,23	0,13	0,13	0,08	0,02	0,02	0,17	0,1	0,11	0,02
ппп	2,49	4,48	4,25	0,92	0,07	0,65	2,75	0,93	0,88	0,67
Сумма	99,79	99,83	99,94	99,84	99,94	100,02	99,85	99,89	99,9	99,99
Микроэлементы, г/т										
La	30,8	30,2	28,8	28	38,1	16	30,8	33,3	28	60,5
Ce	62,4	59	56,2	56,9	71,5	34	63	65,9	55,7	109,2
Pr	6,9	6,3	6	6,2	7,1	3,8	6,7	6,8	6	11,3
Nd	24,9	22,2	19,8	21,9	22	12,9	24	22,8	20,8	36,1
Sm	4,3	3,66	3,24	3,58	3,18	2,31	4,04	3,83	3,53	5,75
Eu	1,43	1,09	0,78	0,89	0,52	0,33	1,05	0,78	0,86	0,25
Gd	4,58	4,01	3,52	3,89	3,39	2,35	4,31	4,18	3,88	6,23
Tb	0,54	0,49	0,45	0,5	0,4	0,32	0,54	0,54	0,51	0,7
Dy	2,7	2,51	2,44	2,71	2,16	1,84	2,86	2,97	2,75	3,37
Ho	0,51	0,49	0,5	0,53	0,45	0,39	0,57	0,61	0,55	0,61
Er	1,46	1,45	1,5	1,57	1,43	1,2	1,67	1,82	1,67	1,81
Tm	0,2	0,2	0,22	0,23	0,22	0,2	0,24	0,26	0,25	0,26
Yb	1,32	1,32	1,48	1,53	1,55	1,36	1,62	1,75	1,59	1,77
Lu	0,19	0,2	0,23	0,23	0,25	0,22	0,24	0,26	0,24	0,28
V	92	74	72	22	4	4	85	73	42	7
Cr	6	8	14	2	2	3	10	17	5	7
Ni	3,9	1	1	2,5	1	1,3	4,3	8,3	1,9	7,6
Rb	62	75	92	80	123	150	44	70	86	122
Sr	729	665	178	238	107	31	651	382	343	42
Y	12,9	13,5	12,9	14	11,6	10,1	15	15,8	14,7	15,7

Комплекс, свита	Кедонский вулканический комплекс						Булунский комплекс ($\gamma\delta$ - $\gamma\xi D_3$ - C_1b)			
	Кедонская серия (D-C ₁)					λD_2 - C_1kd	Монцонит	Граносиенит	Гранит	Лейкогранит
Порода	Трахиандез	Андезит	Трахидацит	Трахириодацит	Трахириолит	Трахириолит				
№ пр.	58	17	13	265	43-1	48	88	74	72	73
Zr	184	140	145	149	145	103	161	143	142	117
Nb	7,6	8,6	7,4	9,9	9,9	9,8	8,3	9,1	8,7	14,7
Ba	1583	2292	882	1203	1068	672	1177	729	987	152
Hf	2,5	1,45	1,9	1,55	2,8	2,42	2,23	1,42	1,31	1,65
Ta	3,1	0,7	0,8	0,7	0,8	0,9	0,7	0,8	0,7	1,3
Pb	9,77	12,5	15,63	15,34	32,43	2,99	12,56	16,15	18,03	15,45
Th	3,64	6,07	12,49	7,03	9,01	6,9	10,43	11,26	11,65	17,57
U	0,9	0,88	2,44	0,82	1,41	1,56	1,94	1,58	1,69	0,97

Таблица 3

Комплекс, свита	T _{3pg}	J _{2-3tl}	Центрально-Тайгоносский комплекс (v - $\gamma\xi K_{1ct}$)								
	Порода	Базальт	Трахиандезит	Монцогаббро	Монцонит	Монцонит	Монцонит	Монцонит	Гранит	Н/шел гранит	Ум/щ гранит
№ пр.	39	49-3	1611	70	1609	1607/8	1607/6	1607/1a	1607	1610	
Окислы, %											
SiO ₂	49,12	58,02	50,9	58,73	61,5	62,6	69,3	70,3	70,81	76	
TiO ₂	0,65	0,87	1,39	0,5	0,92	0,82	0,41	0,43	0,34	0,1	
Al ₂ O ₃	9,12	20,28	17,5	17,5	17,2	16,5	15,8	16	14,37	13,2	
Fe ₂ O ₃	9,75	6,26	1,35	5,95	2,09	2,35	0,88	2,51	1,7	0,89	
FeO			6,73		2,55	3,1	1,85	0,74	0,94	0,35	
MnO	0,17	0,14	0,15	0,12	0,11	0,14	0,071	0,029	0,04	0,017	
MgO	12,14	2,18	5,45	1,95	1,55	1,87	0,99	1,03	0,66	0,23	
CaO	15,29	4,12	6,07	4,89	3,19	4,4	2,15	1,3	1,23	0,61	
Na ₂ O	0,79	4,07	3,9	3,96	5,03	3,71	3,83	3,41	4,45	3,74	
K ₂ O	1,65	2,98	2,11	5,12	3,09	1,98	3,37	1,21	4,04	4,57	
P ₂ O ₅	0,21	0,18	0,31	0,33	0,26	0,21	0,12	0,14	0,08	0,05	
ппп	1,02	0,85	3,42	0,89	2,38	1,67	0,98	2,73	1,31	0,38	
Сумма	99,9	99,95	100	99,94	100	99,7	100	100	99,97	100	

Комплекс, свита	T _{3pg}	J _{2-3tl}	Центрально-Тайгоносский комплекс (v-γξK _{1ct})							
Порода	Базальт	Трахи- андезит	Монцо- габбро	Монцо- нит	Монцо- нит	Монцо- нит	Гранит	Н/щел гранит	Ум/щ гранит	Лейко- гранит
№ пр.	39	49-3	1611	70	1609	1607/8	1607/6	1607/1a	1607	1610
Микроэлементы, г/т										
La	7,6	19,1	13,9	20,8	13,5	24,7	22,3	14,8	18,7	16,5
Ce	17,2	50,5	32,4	41,1	31	52,6	42,9	30,5	37,7	34,4
Pr	2,5	6,1	4,18	5,3	4,09	6,52	4,76	3,63	4,2	3,86
Nd	12,2	26,9	19,6	22,5	19,4	25,3	17,6	13,3	14,8	14,4
Sm	3,15	6,43	4,42	4,86	4,51	5,39	3,36	2,72	3,02	2,82
Eu	1,05	1,63	1,35	1,33	1,39	1,12	0,99	0,74	0,69	0,34
Gd	3,21	6,3	4,43	4,24	4,54	5,78	3,42	2,82	2,7	2,94
Tb	0,47	1,07	0,75	0,65	0,75	0,78	0,49	0,39	0,53	0,53
Dy	2,4	6,45	4,43	3,7	4,56	5,16	2,77	2,16	2,72	3,55
Ho	0,45	1,31	0,94	0,79	0,96	1,03	0,57	0,51	0,6	0,74
Er	1,2	3,9	2,6	2,3	2,81	2,95	1,77	1,43	1,85	2,33
Tm	0,15	0,59	0,38	0,36	0,43	0,47	0,28	0,22	0,33	0,47
Yb	0,99	4,1	2,54	2,48	2,68	3,31	2,08	1,73	1,9	2,82
Lu	0,15	0,6	0,4	0,4	0,47	0,52	0,19	0,28	0,34	0,45
V	228	101		127					24	
Cr	525	13		1					3	
Ni	123	14,2	41	4,1	3,01	3,41	4,45	24,2	5,9	4,95
Rb	21	60	59,2	111	67,9	41,8	72,4	44,5	85	103
Sr	175	346	557	602	396	312	230	146	144	68,4
Y	11,9	18,2		21,4					17,6	
Zr	39	329		151					187	
Nb	0,7	7,2	0,68	4,7	6,39	7,61	5,3	5,88	5,6	8,1
Ba	500	385	406	763	402	269	524	154	509	435
Hf	1,06	2,83		0,83					2,34	
Ta	0,1	0,5	0,47	0,2	0,48	0,56	0,47	0,46	0,6	1,25
Pb	2,93	73,1	4,58	11,6	8,43	9,66	5,67	4,55	18,3	4,33
Th	0,7	4,8	1,11	3,55	3,68	7,04	6,86	9,69	7,99	8,25
U	0,35	1,72	0,45	1,52	1,15	2,02	2,08	3,87	2,46	2,534

Таблица 4

Комплекс, свита	$\zeta K_{1j}av$	γK_{2t}	$v-\gamma K_{2vk}$	Кытыймская свита (P_2^{1-2kt})				P_{2kn}	N_{1al}^2
				Порода	Трахи- дацит	Лейко- гранит	Ум/щ гранит		
№ пр.	1603/1	507	4	1608	9-1	1-1	1618/2	26	VL2-1
Окислы, %									
SiO ₂	61	78,91	71,08	51	57,8	58,97	60,8	52,22	41,2
TiO ₂	0,67	0,03	0,36	1,56	0,9	0,46	0,82	1,09	2,61
Al ₂ O ₃	17,8	12,2	14,4	17,1	15,64	20,12	16,5	16,15	13,37
Fe ₂ O ₃	3,72	0,5	2,27	4,37	6,94	3,62	3,54	3,17	12,22
FeO	2,07			7,75			2,66	5,14	
MnO	0,078	0,1	0,07	0,24	0,1	0,04	0,075	0,14	0,18
MgO	1,74	0,09	0,79	4,55	5,62	2,18	4,04	7,76	10,64
CaO	1,58	0,38	1,77	5,46	6,05	5,2	5,12	7,55	9,11
Na ₂ O	4,62	3,89	3,82	1,49	4,18	4,99	3,07	3,05	5,23
K ₂ O	3,3	3,29	4,83	1,72	1,13	2,33	1,56	1,21	2,49
P ₂ O ₅	0,34	0,04	0,1	0,39	0,15	0,15	0,17	0,19	1,34
ппп	2,48	0,55	0,45	3,5	1,42	1,9	1,35	1,81	0,93
Сумма	99,6	99,98	99,94	100	99,93	99,96	99,9	99,48	98,71
Микроэлементы, г/т									
La	49,8	15,3	64,8	17,5	12,8	17,4	16,1	18,4	53,6
Ce	101	30	95,4	39,6	26,3	36,1	31,5	39,3	107,4
Pr	11,9	3,2	13,7	5,43	3,3	4,4	4,28	4,9	12,3
Nd	44,6	11,1	44,9	24	13,9	17,7	18,1	19,9	51,1
Sm	7,33	2,15	7,04	5,44	3,2	3,54	4,01	4,53	9,7
Eu	2,03	0,48	1,13	1,61	0,98	1,11	1,25	1,36	3
Gd	6,54	2,24	6,83	5,98	3,1	3,17	4,44	4,32	10
Tb	0,84	0,4	0,86	0,84	0,48	0,45	0,56	0,63	1,2
Dy	4,44	2,4	4,35	5,28	2,87	2,6	3,27	3,60	5,9
Ho	0,77	0,47	0,83	1,02	0,6	0,51	0,69	0,68	1
Er	2,26	1,42	2,51	2,93	1,61	1,46	1,87	2,0	2,5
Tm	0,34	0,24	0,37	0,44	0,21	0,21	0,27	0,27	0,3
Yb	2,14	1,65	2,48	2,94	1,51	1,52	1,67	1,69	1,8
Lu	0,37	0,24	0,38	0,48	0,22	0,22	0,26	0,25	0,2

Комплекс, свита	$\zeta K_{1j\alpha v}$	γK_{2t}	$v-\gamma K_{2vk}$	Кытыймская свита (P_2^{1-2kt})				P_{2kn}	N_{1al}^2
				Порода	Трахидациит	Лейкогранит	Ум/щ гранит		
№ пр.	1603/1	507	4	1608	9-1	1-1	1618/2	26	VL2-1
V		0,5	30		120			169	202
Cr		0,2	6		117			247	235
Ni	2,15	4,1	1,6	12,5	141	30,4	85,5	166	39,6
Rb	71,9	98	129	35,6	22	37	35,7	30	31
Sr	407	126	247	315	322	607	358	449	1373
Y		4,4	21,4		15,5			18,2	25,9
Zr		51	171		141	161		129	396
Nb	10,6	11,6	17	7,71	4,5	4,3	3,47	8,0	104,8
Ba	1130	547	532	311	242	540	321	393	
Hf		1,16	0,59		3,25			3,14	6
Ta	0,5	1,1	1,5	0,46	0,3	0,3	0,23	0,56	7,1
Pb	5,62	17,3	29,75	16,7	5,66	15,4	8,24	8,8	
Th	2,6	3,86	16,07	1,64	2,57	4,08	3,31	4,5	6,4
U	0,77	1,25	1,58	0,61	0,75	1,24	1,11	1,34	

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

Список стратотипов, показанных на карте четвертичных образований

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Пространственная привязка стратотипа	Индекс стратона	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
III-4	1	Стратотип ирокальской толщи	Река Туромча–р. Ерукал	aN ₂ -Iir	288
IV-2	2	Стратотип горкинской толщи	Мыс Горка, междуречье Вилига–Таватум	mEgr	153

**Список памятников истории и культуры федерального и местного значения
Северо-Эвенского и Омсукчанского районов Магаданской области (лист Р-57),
поставленных на учет по Приказу Министерства культуры, спорта и туризма
Магаданской области № 188 от 1.12.2014**

№ п/п	Наименование	Место расположения
1	Имповеем, древнекоряжское поселение	Юго-западная оконечность п-ова Тайгонос, мыс Имповеем
2	Авекова 3, стоянка, неолит	Правый берег р. Авекова, верхнее течение
3	Усть-Гижига-1, стоянка, неолит	Морская терраса в 2 км к юго-западу от с. Гижига
4	Варлахам, древнекоряжское поселение	Мыс Вархаламский
5	Аппапель, коряжский жертвенник	Побережье губы Гижигинская, вблизи устья р. Таватум
6	Таватум, древнекоряжское поселение	Устье р. Таватум, левый берег
7	Колымак 1, стоянка, поздний палеолит	Правый берег р. Колымак, напротив устья руч. Попутный
8	Усть-Щель, неолитическая стоянка	Правый берег р. Мал. Авландя, устье руч. Щель
9	Кубака 1, неолитическая стоянка	Правый берег р. Кубака, в 10 км от устья
10	Парень 1, стоянка, мезолит	Верховье р. Парень, прав. берег в 5 км ниже устья р. Ломэнь
11	Анункун, стоянка, неолит	Левый берег р. Дручак в районе сквозной долины с р. Бол. Авландя
12	Колымак 2, стоянка, поздний палеолит	Левый берег р. Колымак, напротив устья руч. Попутный
13	Попутный 1, стоянка-мастерская, средневековье	Левый берег руч. Попутный, в 2 км от устья
14	Бурлакич, стоянка, неолит	Правый борт долины р. Бурлакич, в устье руч. Шар
15	Апкиткич-1, стоянка-мастерская, неолит	Левый берег р. Апкиткич, в 11 км от устья
16	Старая Гижига, стоянка I тысячелетия до н.э.	Левый берег р. Гижига, в 18 км от устья
17	Наяхан, древнекоряжское поселение X–XIII век н.э.	Побережье бух. Наяханская
18	Нижний Коаргыкчан 2, стоянка, поздний неолит, бронзовый век	Левый берег р. Ниж. Коаргыкчан, 68 км от устья
19	Бол. Эльгахчан, стоянка, неолит	Правый приустьевый мыс р. Бол. Эльгахчан
20	Беглая 1, неолитическая стоянка	Левый берег р. Омолон, в 30 км от истока
21	Очикан 1, неолитическая стоянка	Левый берег р. Очикан, в 20 км от устья
22	Исток 1–3, стоянки, мезолит, неолит	Терраса в истоке реки, вытекающей из оз. Нярка

№ п/п	Наименование	Место расположения
23	Ритуальный комплекс. Стоянка III–II тысячелетия до н.э.	Левый берег р. Омолон, в 80 км от истока
24	Третья, стоянка III тысячелетия до н.э.	Правый берег р. Омолон, в 75 км от истока
25	Нярка 1–2, стоянки, неолит	Северный берег оз. Нярка, исток р. Наяхан
26	Третья, стоянка III тысячелетия до н.э.	Левый берег р. Омолон, в 75 км от истока
27	Апкиткич-2, стоянка-мастерская, неолит	Правый берег р. Апкиткич, в 16 км от устья
28	Апкиткич-4, стоянка-мастерская, неолит	Левый берег р. Апкиткич, в 16 км от устья
29	Ниж. Коарыгчан I, стоянка I тысячелетия до н.э.	Левый берег р. Ниж. Коарыгчан, в 7 км от устья
30	Оз. Пареньское 1, стоянка, мезолит	Юг озера, верховье р. Парень
31	Усть-Ирбэчан 1, палеолитическая стоянка	Правый берег р. Гижига, напротив устья руч. Ирбэчан
32	Ленчик 2, стоянка, неолит	Истоки руч. Ленчик, притока р. Ирбэчан
33	Ленчик 1, стоянка, мезолит	Левый берег руч. Ленчик, в 3 км от устья
34	Дручак-Ветренный, палеолитическая стоянка, XV–XI тысячелетие н.э.	Правый берег р. Дручак, в 5 км от устья
35	Аура, стоянка, мезолит	Левый берег р. Дручак, в устье р. Аура
36	Усть-Орочи 1, неолитическая стоянка	Левый берег р. Дручак
37	Орочи 1, неолитическая стоянка	Правый берег р. Орочи, в 1 км от устья
38	Орочи 2, неолитическая стоянка	Правый берег р. Орочи, в 1,5 км от устья
39	Усть-Делонг, левый берег, неолитическая стоянка	Приустьевый мыс руч. Делонг, правого притока р. Дручак
40	Усть-Делонг, правый берег, неолитическая стоянка	Приустьевый мыс руч. Делонг, правого притока р. Дручак
41	Усть-Орочи 2, неолитическая стоянка	Левый берег р. Дручак, в устье р. Ороч
42	Верховье Ленчика 1, стоянка, неолит	Истоки руч. Ленчик, притока р. Ирбэчан
43	Эликчан 1, стоянка (культурный слой), мезолит	Верховья р. Сугой перед перевалом на р. Омолон
44	Эликчан 2, стоянка (культурный слой), период палеометалла	Верховья р. Сугой, в 3 км перед перевалом на р. Омолон
45	Эликчан 3, стоянка (культурный слой), период палеометалла	Верховья р. Сугой, в 14 км перед перевалом на р. Омолон
46	Эликчан 4–7, стоянки (культурный слой), период палеометалла	Верховья р. Сугой в 20–25 км перед перевалом на р. Омолон
47	Эликчан 9, стоянка (культурный слой), неолит	Верховья р. Сугой, в 30 км перед перевалом на р. Омолон
48	Усть-Тенкели (Хрустальная), стоянка (культурный слой), неолит	Устье р. Тенкели
49	Хетагчан–Исток, стоянка (каменная кладка), неолит	Правый берег р. Лев. Хетагчан, в 5 км от перевала в долину р. Коркодон

№ п/п	Наименование	Место расположения
50	Хетагчан 2, стоянка (культурный слой), неолит	15 км от устья р. Лев. Хетагчан, 147 км зимника Омсукчан–Кубака
51	Хетагчан 3, стоянка (культурный слой), неолит	15 км от устья р. Лев. Хетагчан, 150 км зимника Омсукчан–Кубака
52	Денисова, стоянка (культурный слой), мезолит	Долина руч. Длинный, в 8 км от устья
53	Тебана 3, стоянка (культурный слой), мезолит	Оз. Тебана в верховьях р. Тебана
54	Коркодон 1, стоянка (культурный слой), мезолит	Истоки р. Коркодон

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>В. М. Кузнецов</i>	3
Стратиграфия	12
Архейская акротема. <i>И. Л. Жуланова</i>	13
Верхний протерозой. <i>В. М. Кузнецов</i>	18
Палеозойская эратема	20
Нижний–средний палеозой. Ордовикская система. <i>В. М. Кузнецов</i>	20
Верхний палеозой. <i>А. С. Бяков, В. М. Кузнецов</i>	37
Мезозойская эратема. <i>В. М. Кузнецов</i>	52
Триасовая система	52
Юрская система	69
Меловая система	89
Кайнозойская эратема. <i>В. М. Кузнецов, А. Н. Усов</i>	110
Палеогеновая система	110
Неогеновая система	118
Четвертичная система. <i>С. А. Бондаренко, Е. А. Гусев, О. В. Желебогло, В. М. Кузнецов</i>	125
Магматизм	147
Докембрийские магматические образования. <i>В. В. Акинин</i>	149
Ранне-среднепалеозойские магматические образования. <i>В. В. Акинин, В. М. Кузнецов</i>	151
Юрские магматические образования. <i>В. В. Акинин</i>	165
Меловые магматические образования. <i>В. В. Акинин, В. М. Кузнецов</i>	170
Кайнозойские магматические образования. <i>В. В. Акинин</i>	206
Схема развития магматизма. <i>В. В. Акинин</i>	209
Метаморфические и метасоматические образования. <i>И. Л. Жуланова, В. М. Кузнецов</i>	215
Тектоника. <i>В. М. Кузнецов</i>	231
История геологического развития. <i>В. М. Кузнецов</i>	274
Геоморфология. <i>О. В. Желебогло, Е. И. Разуваева, В. М. Кузнецов</i>	289
Полезные ископаемые	307
Горючие ископаемые. <i>В. М. Кузнецов</i>	308
Металлические ископаемые. <i>В. М. Кузнецов, О. А. Вopiловская</i>	314
Неметаллические ископаемые. <i>В. М. Кузнецов</i>	360
Подземные воды. <i>В. М. Кузнецов</i>	370

Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. В. М. Кузнецов, О. И. Супруненко	373
Гидрогеология. В. М. Кузнецов	407
Эколого-геологическая обстановка. В. В. Иванова, В. М. Кузнецов	425
Заключение. В. М. Кузнецов	440
Список литературы	448
<i>Приложение 1. Список месторождений, проявлений и пунктов минерализации, показанных на листе Р-57 Госгеолкарты-1000/3</i>	<i>465</i>
<i>Приложение 2. Общая оценка запасов и ресурсов минерагенических подразделений листа Р-57</i>	<i>499</i>
<i>Приложение 3. Петрохимическая характеристика представительных образцов метаморфических, интрузивных и вулканических образований</i>	<i>508</i>
<i>Приложение 4. Список стратотипов, показанных на карте четвертичных образований</i>	<i>514</i>
<i>Приложение 5. Список памятников истории и культуры федерального и местного значения Северо-Эвенского и Омсукчанского районов Магаданской области (лист Р-57), поставленных на учет по Приказу Министерства культуры, спорта и туризма Магаданской области № 188 от 1.12.2014.....</i>	<i>515</i>

Научное издание

**Кузнецов Василий Маркович,
Акинин Вячеслав Васильевич,
Бяков Александр Сергеевич
и др.**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 1 000 000**

Третье поколение

***Серия Верхояно-Колымская*
Лист Р-57 – Эвенск**

Объяснительная записка

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*
Технический редактор, компьютерная верстка *А. С. Смирнова*

Подписано в печать 17.04.2023. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 32,5 + 11 вкл. Уч.-изд. л. 47,5.
Тираж 100 экз. Заказ 420141000

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-00193-291-8



9 785001 932918