

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Вилюйская

Лист R-50 – Саскылах

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»)

Московский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского»
(Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Виллюйская

Лист R-50 – Саскылах

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ • 2022

УДК 55(084.3М1000):528.946(571.56)

ББК 26

Г37

Авторы

*М. В. Герасимова, В. Г. Черенков, Н. С. Посошкова, В. А. Истомин,
Г. В. Чесноков, Е. Ю. Сидоренко, И. В. Чернова, М. Ю. Сучилина*

Научный редактор доктор геол.-минерал. наук *А. К. Худoley*

Рецензенты *Е. А. Лебедева, Т. Е. Салтыкова,*

канд. геол.-минерал. наук Б. А. Трифионов; Г. В. Шнейдер

Герасимова М. В., Черенков В. Г., Посошкова Н. С. и др.

Г37

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-50 – Саскылах. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. – 387 с. + 6 вкл.

ISBN 978-5-93761-848-1 (объясн. зап.)

ISBN 978-5-93761-849-8

В объяснительной записке обобщены материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, полезным ископаемым и закономерностям их размещения, истории геологического развития структур Сибирской платформы – Анабарского щита, Суханской впадины и Уджинского поднятия. Геологическая карта отражает современный уровень изученности региона; на ее основе выполнена современная оценка прогнозных ресурсов и даны рекомендации по проведению последующих работ.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией России.

Табл. 18, ил. 19, список лит. 351 назв., прил. 9.

УДК 55(084.3М1000):528.946(571.56)

ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 20 февраля 2020 г.

© Роснедра, 2022

© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020

© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020

© Коллектив авторов, 2020

© Издательство ВСЕГЕИ, 2022

ISBN 978-5-93761-848-1 (объясн. зап.)

ISBN 978-5-93761-849-8

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа R-50 ограничена координатами 114°00'–120°00' в. д. и 68°00'–72°00' с. ш., площадь ее составляет 102,23 тыс. км². Лист расположен на северо-востоке Среднесибирского плоскогорья, а его северная часть захватывает южную окраину Северо-Сибирской низменности (рис. 1).

Большую – южную часть листа занимает Оленёкское плато, приуроченное к водоразделу р. Анабар и среднего течения р. Оленёк. Абс. выс. в его пределах составляют 150–250 м, изредка достигая 350 м, относительные превышения в пределах долины р. Оленёк достигают 200 м. Полого-увалистое водораздельное пространство имеет слабый уклон с севера на юг, довольно сильно расчленено долинами современной речной сети. Северная часть площади листа – Анабаро-Оленёкская равнина, являющаяся восточной частью Северо-Сибирской низменности. Абс. выс. колеблются от 70 до 160 м. Плоские водоразделы чередуются с заболоченными низменными участками, занятыми обычно долинами современных рек. Их низкие аккумулятивные террасы часто сливаются с поверхностями понижений; всюду широко развиты проявления термокарста с многочисленными озерами. Равнинный характер рельефа предопределил небольшую глубину его расчлененности и широкое развитие покрова рыхлых четвертичных образований, вследствие чего обнажения встречаются только в прирусловых частях долин рек и эрозионных обрывах.

Реки региона принадлежат к бассейнам среднего и нижнего течения р. Оленёк и правобережной части бассейна р. Анабар. Наиболее крупная река – Оленёк – судоходна только в период весеннего паводка, в период межени – только для маломерных судов. То же относится и к р. Анабар.

Климат района резко континентальный, с резкими перепадами температур воздуха – от –60° зимой до +30 °С летом. Лето, как и продолжительность полевого сезона – не более 2,5–3 месяцев.

В административном отношении территория принадлежит к Республике Саха (Якутия) и расположена в пределах Оленёкского эвенкийского национального и частично на территориях Анабарского, Булунского и Жиганского национального эвенкийского улусов.

На территории листа расположены жилые поселки Саскылах (р. Анабар), Амакинский (р. Эбелях), а также два нежилых – Халганнах и Чомурдах. Вблизи юго-западного угла листа находится пос. Оленёк. Вдоль западной границы листа проходит протяженный зимник, пересекающий весь лист в субмеридиональном направлении и соединяющий все вышеперечисленные посёлки с г. Удачный на юге и пос. Юрюнг-Хая на севере.

Постоянно действующие аэродромы, пригодные для приема и базирования легких самолетов и вертолетов, находятся в поселках Оленёк и Саскылах. Внутрирайонные рейсы между мелкими населенными пунктами выполняет ЗАО «Авиакомпания «Алроса». Ближайший населенный пункт, в котором базируется вертолетный авиаотряд этой авиакомпании – г. Удачный (а/п «Полярный»), находится в 188 км от юго-западного угла листа R-50.

В геологическом отношении территория листа расположена на северо-восточной окраине Сибирской платформы, в средней части Анабаро-Оленёкской антеклизы; она включает также очень небольшой участок юго-восточного окончания Анабарского щита и северный склон антеклизы в зоне ее сочленения с Лено-Анабарским краевым прогибом.

Геологические исследования на территории листа R-50 начались с конца XIX века. В 1854–1855 гг. Р. К. Маак дважды пересек Вилуйско-Оленёкское междуречье. В 1874 г. А. Л. Чекановский посетил бассейн р. Оленёк. В 1893 г. Э. В. Голль обследовал побережье моря между устьями рек Хатанга и Лена, в результате им была составлена первая геологическая карта масштаба 1 : 4 200 000.

В 1926–1927 гг. А. Л. Романов составил географическую карту Лено-Хатангского района в масштабе 1 : 500 000. В конце 1920-х и в 1930-х годах на площади работали геолого-геоморфологические отряды П. К. Хмызникова и С. Г. Пархоменко Якутской экспедиции СОПС АН СССР, геологи «Главсевморпути», треста «Арктикразведка», Арктического института, Восточно-Сибирского геолого-гидрогеодезического треста: И. П. Атласов, А. И. Гусев, К. К. Демочкидов, С. И. Киселев, И. Г. Николаев, В. М. Лазуркин и др.

В 1946–1952 гг. геологами НИИГА, треста «Арктикразведка», ВАГТ, ВСЕГЕИ проводились картировочные работы масштаба 1 : 1 000 000, результатом которых явилось издание карты первого поколения (В. А. Виноградов, В. М. Лазуркин, Л. Е. Леонов); некондиционная съемка на разрозненных площадях масштаба 1 : 200 000, на единичных – масштаба 1 : 50 000, сопровождавшаяся поисками и тематическими исследованиями. В 1957 г. была издана Госгеолкарта масштаба 1 : 1 000 000 (листы R-50, 51 – Сухана). Составитель – К. К. Демочкидов, редактор – И. П. Атласов.

В 1956 г. на территории Анабаро-Оленёкского междуречья начались съемочные работы масштаба 1 : 200 000, на их основе в период с 1960 по 1972 год на основной массив листов были составлены Государственные геологические карты и объяснительные записки к ним геологами НИИГА: Н. А. Борщевой, С. Ф. Духаниным, В. В. Жуковым, К. С. Забурдиным, А. Е. Клейзером, Б. Г. Лопатиным, Г. И. Поршневым, И. Б. Рубенчиком, С. М. Табуновым, Э. Н. Эрлихом. Одновременно проводились тематические исследования с целью изучения вопросов геологического, геоморфологического строения территории и перспектив ее алмазности. По результатам геологосъемочных работ разработана стратиграфия раннего докембрия, рифея, венда, кембрия и четвертичных отложений, которые впоследствии были приняты решениями всесоюзных и межведомственных стратиграфических совещаний.

В 1959 г. Э. Н. Эрлихом в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000 был выявлен массив Томтор щелочно-ультраосновных пород.

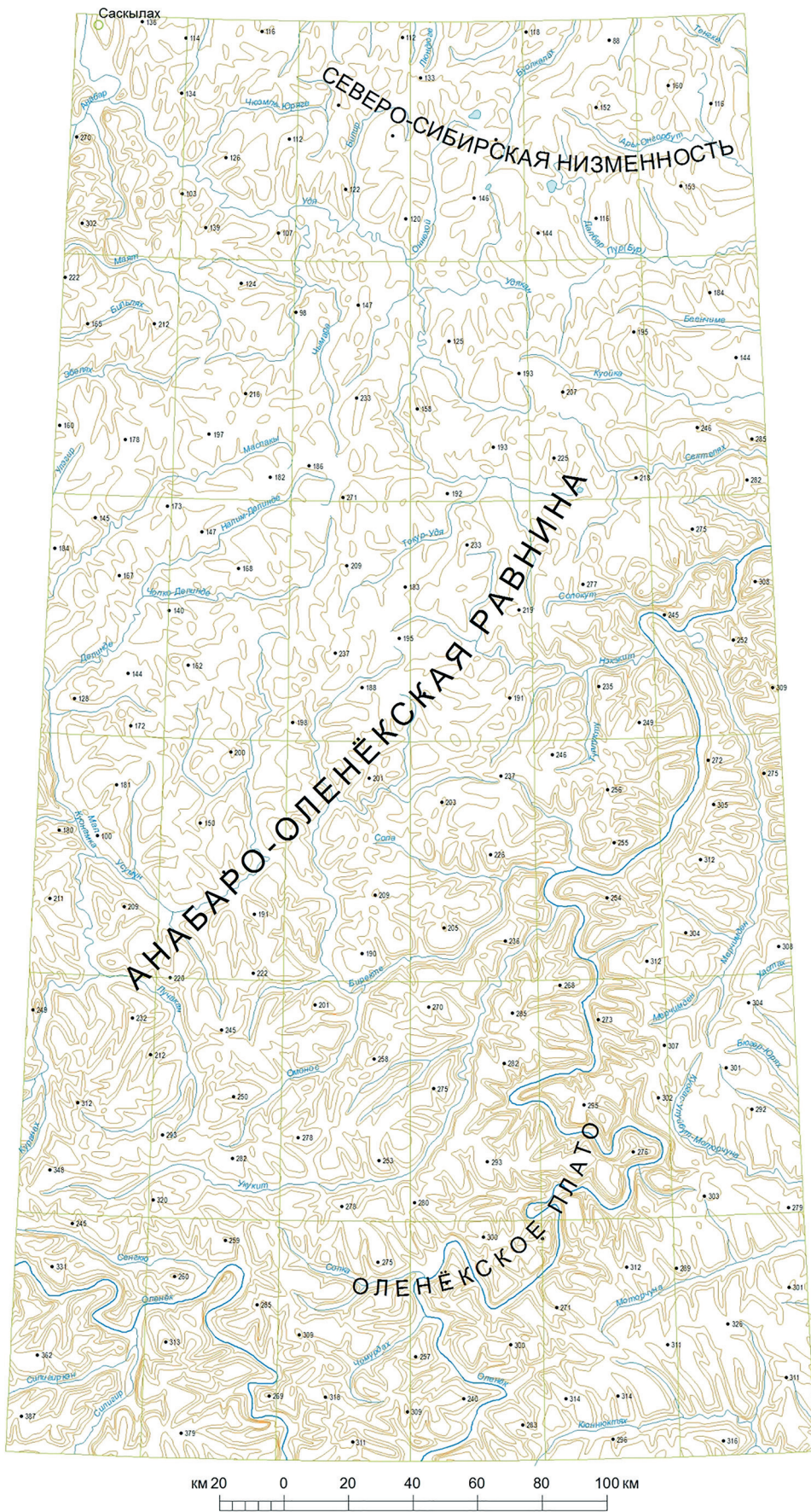


Рис. 1. Орографическая схема.

В 1960 г. партией НИИГА в пределах массива Томтор был отмечен ряд точек с радиоактивной редкоземельной минерализацией.

В 1964–1965 гг. по результатам геологической съемки масштаба 1 : 200 000 геологами НИИГА Б. И. Рубенчиком, Н. А. Борщевой и Ф. Ф. Ильиным в бассейнах рек Майат, Бильях, Эбелях и др. были получены первые сведения по алмазности четвертичных отложений района. В 1960-х годах в Эбеляхском районе проведены геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 с детальным изучением строения и литологических особенностей четвертичных и предполагаемых меловых отложений (И. А. Бухмиллер, 1968; В. А. Горяшин, 1966, 1968–1970; В. М. Подчасов, 1970).

В это же время работниками Амакинской экспедиции ЯТГУ (А. О. Ефимов, М. Н. Васильева и др.) была установлена алмазность осадков р. Эбелях, что послужило основанием постановки здесь поисковых работ. В 1965 г. (Ю. П. Белик, И. А. Галкин) были выявлены высокие концентрации алмазов в аллювии р. Эбелях и по ряду его притоков. Детально разведаны месторождения в бассейне р. Эбелях: россыпи р. Эбелях, ручьев Гусиный, Браас-Юрях, Холомолоох.

С начала 1970-х годов в Эбеляхском районе геологами Амакинской экспедиции ЯТГУ было установлено широкое развитие палеодепрессий карстового типа, выполненных слабо алмазными нижнемеловыми отложениями. В настоящее время на Эбеляхской площади вскрыто более 300 карстовых воронок. Изучением морфологии, пространственного размещения и возраста выполняющих осадков палеодепрессий занимались М. Н. Васильева, А. Н. Евдокимов, В. И. Прокопчук, Г. И. Поршнева и др.

Со второй половины 1970-х годов проводились работы по геологическому доизучению на основе аэро- и космических материалов, использования дистанционных методов. В результате были составлены комплекты геологических и геолого-минералогических карт масштабов 1 : 50 000–1 : 1 000 000 (Л. И. Шахотко, И. М. Осташкин, А. А. Тимофеев, В. С. Скундин).

В 1974–1977 гг. Л. Л. Степановым (НПО «Севморгео») при проведении поисково-оценочных работ на алмазы, бокситы, фосфор и редкие металлы в центральной части Уджинского поднятия в пределах карбонатитового комплекса массива Томтор было выявлено и предварительно оценено (категория Р₂) уникальное фосфорно-редкометалльное месторождение.

В 1976–1980 гг. В. М. Куницким во время проведения детальных поисковых работ при заверке магнитных аномалий была открыта реликтовая залежь Верхний Бильях и установлена ее промышленная алмазность.

Результаты всех этих работ были использованы при подготовке к изданию Государственных геологических карт следующего поколения масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). При этом западная часть листа R-50 вошла в состав единого листа R-48-(50)-Оленёк (Ф. Г. Марков, 1983), а восточная часть листа – в R-(50)–52-Тикси (А. А. Межвилк, Ф. Г. Марков, 1983), объяснительные записки к ним были изданы в 1984 г.

В 1980–1990-х гг. Якутским ТГУ проводилась геологическая съемка совместно с поисковыми работами масштаба 1 : 50 000: в Уджинском районе – В. И. Охлопковым в 1987 г., в бассейне р. Анабар – И. П. Поповым и в бас-

сейне р. Оленёк – А. М. Афанасьевым в 1989 г., в бассейне р. Мал. Куонамка – В. И. Пищальниковым в 1991 г.

Поисково-оценочные и разведочные работы на коренные и россыпные месторождения алмазов были сосредоточены в районе правых притоков р. Анабар (Эбелях, Бильях, Маят с притоками), а также в среднем течении р. Оленёк и на Уджинском поднятии. В настоящее время на Анабаро-Уджинском междуречье разведано более 60 % россыпных алмазов России. Кроме того, в среднем течении р. Оленёк проведена оценка перспективности кимберлитов нескольких полей на алмазы и выявлены промежуточные коллекторы алмазов четвертичного, неогенового, юрского, пермского возрастов. Детально разведаны месторождения в бассейне р. Эбелях: россыпи р. Эбелях, ручьев Гусиный, Ырас-Юрях, Холомолоох, запасы которых утверждены в 1982–1988 гг. ГКЗ СССР или ТКЗ ЯПГО (Л. М. Зарецкий, С. А. Граханов, 1982; С. А. Граханов, В. М. Подчасов, 1985; А. С. Кириллин, 1988).

В 1985–1990 гг. на территории листа Эбеляхской партией Амакинской экспедицией проводились поисково-оценочные работы на ниобий, фосфор, редкие земли и алюминиевое сырье в центральной части массива Томтор. В 1987 г. на участке Буранный были выявлены уникально-богатые ниобий-редкоземельные руды, по набору и содержанию ценных компонентов не имеющих аналогов в мировой практике (в 1991–1997 гг. проведена предварительная разведка).

В 1990–1994 гг. И. М. Осташкиным на восточную часть листа была составлена геолого-минералогическая карта масштаба 1:200 000 на основе аэро- и космических съемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выяснения поисковой значимости отшлифованных объектов.

В 2002 г. Якутским геологическим управлением под руководством В. А. Ян-жин-шина была выполнена крупная обобщающая работа по стратиграфическим схемам докембрия и фанерозоя Западной и Восточной Якутии с целью совершенствования серийных легенд Госгеолкарты-200.

Систематизация, обобщение и анализ фактического материала, полученного в этот период, легли в основу многочисленных научных исследований и работ: В. М. Моралева, В. С. Оксмана, О. М. Розена, С. А. Граханова, создание легенд серий листов ГК-200/2 Анабарской, Суханской, Уджинской и Оленёкской (М. С. Мащак, 2002; В. С. Андреев, 2002; В. Н. Бобров, 2002, 2006).

После проведения геологических съемок состав, стратиграфия и строение осадочного чехла изучались в процессе седиментологических, палеонтологических, геохимических (А. В. Купцова, 2011), геофизических (В. С. Сурков, 1997; В. С. Старосельцев, 2013), изотопно-геохронологических (А. К. Худoley, 2007, 2009; А. В. Купцова, 2015) исследований. В 2012 г. опубликована карта полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) под редакцией В. А. Ян-жин-шина.

Сведения по четвертичным отложениям и геоморфологии региона приводятся в изданных трудах Н. А. Борщевой, В. В. Жукова и Л. Я. Пинчук, М. Т. Кирюшиной, С. Ф. Козловской, А. П. Пуминова, В. Н. Сакса, С. А. Стрелкова.

В 2009 г. под редакцией М. С. Машака была создана Легенда Анабаро-Виллойской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения, положенная в основу создания современной геологической карты листа R-50 – Саскылах.

В 1948–1961 гг. ГФЭ Якутского ТГУ и «Арктикнефтегазразведка» покрыли всю площадь листа R-50 гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000. В 1966–1984 гг. ГФЭ № 6 Якутского ТГУ была проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 на весь лист.

В 1957–1961 гг. вся площадь была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000. Работы проводили Амакинская и Центральная геофизические экспедиции Якутского ТГУ. По материалам этих исследований в 1967–1971 гг. подготовлены к изданию Государственные карты в графиках и изолиниях ΔT масштаба 1 : 200 000, сводная карта аномального магнитного поля масштаба 1 : 500 000. Поисковые аэрогеофизические работы масштабов 1 : 25 000–1 : 10 000 в связи алмазной тематикой были начаты в 1963 г.

Аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 25 000, проведенной в 1965–2008 гг., почти полностью покрыта южная часть листа R-50, район р. Эбелях и среднего течения р. Оленёк.

В 1960–1969 гг. (Ю. К. Плесум), 1993–1996 гг. (Ю. Я. Ломакин) и 1995–1998 гг. (М. Я. Фолисевич) проводились обобщения геолого-геофизических исследований, выполненных по районам деятельности Амакинской ГРЭ в предыдущие годы, составлялись каталоги геофизических аномалий, давались рекомендации по дальнейшему их изучению.

В 2001 г. в ВИРГ-Рудгеофизика для листов R-49,50 (Оленёк) составлена опережающая геофизическая основа масштаба 1 : 1 000 000 (Ю. В. Асламов).

На территории листов R-49,50 в различные годы Центром «ГЕОН» проведены исследования МОВЗ-ГСЗ по профилям «ШПАТ» (Тикси–Барнаул), «ГОРИЗОНТ» (Тикси–Воркута), «АЛМАЗ» (Олёкминск–Тарей) и «Попогай–Шренк».

В 1971–1972 гг. Институтом геологии ЯФ СО АН СССР совместно с Якутской КФЭ ЯТГУ выполнены региональные геофизические исследования методом точечных сейсмических зондирований (ТСЗ) по региональным маршрутам Шологонцы–Джарджан и река Муна – пос. Урюнг-Хая общей протяженностью 935 км.

Сейморазведочные работы МОГТ масштабов 1 : 500 000 и 1 : 200 000 проводились ПГО «Ленанефтегазгеология» в 1978–1993 гг. и охватывают большую часть территории R-50.

Геохимические работы масштаба 1 : 1 000 000–1 : 500 000 на листе R-50 выполнялись с 1970 г. в основном при обобщающих работах по геохимической изученности территории, поисковых работах на алмазы, тематических работах по оценке перспектив территории Якутии на никель, редкометалльное и редкоземельное оруденение, наземной проверке данных дешифрирования при АФГК и КФГК; реже опытно-методических работах.

Геохимические работы масштаба 1 : 200 000 выполнялись с 1979 г. при геохимических поисках алмазов, тематических работах по составлению прогнозно-металлогенической карты Западной Якутии масштаба 1 : 500 000, ре-

же – составлении ГК-200; групповой геологической съемке, геолого-минералогическом картировании.

Специализированные геохимические исследования с отработкой методики для поисков кимберлитов проводились В. А. Тимченко на листах R-50-XI, XII, XVII, XVIII в 1990–1994 гг.

В 2015 г. создана геохимическая основа масштаба 1 : 1 000 000 (ГХО-1000) листа R-50 – Саскылах (В. А. Килипко), включающая вспомогательные карты (геохимической изученности, геологических комплексов с полезными ископаемыми, функционального зонирования), базовые (моно- и полиэлементные карты распределения химических элементов) и итоговые (районирования территории по условиям проведения геохимических работ, геохимической специализации геологических образований, геолого-геохимического районирования геологических образований, прогнозно-геохимическая) карты.

Схемы геологической, геофизической и геохимической изученности находятся в Базе данных – R50\R50_db\Izuch.

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах рассматриваемой территории обнажены или вскрыты скважинами стратиграфические подразделения протерозоя, венда, кембрия, карбона, перми, триаса, юры, мела, и неогена, которые представлены метаморфическими, осадочными, осадочно-вулканогенными и вулканогенными образованиями. В региональном плане они принадлежат к нескольким структурно-формационным областям по разным возрастным срезам, в составе которых выделены структурно-формационные зоны, а на некоторых возрастных уровнях – подзоны. Районирование территории проведено в соответствии с Легендой Анабаро-Виллюйской серии листов [114]. На дневной поверхности в пределах площади листа обнажены образования двух структурных этажей – раннепротерозойского кристаллического фундамента и перекрывающего его рифейско-фанерозойского платформенного чехла.

Протерозойские метаморфические образования фундамента обнажаются только в пределах Анабарского щита, который попадает на площадь листа своим юго-восточным углом. Площадь развития этих образований – менее 1 км². Они относятся к Хапчанской структурно-формационной зоне Алдано-Анабарской структурно-формационной области.

Верхний структурный этаж представлен комплексом карбонатных, терригенных морских и континентальных пород от рифея до неогена.

Рифейские отложения выходят на поверхность по обрамлению Анабарского щита, а также в пределах Уджинского поднятия на севере территории листа и принадлежат к двум структурно-формационным областям. В Котуйкано-Анабарской структурно-формационной области Анабарской структурно-формационной зоны развиты терригенные и карбонатные отложения. Уджинская структурно-формационная зона Уджинско-Нижнеленской структурно-формационной области характеризуется терригенно-карбонатным и вулканогенно-терригенно-карбонатным осадконакоплением.

Вендские и кембрийские образования занимают основную часть территории листа. Они представляют собой обширный комплекс карбонатных, в меньшей степени терригенных пород и относятся к одной Юдомо-Оленёкской структурно-формационной области. С учетом особенностей состава, геологического строения и принадлежности к определенным тектоническим структурам выделены Анабаро-Куонамская, Уджинско-Мунская и Оленёкская структурно-формационные зоны.

Период с ордовика до карбона характеризовался длительным (около 100 млн лет) перерывом в осадконакоплении и глубоким размывом; синхронные ему стратифицированные отложения на площади листа R-50 неизвестны. Принадлежащие к Хатангско-Нижнеленской структурно-формационной области позднесилурийские–раннекаменноугольные нестратифицированные образования описаны в разд. «Магматизм».

Более молодые отложения развиты только в северной части площади, где накапливались преимущественно континентальные пермские и нижнетриасовые отложения, верхнетриасовые–меловые морские и прибрежно-морские, континентальные меловые и неогеновые отложения. Среднекаменноугольно-триасовому срезу соответствуют Анабаро-Тунгусская структурно-формационная область с нестратифицированными образованиями и Хатангско-Нижнеленская структурно-формационная область. В последней выделяется Буолкалах-Бурская и Бур-Уджинская структурно-формационные зоны с терригенным и вулканогенно-терригенным осадконакоплением.

Юрско-меловые образования принадлежат к трем структурно-формационным областям с терригенным осадконакоплением: Анабаро-Оленёвской с нестратифицированными и континентальными меловыми образованиями, Лено-Енисейской и Лено-Вилуйской.

Неогеновые осадки относятся к одной Среднесибирской структурно-формационной области с терригенным осадконакоплением. В ее пределах выделяются две структурно-формационные зоны – Анабаро-Оленёвская с эбеляхской толщей, развитой в карстовых полостях, и Анабаро-Бурская с беенчиминской толщей.

Описание стратотипов свит, а также данные об авторах и годах их выделения приведены в базе данных R-50/R50_db/Etalon/DB_STR_R-50.mdb (TBL_PETR+STR). Последовательность описания отложений отвечает зональному делению площади и их стратиграфическому положению.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Алдано-Анабарская СФО

Хапчанская СФЗ

Образования раннепротерозойского возраста выходят на дневную поверхность только в самой западной части площади листа, на крайнем юго-восточном окончании Анабарского поднятия и представлены хапчанской серией. Площадь их выхода составляет менее 1 км². Они входят в состав Хапчанской СФЗ Алдано-Анабарской структурно-формационной области.

Хапчанская серия (PR₁/hp) сложена роговообманково-двупироксеновыми плагиоклазовыми, пироксен-гранат-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и гранат-гиперстеновыми плагиогнейсами. В коренном залегании они не встречены, а образуют крупноглыбовые развалы, вытянутые в виде полос северо-западного направления, согласно с общим простираением

метаморфической толщи Анабарского кристаллического щита. По всему разрезу плагиогнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы в той или иной степени мигматизированы и гранитизированы.

Роговообманково-двупироксеновые плагиоклазовые кристаллические сланцы макроскопически являются темными средне- и мелкозернистыми породами с параллельной сланцеватой, реже массивной текстурой. Структура в сланцеватых разностях гранобластовая, а в массивных панидиобластовая. Минеральный состав довольно однообразен, представлен сочетаниями плагиоклаза (№ 40–47) и цветных минералов: моноклинного пироксена (диопсида), гиперстена, роговой обманки. В качестве аксессуаров постоянно присутствуют апатит и рудный минерал, реже циркон.

Пироксен-гранат-плагиоклазовые роговообманковые кристаллические сланцы встречаются совместно с описанными выше кристаллическими сланцами. Макроскопически это темно-зеленые крупнозернистые параллельно-сланцеватые породы. Выделяются порфиробласты красного граната. Основная масса имеет гранобластовую структуру. Основным породообразующим минералом является роговая обманка. Содержащийся в количестве до 20 % красный гранат по показателю преломления $N = 1,782$ относится к альмандиновому ряду.

Гранат-гиперстеновые плагиогнейсы обнаруживаются среди двупироксеновых плагиоклазовых кристаллических сланцев. Макроскопически это темная мелкозернистая полосчатая порода с зернами красно-бурого граната – альмандин. Структура гетеробластовая. Порода состоит из плагиоклаза (№ 35–38), кварца, гиперстена, альмандин. По химическому составу большей частью соответствуют породам среднего и кислого состава (SiO_2 62,0–69,9 %, Na_2O 1,91–2,58 %, K_2O 1,66–5,65 %) с высоким содержанием глинозема (Al_2O_3 15–21 %). Мощность серии составляет около 4–5 км.

Выходы пород хапчанской серии сопровождаются знакопеременным магнитным полем с интенсивностью 5–10 мЭ и горизонтальным градиентом 10–15 мЭ/км. На ГК-1000 R-48-(50) [36] данные отложения отнесены к анабарской серии раннеархейского возраста. По данным ГК-1000 R-49 [40] на участке р. Бол. Куонамка ниже устья р. Лахы породы, ранее относимые к верхнеанабарской серии, имеют раннепротерозойский возраст и отнесены к хапчанской серии. Раннепротерозойский возраст 2030 ± 17 млн лет по U-Pb датированию (SHRIMP II) по циркону был получен также для гранулитов в районе Хапчанского порога (р. Бол. Куонамка, ниже устья р. Хапчан, лист R-49), относившихся ранее к верхнеанабарской серии архейского возраста. В связи с новыми данными возраст хапчанской серии принимается раннепротерозойским. Авторы листа R-49 не внесли изменения в Легенду серии, следовательно возраст этих отложений нельзя считать однозначно достоверным.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ, РИФЕЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Рифейские отложения слагают первый плитный ярус Сибирской платформы. Они с размывом и резким угловым несогласием залегают на породах кристаллического фундамента. На площади листа R-50 рифейские образования выходят на дневную поверхность на ограниченном участке юго-

восточного обрамления Анабарского щита, а также в центральной части Уджинского поднятия. Они представлены терригенно-карбонатными породами, сформировавшимися в условиях денудации раннепротерозойских горных сооружений. На Уджинском поднятии в средней части разреза в них содержится локально развитая толща вулканитов основного состава. Рифейские образования объединены в Котуйкано-Анабарскую и Уджинско-Нижнеленскую структурно-формационные области, в пределах которых по структурно-вещественным признакам выделены Анабарская и Уджинская структурно-формационные зоны (СФЗ).

Котуйкано-Анабарская СФО

Анабарская СФЗ

На дневной поверхности отложения рифея вскрываются лишь вдоль восточного склона Анабарского поднятия и представлены нижнерифейскими лабазтахской и котуйканской и среднерифейской неключээхской свитами. Это стратиграфическое расчленение соответствует принятому в легенде серии [114] и на листе R-49 [40]. В то же время необходимо отметить, что стратиграфия рифейских толщ на севере и юге различается [107]: в южной части Анабарской СФЗ мощность отложений нижнего рифея сокращается до 70 м, а вся вышележащая толща относится к верхнему рифею—венду*.

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Лабазтахская свита (RF₁lb) выходит в пределах клиновидного горста на западе территории в пределах восточного склона Анабарского поднятия. На ГК-200 [55] она выделялась как мукунская свита синийского комплекса. Свита с угловым несогласием залегает на кристаллическом фундаменте. В ее основании залегают гравелиты и конгломераты, замещающиеся по простиранию крупно- и среднезернистыми песчаниками. Песчаники и гравелиты обычно массивные, реже грубоплитчатые со следами волновой ряби. Часто наблюдается параллельная, реже косая грубая слоистость. Гальки и валуны сложены кварцитами, кварцем, гранитогнейсами, кремнистыми алевролитами и сланцами, породами коры выветривания. В песчаниках и гравелитах цемент кремнисто-глинистый с примесью гидроокислов железа, окрашивающих породу в красно-бурый цвет, а в верхней части появляется доломитовый цемент с примесью зерен глауконита. Нижняя граница устанавливается по появлению в песчаниках полевого шпата. Мощность свиты в пределах восточного склона Анабарского поднятия составляет 120–140 м.

Отложения свиты содержат разнообразные микрофоссилии: *Gloeocapsomorpha faveolatus* Il., *Contextus laevisus* Andr., *Protoleiosphaeridium cellularis* Il., *Protoleiosphaeridium sigillarum* Andr., *P. fluctuosum* Andr., *P. araneosum* Andr., *Leiosphaeridium eisenacki* Tim., *L. particularum* Andr., *Pseudozonosphaeridium populosum* Andr., *Symplassosphaeridium inerustatum* Tim. [139].

*Примечание научного редактора.

В свите установлены представители акритарх: *Symplastosphaeridium*, *Leiosphaeridia*, *Zonosphaeridium*, *Trachyminuscule*, *Pseudozonosphaeridium*, *Archaeodiscina*, *Stenomarginata*, *Brochopsophosphaera* [36]. Радиологический возраст глауконита из песчаников нижней части разреза свиты равен 1550 млн лет; по трем образцам из верхней пачки он составляет 1540–1530 млн лет [36], по данным легенды [114], K-Ar – 1480 млн лет. Эти данные свидетельствуют о возможности отнесения лабазтахской свиты к низам верхнего протерозоя (нижнему рифею) [36].

Котуйканская свита (RF₁kt) выходит узкой полосой на западе территории в пределах восточного склона Анабарского поднятия. Она идентична ранее выделяемой здесь нижнебилляхской подсвите [55] и с небольшим стратиграфическим несогласием залегает на лабазтахской свите.

В стратотипической местности (р. Котуйкан, лист R-48) свита сложена доломитами преимущественно строматолитовыми серыми и красноцветными (до вишнево-красных) массивными, горизонтально- и косослоистыми, со стяжениями кремней; переслаивающимися с глинистыми и песчанистыми разностями и более редкими прослоями и линзами алевролитов, мергелей, глинистых сланцев и разнозернистых полевошпат-кварцевых песчаников.

По литологическому составу на территории листа R-50 выделяются три пачки. Нижняя сложена массивными микро- и тонкозернистыми кремевыми доломитами со строматолитовыми образованиями. Мощность доломитов – 10–15 м. Выше залегает пачка, для которой характерно переслаивание гравийных и крупнозернистых желтовато-бурых доломит-кварцевых песчаников, разнозернистых кирпично-красных полевошпат-кварцевых песчаников и микро- и тонкозернистых доломитов розового и фиолетового цветов. Мощность – пачки 30–35 м. Расположенная выше пачка мощностью 45–50 м сложена разнозернистыми красно-бурыми и фиолетово-бурыми полевошпат-кварцевыми песчаниками и кварцито-песчаниками с линзовидными прослоями гравелитов и мелкогалечных кварцевых конгломератов. В песчаниках нижней пачки отмечается диагональная косая слоистость и волноприбойные знаки на плоскостях напластования. Общая мощность свиты в приведенном разрезе – 100 м.

На восточном склоне Анабарского поднятия максимальная мощность свиты (140–155 м) установлена по левобережью р. Бол. Куонамка (лист R-49). Здесь встречены строматолиты *Stratifera undata* Kom., *Microstylus perplexus* Kom. и микрофитолиты *Osagia libidinosa* Z. Zhur., *Radiosus tenebricus* Z. Zhur. По комплексу строматолитов и микрофитолитов свита принадлежит к нижнему рифею [36].

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Некюлээхская свита (RF₂nk) выходит на дневную поверхность в виде полосы шириной около 20 км вдоль восточного склона Анабарского поднятия (в западной части территории) и лежит на частично размытой котуйканской свите. На ГК-1000 R-48-(50) [36] она картировалась как юсмастахская свита, которая является идентичной ранее выделяемой здесь верхнебилляхской подсвите.

Свита сложена преимущественно доломитами. В основании разреза отмечен 5–10-метровый прослой красноцветных косослоистых полевошпатовых кварцевых песчаников. Выше залегают массивные тонкозернистые серые и желтовато-серые доломиты. Широко распространены оолитовые и сгустковые доломиты, обычно пористые. Мощность этой части разреза – 100–110 м. Залегающая выше пачка (7–10 м) представлена известковистыми доломитами со строматолитами типа *Collenia*. Для пород верхней части разреза характерно переслаивание толстоплитчатых скрытозернистых розоватых доломитов и массивных кавернозных серых доломитов с примазками черного твердого битума. В самых верхах свиты отмечаются прослои кварцевых песчаников и глинисто-алевритовых сланцев.

Общая мощность вскрытых на территории листов отложений составляет 120–130 м. Отложения некулээхской свиты охарактеризованы среднерифейскими строматолитами: *Conophyton garganicus* Kor., *Appia topicalis* Schar., *Parmites tumulus* Gol., *Colonella cormosa* Kom., *Anabaria divergens* Kom., *Svetliella svetlica* Schar. [36], что и определяет ее возраст.

Уджинско-Нижнеленская СФО

Уджинская СФЗ

Отложения рифея встречаются лишь в отдельных плохо обнаженных тектонических блоках Уджинского поднятия, что существенно затрудняет получение достоверного представления о строении и составе рифейских толщ. Согласно разработанной стратиграфической схеме [114], здесь выделены (снизу вверх): нижнерифейские богдотаасская и улахан-курунгская, среднерифейская унгуохтахская и верхнерифейские хапчаньрская и уджинская свиты. По составу они значительно отличаются от рифейских отложений Анабарской структурно-формационной зоны, непосредственно примыкающей с запада. Однако, по Д. П. Гладкочубу с соавторами, верхняя часть разреза прорвана дайкой, возраст которой составляет 1074 ± 11 млн лет (Ar-Ar датирование) [26] или даже 1386 ± 30 млн лет (U-Pb датирование по апатиту) [199], что предполагает отсутствие верхнерифейских или верхне- и среднерифейских отложений в этом разрезе*. По нашим данным (результаты полевых работ 2016 г.), возраст силлов и комагматичных им базальтов $801,6–826,3 \pm 7$ млн лет (U-Pb датирование (SHRIMP II) по циркону), что соответствует позднему рифею.

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Богдотаасская и улахан-курунгская свиты объединенные (RF₁bt+uk) выходят на поверхность в центральной части Уджинского поднятия. Свиты объединены поскольку показать их раздельно в данном масштабе невозможно.

*Примечание научного редактора.

Богдотаасская свита обособлена Ю. П. Ипатовым [90] из нижней части улахан-курунгской свиты. Стратотип имеет следующий разрез. Он сложен серыми доломитами и желто-серыми глинисто-алевролитистыми доломитами с редкими прослоями песчаников и алевролитов, которые выше сменяются глинисто-алевролитистыми доломитами, переслаивающимися с песчаниками. Однако в 1987 г. В. И. Охлопковым [296] была вскрыта скважинами и описана нижняя часть разреза, которую он выделил вместе с вышележащими слоями в томтор-чымаринскую толщу. Она представлена глинистыми алевролитами и кварцевыми песчаниками мощностью 30 м. Общая вскрытая мощность свиты – 96 м.

Граница между богдотаасской и улахан-курунгской свитами проводится по подошве слоя доломитов темно-серых до черных. Возраст богдотаасской свиты определяется на основании ее положения стратиграфически ниже улахан-курунгской свиты, которая датируется ранним рифеем. Богдотаасская свита сопоставляется с сыгынахтахской свитой Оленёкского поднятия, которая сложена морскими и прибрежно-морскими терригенными породами, их возраст по глаукониту К-Аг методом составляет 1435–1380 млн лет [38]. В Бурской скв. 341-0 (лист R-51) в инт. 3066–2999,6 м выявлены акритархи *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum.), *L. crassa* (Naum.), *L. jacutica* (Tim.), *Satka squamifera* (Pjay.), *S. favosa* (Jank.), *Simia annulare* (Tim.), *Tchuja zonalis* (Stan.) и др., нитчатые водоросли *Polyedryxium* sp., *Floris* sp. (опред. Т. Ф. Субицкой) нижнего рифея [38]. Возраст богдотаасской свиты принимается как ранний рифей.

Улахан-курунгская свита выходит в осевой части Уджинского поднятия и прослеживается широкой полосой (4–6 км) по водоразделу рек Чымара–Удя от сопки Богдо-Таса на севере территории до верховий р. Томтор на юге. В обнажениях картируется преимущественно только верхняя часть разреза улахан-курунгской свиты. Большая часть свиты вскрыта скважинами 19 (12)* и 21 (11) [296]. Нижняя граница свиты в обнажениях и скважинах не наблюдалась. Разрез свиты представлен серыми, светло-серыми, реже темно-серыми доломитами с прослоями глинистых, строматолитовых, онколитовых доломитов, реже – известняков**. В нижней части свиты отмечаются редкие прослои карбонатно-глинистых алевролитов и песчаников. Строматолитовые доломиты встречаются преимущественно в средней части и, в меньшей мере, в низах и верхах свиты. Кроме того, для всего разреза свиты характерны прослои окремненных доломитов и отдельные желваки кремней. Доломиты нередко кальцитизированы, в отдельных прослоях доломитов отмечается кавернозность. Мощность свиты – около 650 м.

Согласно легенде серии [114], в составе улахан-курунгской свиты предполагалось наличие вулканогенных пород (спилиты, диабазы, туфы, туффиты). В ходе полевых работ эти данные не нашли своего подтверждения. Получены свидетельства того, что вулканогенные образования связаны с вулканически-

*В скобках приведены номера скважин на геологической карте.

**Подробнее о строении и условиях образования улахан-курунгской, унгуохтахской, хапчаньской и уджинской свитах см. БД R-50\R50_DB\ДОПМ\Литотипы и условия формирования рифейских толщ Уджинского поднятия.

ми аппаратами трещинного типа, которые прорывают отложения улахан-курунгской свиты и генетически связаны с вышележащей унгуохтахской свитой.

Возраст пород улахан-курунгской свиты определялся многими исследователями, которые по наличию строматолитов *Kussiella kussiensis* Kryl., *K. viltata* Kom., микрофитолитов: *Osagia pulla* Z. Zhur., *Volvatella biljachica* Mills., *Medullarites* sp., *Ganamophyton* aff. *ovale* Vol. et Drosd., *Radiosus* aff. *simplex* Zabr. относили вмещающие их отложения к нижнему рифею [188]. По заключению Н. С. Кырвел [296], среди строматолитов определены: *Conophyton lituus* Masl., *C. gorganicus* Kor., *Jacutophyton multiforme* Schap., *J. sp.*, *Gongylina uluntuica* Dol., *G. differentiata* Kom., *Stratifera flexurata* Kom., *S. sp.*, *Neuleela figurata* Kom., *N. simplex* Kom., *N. sp.*, *Anabaria* sp., *Colonella* sp., *Microstylus* sp., *Conophyton lituus* Masl., *C. gorganicus* Kor., *C. cylindricus* Masl., *Jacutophyton multiforme* Schap., *Gondylina* cf. *zonata* Kom., *Gondylina differentiata* Kom., *G. sp.*, *Stratifera* sp., *Poniscollenia visenda* f. n., *P. udzha* f. n., *Colonella lineata* Kom., *Omachtenia omachtensis* Nuzh., *Anabaria difergens* Kom., *Baicalia* sp.?, *Kussiella kussiensis* Kryl. Эти виды строматолитов также характерны для отложений нижнего рифея [296].

Из верхней части улахан-курунгской свиты (полевой сезон 2016 г.) изучены микрофоссилии (R50\R50_db\ФАКТ\BPD\SBD\ANALIZ): *Obruchevella parva* Reitlinger, 1959; *Melanocyrrillium* cf. *M. hexadiadema* Bloser, 1985; *Siphonophycus kestron* Schopf, 1968; *S. robustum* (Schopf, 1968); *S. typicum* (Hermann, 1974), *S. solidum* (Golub, 1979), *Leiosphaeridia atava* (Naumova, 1960), *L. crassa* (Naumova, 1949), *Leiosphaeridia jacutica* (Timofeev, 1969), *Archaeoellipsoides grandis* Horodyski et Donaldson, 1980; *Comasphaeridium strigosum* (Jankauskas, 1976), *Palaeolynghya* cf. *P. catenata* Hermann, 1974, *Mухococcoides minor* Schopf, 1968, *Sphaerophycus medium* Horodyski and Donaldson, 1980 и строматолиты *Conocollenia* sp., *Colonella* sp., и *Omachtenia omachtensis* Nuzh. (определение В. Н. Сергеева, ГИН), что позволяет нам датировать возраст улахан-курунгской свиты как ранний рифей. Отложения улахан-курунгской свиты рядом исследователей [188, 350] сопоставляются с котуйканской свитой западного склона Анабарского массива и кютюнгинской свитой Оленёкского поднятия.

Общая мощность объединенных свит – 746 м.

Унгуохтахская свита (RF_{2un}) вскрывается на восточном и южном крыльях Уджинского поднятия и выходит на дневную поверхность в долинах рек Удя, Унгуохтах, Хапчаныр и Томтор. На их междуречьях она обычно перекрыта пермскими, юрскими и ниже-среднечетвертичными отложениями. Нижняя часть свиты вскрыта скв. 19 (12) (инт. 7,0–157,3 м и 275,2–297,6 м) на левом берегу р. Удя [296]. Свита впервые выделена Э. Н. Эрлихом [348]. Стратотип расположен по р. Унгуохтах, однако он не соответствует требованиям, предъявляемым к стратотипам из-за недостаточной обнаженности. С учетом новых данных по результатам геологосъемочных работ [296] и нашим наблюдениям (полевой сезон 2016 г.), унгуохтахская свита расчленена на три подсвиты. В связи с невозможностью показать их в масштабе карты, они объединены.

Разрез свиты начинается с глинистых алевролитов. Выше по разрезу следует переслаивание пестроокрашенных (серых, зеленовато-серых, бордовых, сиреневых) глинистых доломитов, известняков, аргиллитов, алевролитов с прослоями строматолитовых известняков. Причем вверх по разрезу увеличивается количество алевролитов и уменьшается количество карбонатных пород до редких прослоев мощностью 1–1,5 м. Общая вскрытая мощность этой части разреза составляет 135 м. Ранее эти отложения не картировались и не изучались. В естественных обнажениях они встречены лишь в отдельных небольших обнажениях в районе устья руч. Улахан-Курунг-Юрях, что и явилось основанием для некоторых исследователей проводить границу между улахан-курунгской и унгуохтахской свитами по подошве залегающей выше вулканогенной толщи.

На породах нижней пачки залегает толща вулканогенных преимущественно пирокластических, реже – пирокласто-осадочных и эффузивных образований. Нижняя часть туфогенной толщи вскрывается в двух крупных обнажениях в долине р. Удя в районе устья руч. Улахан-Курунг-Юрях. На левом ее берегу в 1,5 км выше устья этого ручья (т.н. Ч-66, БД) на алевропелитах и песчаниках нижней пачки унгуохтахской свиты залегают туфы преимущественно лапиллиевые, состоящие из обломков (30–50 %) размером 3–10 мм, вмещающего их алевро-псаммитового матрикса (30–60 %) и рассеянных в породе крупных (3–15 см, изредка до 1 м) обломков и глыб, составляющих до 15 % объема породы.

Среди обломков доминируют стяжения очень плотных мелкослоистых песчаников с карбонатным цементом (шф. 66/3, БД) уплощенной, иногда идеально округлой и гантелевидной формы диаметром до 15 см, образующие при разрушении породы россыпи «валунов» у подножия обнажений (рис. 2).



Рис. 2. Россыпь карбонатных стяжений – ксенолитов, вымытых из туфов унгуохтахской свиты в 0,2 км ниже т.н. 66 (левый берег р. Удя).

Следует подчеркнуть, что их округлая форма никоим образом не связана с переносом/окатыванием (как это представлялось ранее и что заставляло рассматривать породу как «туфо-конглобрекцию» [296], поскольку на поверхности овоидов отсутствуют какие-либо следы механического износа).

Кроме того, в обнажении встречаются глыбы их «материнских» пород размером до 0,8 м, состоящие из таких конкреций (рис. 3). Реже встречаются обломки карбонатных и кремнистых пород более глубоких горизонтов разреза протерозоя, в том числе – характерных карбонатно-кремнистых пород улахан-курунгской свиты. Вторая по численности группа обломков – мелко- и тонкозернистые базальты, часто с миндалекаменной текстурой, иногда с коркой закаливания, с угловатыми очертаниями, иногда со слегка округленными ребрами; изредка встречаются долериты.



Рис. 3. Глыба слоистых алевритов и песчаников с карбонатными стяжениями в агломератовых туфах унгохтахской свиты (RF_2UW) (т.н. Ч-66, левый берег р. Удя в 1 км выше устья руч. Улахан-Курунг-Юрях).

Основная масса туфов – хлорит-карбонатно-глинистый агрегат с обильной примесью кристаллокластики алевритовой и песчаной размерности (< 0,1–0,7 мм), в которой преобладает кварц, реже – плагиоклаз, слюда (шф. бб). Алевритовые обломки остроугольные, песчаные иногда окатаны. До 10 % объема породы составляют обломки (0,5–5 мм) базальтов и вулканического

стекла, характерные для пирокластики рогульчатой формы – причудливые осколки и обрывки с фестончатыми границами (шф. 66), иногда оплавленные. Преобладают вулканы основного, изредка среднего состава.

Никаких признаков слоистости в толще туфов нет, что свидетельствует скорее всего о близости центра извержения. Граница туфов с подстилающими отложениями неровная, резкая, обломки вдавлены в пластичные на тот момент породы подошвы.

Близкая по составу толща, но с меньшим содержанием крупных обломков обнажена на правом берегу р. Удя против устья руч. Улахан-Курунг-Юрях (т.н. 79, шф. 79/5, БД); здесь она залегает на мелкослоистых породах нижней части свиты. В приконтактной зоне мощностью 2–3 м последние гофрированы, осложнены микроскладками амплитудой 2–30 см, образовавшимися при сползании пластичного слоистого осадка по склону под давлением толщи туфов (рис. 4). Направление складок показывает, что палеосклон был ориентирован в северо-восточных румбах – параллельно ориентировке трещинного канала извержения.



Рис. 4. Оползневая сингенетичная гравитационная микроскладчатость в песчано-глинистой пачке нижней части унгоухтахской свиты на контакте с перекрывающими ее туфами (т.н. Ч-79, правый берег р. Удя против устья руч. Улахан-Курунг-Юрях. Деталь обнажения).

В серии береговых обнажений на участке долины р. Удя в 4,5–5 км выше устья руч. Улахан-Курунг-Юрях (т.н. 43-45, БД) этим туфам соответствует, видимо, толща близких по составу ксенотуфобрекчий, переполненных (30–60 % объема породы) обломками различных по составу, размерам и морфологии. Среди них в равных количествах присутствуют различные слоистые терригенные и магматические породы: алевриты, часто окремненные, песчаники, иногда кварцитовидные (шф. 43/03-06,00); базальты мелко- и тонко-

зернистые (шф. 43/07), иногда плагиофировые, реже – долериты среднезернистые (шф. 43/02, 43/м2–м5), туфы пепловые (шф. 43/м4). Карбонатные породы (шф. 43/02, 03) редки; среди них преобладают фрагменты строматолитов. Главным отличием от нижнего участка (т.н. 66, 79) является низкое (первые проценты) содержание карбонатных стяжений песчаников, составлявших там основную долю кластического материала.

Выше по разрезу (т.н. 45, БД) залегают ксенотуфы пепловые и лапиллиевые лито-витрокристаллокластические, с остроугольными обломками туфоалевролитов, пепловых ксенотуфов, витрокластов. Вскрытая мощность слоя ~3 м. Иногда в толще туфов видна крайне неотчетливо выраженная линзообразная слоистость, «подчеркнутая» обломками различных размеров.

На грубообломочных туфах залегают пачка грубослоистых пепловых туфов и, возможно, туффитов. Контакт их (т.н. 44, 45, БД; шф.44/1) постепенный, сопровождается появлением пизолитовых туфов с характерной «гороховидной» текстурой. В последних основной объем породы занят крупными (5–10 мм) уплощенными пизолитами с неровными, иногда изрезанными границами, с характерной концентрической зональностью: в центральных частях пизолита концентрируются крупные зерна, размер которых постепенно уменьшается вплоть до пылеватых к его периферии (рис. 5). Пепловые туфы ложатся на псефитовые согласно, но по неровной границе. Видимая мощность этой пачки ~15 м.

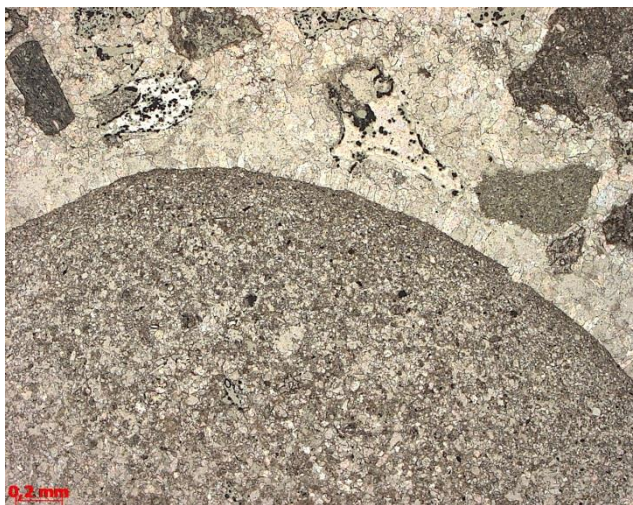


Рис. 5. Фрагмент пизолита с гранулометрической зональностью в туфах с карбонатным цементом (т.н. Ч-43, шф. 45/0, x10, без анализатора).

Существенно иной разрез туфогенной толщи обнажен на левом борту долины руч. Унгуохтах в 2,2 км выше его устья (т.н. 41, БД). Он сложен туфами лито-витрокластическими грубослоистыми от пепловых до лапиллиевых, содержащими прослой туффитов и, возможно, туфоалевролитов мощностью 0,2–0,4 м. Большая часть обломков представлена алевролитами и песчаника-

ми карбонатными размером до 0,2 м. Породы чрезвычайно сильно изменены, почти нацело замещены поздними карбонатом, хлоритом, эпидотом, иногда альбитом, поскольку находятся в приконтактовой зоне мощной дайки. Вскрытая мощность пачки – около 25 м. Границы ее не обнажены; судя по высыпкам, она заключена здесь в толще слоистых пород [296].

На подстилающих породах нижней части разреза свиты туфогенная толща залегает в целом согласно с ее общей структурой. Граница их осложнена локальными неровностями (связанными в том числе и со структурой вулканических центров).

Общая вскрытая мощность толщи пирокластов не превышает, видимо, 65 м.

Среди продуктов рифейского вулканизма присутствуют также образования эффузивной фации, представленные серией мелких локально развитых потоков, возможно – покровов базальтов. Они почти всегда связаны с участками распространения пород эксплозивных фаций, однако их соотношения наблюдать не удалось. Обнаружен единственный участок (т.н. 72, БД), на котором пластовое тело комагматических базальтам долеритов прорвано жилой витрокластических туфов мощностью 5–30 см.

Базальты образуют маломощные (до 15 м) пластовые тела протяженностью до 1 км, залегающие согласно с общей структурой унгуохтахской свиты. Представлены мелкозернистыми зеленовато-серыми и серыми породами с интерсертальной, реже офитовой и долеритовой структурами, часто с миндалекаменной текстурой (шф. 2060/2, 2060/a1, 2060/b1, БД), сложенными преимущественно плагиоклазом, клинопироксеном (часто почти полностью хлоритизированным), рудным, количество которого в виде обильных мелких выделений достигает 10–15 %, и хлоритизированным мезостазисом. Контакты базальтов с вмещающими породами нигде не наблюдались.

Базальты и их туфы относятся к слабо дифференцированной серии пород; они обогащены кремнеземом и обеднены щелочами при несколько повышенном содержании Na. Концентрация Fe и Ti в них повышена, а повышенное содержание Fe₂O₃ свидетельствует о преобладании среди рудных ильменита. При этом состав базальта незначительно отличается от состава туфа (видимо, в основном витрофинового (БД R-50\R50_DB\ФАКТ\BPD\SBD\ANALIZ\Аналитика\Масс-спектрометрия и Химанализы предшественников.xlsx).

Эффузивные и пирокластические вулканисты не имеют ранее приписываемого им [296] повсеместного распространения; они развиты только на ограниченных участках, площадь которых не превышает первых квадратных километров (R-50\R50_db\Dorm\Полевые материалы); это подтверждается также тем, что они не вскрыты ни в одной скважине. Вулканические извержения были связаны скорее всего с аппаратами трещинного типа, что подтверждается находкой одного из них (т.н. 67, БД; гл. «Магматизм»).

Структура реликтов вулканических построек, почти полное отсутствие в породах элементов слоистости и наличие свойственных наземным пирокластическим породам пизолитов свидетельствуют о том, что извержения обычно происходили на суше. Участки развития продуктов унгуохтахского вулканизма образуют протяженную линейную зону извержений субмеридионального простирания, с которой ассоциируют также комагматические эффузивам

интрузивные субвулканические секущие, иногда пластовые тела, ориентированные в том же направлении.

Средне- и верхнеунгуохтахская подсвиты представлены монотонным чередованием карбонатно-глинистых аргиллитов и алевролитов, преимущественно серого, темно-серого и коричневатого цвета. В основании каждой подсвиты отмечаются единичные прослои красноцветных известняков и конкреций. Мощность средней подсвиты – 100 м, верхней – 85 м. В известняках из низов средней и верхней подсвит Н. С. Кырвел определены строматолиты *Appia topicalis* Schar., *Appia* sp., которые, по мнению И. Г. Шаповаловой [183], определяют возраст свиты как среднерифейский.

Общая мощность свиты достигает 485 м.

Возраст базальтов, установленный по цирконам U-Pb SHRIMP методом, составляет $811,7\text{--}815,6 \pm 6,7$ млн лет (результаты полевых работ 2016 г.)*.

Отложения унгуохтахской свиты сопоставляются с терригенно-карбонатной арымасской свитой Оленёцкого поднятия [350]. В ее основании залегает пачка вулканогенных пород (трахибазальтов, базальтов, лавобрекчий и туфов). Радиологический возраст базальтов – 1340 ± 66 млн лет (K-Ar метод по валу). Радиологический возраст арымасской свиты определен по глаукониту K-Ar методом и составляет 1250 млн лет, Rb-Sr методом – 1241 млн лет в нижней части и 1165 млн лет (K-Ar метод) в верхней части ее. Среднерифейский возраст подтверждается также находками строматолитов *Baicalia minuta* Kom., *Conophyton lituus* Masl., *Collenia frequens* Walc. [38]. Этот факт, а также имеющиеся радиологические датировки – 1133 ± 100 млн лет и 1306 ± 100 млн лет [147], дают определенное основание относить унгуохтахскую свиту к среднему рифею.

Хапчанырская свита (RF_{3hp}). Выходы свиты располагаются на восточном крыле Уджинского поднятия, где их полоса шириной 4–5 км протягивается от устья р. Унгуохтах до р. Томтор. Свита залегает согласно на унгуохтахской свите, нижняя граница четкая, проводится по смене терригенных пород водорослевыми известняками, представлена прибрежными морскими мелководными отложениями. По материалам ГГС-50 [296] и нашим полевым наблюдениям, свита по литологическим и текстурным особенностям разделена на две подсвиты, которые отличаются от ранее выделенных Б. Р. Шпунтом [188] мощностью и составом слагающих их пород. В связи с невозможностью показать подсвиты в масштабе карты, они объединены. В каждой подсвите выделяются две литологические пачки. В нижней подсвите нижняя пачка (130 м) сложена водорослевыми известняками группы *Conophyton*. Часто наблюдается последовательное нарастание колоний нескольких генераций. Описанный горизонт перекрыт слоем брекчий, в которых встречаются обломки подстилающих водорослевых известняков размерами 8–25 см, цементирующиеся алевритовым материалом. Количество обломков составляет 70–80 % породы. Мощность прослоя брекчий – до 5 м.

Выше согласно залегает верхняя пачка (65 м) – преимущественно терригенная, характеризуется частым чередованием аргиллитов, кремнисто-глинистых алевролитов, глинистых и микрофитолитовых доломитов. Окраска

*Подробнее – в гл. «Заключение».

основных разновидностей пород темно-серая, серая, редко – зеленовато-серая и бордово-красная. Эта пачка согласно перекрыта отложениями верхней подсвиты. Ее нижняя пачка (60 м – терригенно-карбонатная, сложена главным образом водорослевыми известняками, полностью аналогична как по составу, так и по форме водорослевых колоний горизонту, лежащему в основании свиты. Верхняя пачка (114 м) – существенно терригенная, сложена аржиллитами, кремнисто-глинистыми алевролитами темно-серыми, редко – зеленовато-серыми, а также глинистыми, иногда обломочными доломитами и кварцевыми песчаниками. Для нее характерна повышенная железистость в виде вкрапленности гематит-сидеритовых обособлений (до 2 мм) в аржиллитах, доломитах и алевролитах. Мощность свиты достигает 370 м. По заключению Н. С. Кырвел [296], строматолиты в известняках нижней пачки нижней подсвиты: *Conophyton garganicum* Kor., *C. metula* Kirich., *C. lituum* Masl., *C. cylindricum* Masl., *Jacutophyton* sp., *Baicalia maica* Nuz., *B. trautfertica* Gol., *B. baicalica* (M.) Kryl. относятся к лахандинскому подкомплексу и определяют возраст вмещающих отложений как позднерифейский. Из пород нижней пачки верхней подсвиты определены строматолиты: *Conophyton garganicum* Kor., *C. cylindricum* Masl., *C. lituum* Masl., *Baicalia baicalica* (M.) Kryl., *Gongylina* sp., *G. cf. urbanica* Kom. et Sem., *G. zonata* Kom., которые также датируют вмещающие отложения поздним рифеем. Среди микрофоссилий В. Н. Сергеевым (ГИН, 2016 г.) определены *Valeria lophostriata* Jank., многочисленны представители рода *Leiosphaeridia*: *L. atava* (Naum.) emend. Jank., *L. jacutica* (Tim.) emend. Mikh. et Jank., *Leiosphaeridia ternata* (Tim.) emend. Mikh. et Jank., *L. laminarita* (Tim.) emend. Mikh. et Jank., *L. minutissima* (Naum.) emend. Jank., *Satka squamifera* Pjatil., *Satka indosa* Jank., emend. Jank., *Synsphaeridium* sp., *Spumosina* sp., *Navifusa* sp., *Rugosoopsis tenuis* Tim. et Herm., *Segmentothallus* sp. Это указывает на принадлежность изученных отложений к самым низким горизонтам верхнего рифея (БД R-50\R50_DB\ФАКТ\BPD\SBD\ANALIZ\Палинология\Заключение_Сергеева).

Уджинская свита (RF_{3ud}) выделена И. Г. Шаповаловой и Б. Р. Шпунтом в 1974 г. на р. Удя [188]. Породы уджинской свиты выходят преимущественно в долине р. Удя, а также в нижней части долины р. Хапчаныр и по р. Томтор. В обнажениях разрез стратотипа вскрыт не полностью (вскрыты только верхняя и нижняя части). Большая часть разреза свиты вскрыта скв. 15 (15) (инт. 475–752 м) [296]. Залегает свита согласно на нижележащих породах хапчанырской свиты среднего рифея. Отличительной особенностью ее является наличие двух пластов строматолитовых доломитов (в подошве и кровле), которые ограничивают площади выхода пород данной свиты на дневной поверхности.

По литологическим и текстурным особенностям свита разделена на две подсвиты. В связи с невозможностью показать их в масштабе карты, они объединены. Нижняя часть (55 м) нижней подсвиты сложена в основном красноцветными сильно гематитизированными алевролитами и глинистыми сланцами, с частыми прослоями и линзами (0,3–5 м) мелкогалечных конгломератов и песчаников. На ней согласно залегает (168 м) пестроцветная карбонатно-терригенная пачка. Вскрыта она полностью только в скв. 15 (15)

в инт. 583,3–751,6 м [296]. Сложена преимущественно доломитово-глинистыми алевролитами и сланцами с прослоями доломитов и песчаников.

Верхняя подсвета распространена ограниченно. Полный разрез верхнеуджинской подсветы вскрыт скв. 15 в инт. 475,4–583,35 м [296], где она согласно залегает на нижней подсвете. Сложена пестроцветными глинистыми и глинисто-алевритистыми сланцами с частыми прослоями алевролитов и песчаников. Общая мощность свиты – 338 м.

Возраст свиты устанавливается как позднерифейский на основании находок органических остатков из маркирующих горизонтов водорослевых доломитов. Это строматолиты *Jurusania cylindrica* Kryl., *J. sibirica* Jak., *Inzeria tjomusi* Kryl., *Anabaria radialis* Kom., *Kotuicania torulosa* Kom., *Colonnella* sp., *Gongylinia diferenciata* Kom. и микрофитолиты *Osagia fortas* Milst., *Asterosphaeroides legibilis* Z. Zhur. и *Radiosus* sp. [296, 302], а также микрофоссилии (определение В. Н. Сергеева, 2016 г.) из глинистых разностей свиты *Synsphaeridium* sp., *Symplassosphaeridium* sp., *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack, *Leiosphaeridia atava*, *Palaeolyngbya* sp., *Siphonophycus* sp.

Отложения уджинской свиты сопоставляются с терригенно-карбонатной хайпахской свитой Оленёцкого поднятия [350], которые по комплексу строматолитов и микрофоссилий относятся к верхнему рифею.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Вендские образования имеют широкое площадное распространение на всей территории Сибирской платформы. Вместе с кембрийскими отложениями они формируют вендско-кембрийский структурный ярус, залегающий на различных отложениях рифея и непосредственно на кристаллических породах фундамента. Отложения начали формироваться после длительного перерыва, в результате которого в разной степени были размыты отложения рифея и на значительной площади также кровля кристаллического фундамента. Вендские отложения образуют единый трансгрессивный цикл лагунных и прибрежно-морских терригенных, мелководных морских терригенно-карбонатных и карбонатных отложений. На севере территории отложения яруса перекрыты более молодыми осадками платформенного чехла. Вендские отложения входят в состав единой Юдомо-Оленёкской структурно-формационной области, на дневной поверхности вскрываются лишь вдоль восточного обрамления Анабарского щита и в южной части Уджинского поднятия. Формационный состав отложений представлен несколькими типами разрезов, в связи с чем выделяются Анабаро-Куонамская СФЗ, представленная старореченской свитой, Уджинско-Мунская СФЗ – томторской и туркутской свитами и Оленёкская СФЗ – мастахской, хатыспытской и туркутской свитами.

Юдомо-Оленёкская СФО

Анабаро-Куонамская СФЗ

Старореченская свита (V_{1-2st}) распространена на восточном склоне Анабарского поднятия (в западной части территории листа). Она со страти-

графическим (местами угловым) несогласием перекрывает некую эхскую свиту и выходит в виде полосы шириной от 3 до 10 км.

В пределах района литологический состав свиты почти не меняется, где он представлен довольно однообразной толщей светло-серых и коричневатосерых известковистых и алевритистых доломитов. В основании свиты залегает пачка песчаников мощностью 8–10 м, которая является маркирующим горизонтом и прослеживается на южном и восточном склонах Анабарского поднятия. Песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые разномерные с линзами и прослоями кварцевых гравелитов и конгломератов (до 3 м). Цвет пород серый, розовато- и желтовато-серый. Галька представлена кварцем и подстилающими карбонатными породами рифея. Песчаники, как правило, слабосцементированные косослоистые.

Верхняя пачка мощностью 110–120 м представлена строматолитовыми и хемогенными доломитами, часто алевритистыми и известковистыми. По всему разрезу наблюдаются каравасообразные концентрически скорлуповатые водорослевые образования типа *Collenia*. Для некоторых прослоев верхней пачки характерна повышенная битуминозность. Мощность свиты – 120–130 м.

В известковистых доломитах определены *Vesicularites bothrydioformis* (Krasn.), *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.) и др. По комплексу строматолитов и микропроблематики отложения старореченской свиты сопоставляются с вендской юдомской (порахтахой) свитой юга Сибирской платформы [82]. По данным М. С. Мащак (лист R-48), имеющиеся (K-Ar) датировки позволяют отнести нижнюю часть отложений свиты к непскому горизонту, а верхнюю – к тирскому.

Свита содержит строматолиты: *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom., *Boxonia grumulosa* Kom., *Stratifera glebasata* Gol., *S. Irregularis* Kom., *Irregullaria* Korol. и микрофитолиты: *Vermiculites irregularis* (Reitl.) Z. Zhur., *Ver. tortuosus* Reitl., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasn.) Z. Zhur., *Ves. enormis* Z. Zhur., *Ves. concretus* Z. Zhur., *Ves. lobatus* Reitl., *Ves. porrectus* Z. Zhur., *Ves. obscurus* Z. Zhur., *Volvatella vadoza* Z. Zhur., *Vol. zonalis* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Nubecularites avustus* Z. Zhur. и *Renalcis* sp. Весь комплекс органических остатков свидетельствует о принадлежности свиты к венду.

Юдомо-Оленёкская СФО

Уджинско-Мунская СФЗ

Вендские образования обнажаются в пределах Уджинского поднятия и представлены томторской и туркутской свитами.

Томторская свита (V_2tm) вскрыта на Уджинском поднятии, где с резким структурным несогласием перекрывает более древние отложения рифея и рассматривается в целом как базальный горизонт венда. Нижняя граница томторской свиты в обнажениях не наблюдалась и была вскрыта скв. 15 (15) [296]. Эта скважина вскрыла полный разрез свиты. По литологическим особенностям в разрезе томторской свиты выделяются две пачки. Нижняя пачка существенно песчаная с примесью гравийного материала.

Она сложена бордово-красными полевошпат-кварцевыми песчаниками, часто обогащенными гравийным материалом, переслаивающимися с бордовыми и розово-серыми косослоистыми алевролитами. Реже наблюдаются маломощные слои массивных доломитов. По данным ГК-1000 R-48-(50) [36], в алевролитах найдены *Osagia ferrugina var. udzhinica* Mil. Мощность пачки – 46 м. Верхняя пачка сложена в основном глинистыми алевролитами с редкими прослоями песчаников и гравелитов. Преобладают бордовые и зеленоцветные породы. В песчаниках присутствует глауконит. Завершают разрез пачки глинистые сланцы. В гравелитах этой пачки встречены многочисленные совершенно неокатанные обломки письменных гранитов и кристаллов калиевого полевого шпата размерами 0,5–2 см. Здесь же присутствуют обломки сильно метаморфизованных кварцитов. Все это указывает на выход на дневную поверхность в непосредственной близости от исследованного района кристаллического фундамента. Мощность пачки в присводовой части поднятия равна 70 м, а на крыльях – около 100 м. Общая мощность свиты – 90–150 м. Возраст определяется стратиграфическим положением между фаунистически охарактеризованными уджинской и туркутской свитами. Согласно Легенде [114], возраст свиты определяется как поздневендский.

Туркутская свита (V_2tr) развита в пределах Уджинского поднятия, где согласно залегает на томторской свите. Перекрывается туркутская свита со стратиграфическим несогласием нижнекембрийскими отложениями. Впервые выделена в 1939 г. А. И. Гусевым со стратотипом по р. Туркут, притоку р. Оленёк, и отнесена к нижнему кембрию, затем изучена В. Я. Кабаньковым [91] и отнесена к синию, а позднее Л. М. Натаповым [62] была отнесена к венду.

Разрез свиты в рассматриваемом районе характеризуется чередованием прослоев хомогенных, глинистых, обломочных, строматолитовых, онколитовых и песчаных разностей доломитов, преимущественно серого, темно-серого цветов. Свита по литологическим признакам подразделена на три пачки.

Нижняя пачка (110 м) сложена доломитами, часто кавернозными и битуминозными с прослоями строматолитовых и глинистых доломитов. Очень редки прослой листоватых карбонатно-глинистых сланцев.

На ней согласно залегают породы средней пачки (156 м), представленные доломитами с многочисленными прослоями глинистых и строматолитовых доломитов (последние более характерны для ее нижней части). Отмечаются редкие прослой обломочных и онколитовых доломитов. Кроме того, характерной особенностью этой пачки является широкое развитие кавернозных, кальцитизированных разностей битуминозных доломитов. Граница с вышележащей пачкой согласная.

Верхняя пачка (44 м) представлена плотными доломитами, часто кавернозными, с прослоями глинистых доломитов. В нижней части пачки отмечаются прослой строматолитовых, онколитовых и тонкообломочных доломитов.

Общая мощность свиты – 310 м. В водорослевых доломитах туркутской свиты Н. С. Кырвел [296] определены строматолиты *Stratifera irregularis* Kom., *Stratifera* sp., *Gongulina urbanica* Kom. et Sem., *G. nodulosa* Kom. et Sem., *Paniscollenia emergeus* Kom., *P.* sp., *Nuclula* sp., *Linella sibirica* Kryl., которые, по ее заключению, позволяют достаточно уверенно относить вме-

щающие их отложения к юдомскому комплексу венда, коррелируемым с верхними горизонтами докембрия южного Урала. Аналогичный возраст этих отложений установлен и работами ПГО «Севморгеология» [302] по определениям строматолитов *Coloniella singularis* Kom. и по микрофитолитам *Vesicularites labatus* Reit., *V. reticulatus* Nar., *V. concretus* Z. Zhur., *Volvatella obsoleta* Nar., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Olecmia* sp., *Radiosus* sp.; томторская и туркутская свиты Уджинского района по литологии и палеонтологическим характеристикам коррелируются со старореченской свитой Восточного подрайона Анабарского стратиграфического района [115].

Юдомо-Оленёкская СФО

Оленёкская СФЗ

Куйокско-Оленёкская СФЗ (только на разрезе)

Выходов вендских образований на поверхность в этой зоне не обнаружено. Они повсеместно перекрыты более молодыми отложениями и выделяются только на разрезах к геологической карте. Согласно районированию легенды [114], в этой зоне выделяются мастахская, хатыспытская и туркутская свиты.

Мастахская, хатыспытская и туркутская свиты объединенные ($V_{1-2}ms+tr$) выделены только по данным сейсморазведки и показаны объединенными из-за невозможности показать их раздельно. Описание их проводится по данным с соседнего (R-51) листа, где они обнажены или вскрыты скважинами.

Мастахская свита по составу неоднородная, сложена терригенными и карбонатными отложениями, залегающими с угловым несогласием на разных горизонтах рифея. Свита делится на две подсвиты: нижнюю – терригенную и верхнюю – карбонатную. Нижняя подсвита (до 40 м) представлена в основном песчаниками грубозернистыми, разноцветными кварцевыми, кварц-полевошпатовыми с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов; в меньшей мере присутствуют песчаники от крупнозернистых до мелкозернистых. Нередко в основании подсвиты наблюдались линзы ожелезненных слабощементированных красно-бурых конгломератов мощностью до 4–5 м. Верхнемастахская подсвита (до 45 м) сложена доломитами светло-серыми, серыми, нередко известковистыми, реже известняками с линзами серых и темно-серых кремней. В кавернозных разностях доломитов нередко точечные выделения битумов. Общая мощность свиты варьирует от 30 до 90 м.

Находки проблематичных микрообразований *Nubecularites uniformis* Z. Zhur. указывают, по заключению З. А. Журавлевой, на верхнюю часть верхнего протерозоя (вендский комплекс). На р. Хорбусуонка, в 1,9 км выше устья руч. Мал. Хаялах, впервые выделена ассоциация микрофоссилий: *Judomaphyton vulgatum* Kolosov, *Uraphyton lenaicum* Kolosov, *U. distenatum* Kolosov, *Salome* sp., *Polytrichoides* sp. В алевролитах терригенной части свиты обнаружены акритархи *Polycavita bullata* Ass., *Zeiosphaeridia pelucida* Scher., *Z. minor* Scher., *Z. porva* Ass., *Z. aperto* Ass., *Stictosphaeridium impexum* Tim., *Macroptycha iniplicata* Tim.

В Бурской скв. 341-0 (лист R-51) В. В. Граусман [335] в интервале 1735–1798 м выделяет мастахскую свиту, к которой относит пачку (интервал 1735–1795 м) гематитизированных песчаников хайпахской свиты рифея, а выше-лежащие доломиты относит к хатыспытской свите. В то же время другие исследователи, детально изучавшие стратотипы мастахской и хатыспытской свит, делают выводы о выклинивании к северу от Оленёкского поднятия песчаников мастахской свиты и о фациальном замещении известняков хатыспытской свиты доломитами туркутской свиты.

Хатыспытская свита сложена преимущественно карбонатными отложениями (доломитами, известняками). Залегание их на подстилающей мастахской свите как согласное, так и с небольшим размывом, фиксируемым базальным горизонтом гравелитов и конгломератов. Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю – терригенную, и верхнюю – карбонатную. Нижняя подсвита (до 25 м) сложена песчаниками светло-серыми, серыми, зеленовато-серыми мелко-крупнозернистыми кварцевыми, реже алевролитами темно-серыми, лилово-серыми, нередко известковистыми, аргиллитами черными, вишневыми, часто битуминозными; в качестве прослоев и линз присутствуют грубозернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Верхняя подсвита (до 50 м) представлена битуминозными доломитами и известняками, водорослевыми известняками, с подчиненными прослоями песчаников и гравелитов; отмечаются включения черных кремней. Цвет карбонатных пород различный – белый, серый, темно-серый, буровато-серый, кофейно-бурый, черный (у полосчатых разновидностей). Мощность свиты в стратотипической местности (р. Хатыспыт) – до 60 м; восточнее, в бассейне р. Бэркэжит установлено увеличение мощности до 230 м.

Возрастная характеристика основана на сборах органических остатков, характерных для нижних горизонтов юдомского (венд) комплекса Сибири – строматолитов *Voxonia grumulosa* Kom., *Peniscollenia emergene* Kom.

В Бурской скв. 341-0 (лист R-51) В. В. Граусман выделяет хатыспытскую свиту в инт. 1545–1735 м [335], в то время как В. А. Ян-жин-шин и другие исследователи считают, что отложения свиты здесь также отсутствуют [350], что согласуется с выводами о выклинивании к северу от Оленёкского поднятия песчаников мастахской свиты и о фациальном замещении известняков хатыспытской свиты доломитами туркутской.

Туркутская свита описана выше. В Бурской скв. 341-0 (лист R-51) В. В. Граусман [335] выделяет туркутскую свиту в инт. 1358–1545 м, а В. А. Ян-жин-шин – в инт. 1359–1564 м [350].

Общая мощность объединенных свит – 90–630 м.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения данного возраста распространены в пределах Юдомо-Оленёкской СФО в Анабаро-Куонамской СФЗ и Уджинско-Мунской СФЗ, где они представлены манькайской свитой.

Юдомо-Оленёкская СФО

Анабаро-Куонамская СФЗ, Уджинско-Мунская СФЗ

Манькайская свита (V_2 -Є₁mn) прослеживается полосой шириной 6–7 км в бассейне р. Мал. Куонамка (восточный склон Анабара) и к югу от Уджинского поднятия. На ГК-1000 R-48-(50) [36] ее относили к немакитдалдынскому горизонту, а на ГК-200 [52, 55] – к чабурскому горизонту. В стратотипе на р. Мал. Куонамка [74] манькайская свита залегает без видимого несогласия на отложениях старореченской свиты и согласно перекрывается эмяксинской.

В пределах Анабаро-Куонамской СФЗ свита залегает со стратиграфическим несогласием на размытой поверхности старореченской свиты, и также со стратиграфическим несогласием перекрывается породами эмяксинской свиты. Наличие перерыва между манькайской и эмяксинской свитами устанавливается по присутствию коры выветривания, вскрытой скв. 4 (17), [297]. По литологическому составу свита разделена на три пачки. Нижняя пачка сложена терригенными породами. Она представлена разномасштабными песчаниками с прослоями гравелитов, которые вверх по разрезу сменяются алевропелитами и мелкозернистыми песчаниками. В верхней части преобладают карбонатно-терригенные породы преимущественно алевритовой размерности. В составе средней пачки преобладают доломиты, доломитистые известняки и мергели. В основании пачки залегает слой темно-серых битуминозных известняков. Верхняя пачка представлена массивными известняками, которые образуют своеобразный бронирующий горизонт выветривания. Мощность манькайской свиты в Анабаро-Куонамской СФЗ – 120 м. В нижней половине свиты содержатся остатки мелкораконной скелетной фауны *Anabarites trisulcatus* Miss., *A. cf. grandis* Val., *A. sp.*, *Cambrotubulus* sp., *Protogertzina anabarica* Miss., *P. unguliformis* Miss. [297].

В Уджинско-Мунской СФЗ манькайская свита залегает на размытой поверхности доломитов туркутской свиты, (скв. 15 (15) [296]) и с небольшим местным размывом перекрывается эмяксинской свитой. Свита по литологическим и текстурным признакам расчленена на две пачки: первую (нижнюю) и вторую (верхнюю). Первая представлена песчаниками и глинистыми алевролитами с прослоями гравелитов, конгломератов, известняков и доломитов. Характерной особенностью этой части разреза является наличие в верхах глауконитсодержащих песчаников зеленовато-серого цвета. Вторая пачка сложена преимущественно глинистыми известковистыми доломитами. В нижней части разреза толщи отмечаются прослой мергелей, известняков и известняковых конгломератов. Мощность манькайской свиты в Уджинско-Мунской СФЗ – около 100 м. В доломитах второй пачки [302] были определены хиолиты *Circothecidas* Miss. зоны *Allatheca cana*, гастроподы: *Anabarella* Vost., *Bemella* sp. зоны *Anabarella plana*, что позволяет отнести отложения второй пачки манькайской свиты к нижнему кембрию. U-Pb датирование обломочных цирконов из этой пачки зафиксировало наличие крупного пика с возрастом около 520 млн лет, что может указывать на принадлежность этих слоев к более высокому уровню раннего кембрия [120].

Таким образом, свита имеет признаки разреза, переходного от венда к кембрию. Она содержит остатки ангустиокреид и протоконодонтов, характерных для зоны *Anabarites trisulcatus* немакит-далдынского горизонта позднего венда; в верхах собраны остатки гастропод зоны *Anabarella plana* и хиолитов зоны *Allathea cana* раннего кембрия.

Кора выветривания между манькайской и эмяксинской свитами установлена в скв. 4 (17) [297]. Она представлена обломками выветрелых известняков, сцементированных бурой глиной, мощность – 2 м. Выше залегает глина буровато-красная пластичная, с дресвой и щебнем известняков. В составе глин преобладают гидрослюды, присутствуют гётит и каолинит. Мощность – 6,5 м.

ПАЛЕЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения занимают значительную площадь на склонах Анабарского и Уджинского поднятий, выполняют Суханскую впадину и представлены всеми тремя отделами. Вместе с вендскими отложениями они образуют единый структурный ярус и входят в состав единой Юдомо-Оленёкской структурно-формационной области СФО, в которой выделяются Анабаро-Куонамская СФЗ, Уджинско-Мунская СФЗ и Оленёкская СФЗ (Куойско-Оленёкская СФпЗ). Основанием выделения СФЗ являются особенности их состава: наличие или отсутствие органогенных или органогенно-обломочных известняков и доломитов, колебаниями мощностей, различная степень ритмичности и насыщения стратонев органическими остатками.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Выходы нижнекембрийских отложений установлены в Анабаро-Куонамской СФЗ и представлены эмяксинской свитой, а в Оленёкской СФЗ (Куойско-Оленёкской СФпЗ) и Уджинско-Мунской СФЗ – еркекетской свитой.

Юдомо-Оленёкская СФО **Анабаро-Куонамская СФЗ**

Эмяксинская свита (*Є_{em}*) развита там же, где и манькайская. На ГК-1000 R-48-(50) [36] и на ГК-200 [52, 55] она картировалась как куранакский горизонт. В пределах Анабаро-Куонамской СФЗ отложения эмяксинской свиты залегают на размытой поверхности манькайской свиты, согласно перекрываются битуминозными сланцами и известняками куонамской свиты. Большая часть разреза вскрыта структурно-картировочными скважинами 3 (16) и 4 (17) [297]. Нижняя, преобладающая по мощности, часть разреза (189 м) сложена доломитистыми глинистыми известняками и доломито-известковыми мергелями. Отмечается пестрая окраска пород. Верхняя часть сложена известняками и глинистыми известняками. Отличительной особенностью этой части разреза является зеленоватый цвет пород и обилие детрита, трилобитов и брахиопод. Общая мощность свиты – около 200 м. Из отло-

жений нижней части разреза определена фауна ангустиокреид *Anabarites trisulcatus* Miss., *A. bisulcatus* Fedor., *A. kelleri* Miss., *A. signatus* Mamb., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Tiksitheca* sp.; хиолитов *Allathecida* fam. indet., *Burithes* cf. *elongates* Miss., *Loculitheca* sp., *Ladatheca* cf. *annae* Miss., *Circothecida* fam. indet., *Curtitheca korobovi* Miss., *C. cf. korobovi* (Miss.), *Conothea tenuis* Miss., *Crossbitheca* sp., *Microcornus* cf. *parvulus* Mamb., *Turcutheca crasseacochlia* Miss.; хиолительмин *Hyolithellus* sp., *H. tortuosus* Cobb., *H. tenuis* Miss., *Torelrella* sp.; каменид (скелетной проблематики) *Fomitichella infundibuliforma* Miss., *F. exhlicata* Bok. et Val., *F. unfundibuliforma* Miss., *Siphogonuchidae*; гастропод *Aldanella costata* Miss., *Purella* sp.; губок *Heterostella eleganta* Fedor., *Hualostellia elinopentactinoides* Buttler. Верхние части разреза переполнены многочисленными остатками трилобитов; среди них определены *Delgadella lenaica* (Toll.), *Triangulaspis* ex gr. *rarus* Laz., *Eoptychoparia manifesta* Laz., *Paramicmacca siberica* Lerm., *Neopagetina orbiculata* Laz., *Paramicmacca petropavlovskii* Suv., *Kootenia moori* Lerm., *Anabaraspis lendens* Lerm. Кроме трилобитов, отмечались многочисленные остатки брахиопод *Obolella* ex gr. *crassa* (Hall). По заключению Г. А. Карповой [297], фауна, собранная из нижней части разреза, характерна для томмотского и атдабанского ярусов нижнего кембрия. Верхняя часть разреза содержит фауну ухумунского маркирующего горизонта, низов ботомского яруса раннего кембрия. По данным Ю. Я. Шабанова [181], верхняя граница эмяксинской свиты диахронна, располагаясь на разных уровнях нижней части ботомского яруса.

Юдомо-Оленёкская СФО

Уджинско-Мунская СФЗ, Оленёкская СФЗ (Куойкско-Оленёкская СФпЗ)

Еркекетская свита (Є₁er) обнажается в восточной части территории листа R-50 в среднем течении р. Оленёк и ее правом притоке – р. Мерчимден, а также в пределах Уджинского поднятия. На ГК-1000 R-(50)-52 [37] и ГК-200 R-XVII, XVIII [51] она картировалась как куранахский горизонт. В пределах Куойкско-Оленёкской СФпЗ свита представлена однообразной по литологическому составу окрашенной в красно-бурые и зелено-серые тона толщей, сложенной глинистыми известняками и известняками, в меньшей степени мергелями. Контакт с нижележащими отложениями на территории листа не вскрывается. На соседнем с востока листе она залегает на подстилающей ее кессюсинской свите с размывом. В пределах описываемого района породы еркекетской свиты делятся на три пачки, границы между которыми проводятся главным образом по изменению в разрезе количественного сочетания разноокрашенных пород. В нижней части свита сложена глинистыми известняками бурыми и зеленовато-серыми, в средней – известняками кирпично-бурыми, переслаивающимися с зеленовато-серыми и темно-серыми, верхняя часть представлена зеленоватыми органогенно-обломочными известняками. Общая видимая мощность еркекетской свиты – 130 м. В отложениях средней пачки В. Я. Кабаньковым [92] на р. Оленёк в районе устья р. Некекит были собраны остатки трилобитов, среди которых Н. П. Лазаренко определены: *Triangulaspis meglitzkii* (Toll), *T. rarus* Laz., *Delgadella anabara*

Laz., *D. pervulgatus* Laz. В верхах верхней пачки встречены: *Delgadella* ex gr. *lenaica* (Toll), *Hebediscus* sp., *Calodiscus* aff. *schucherti* Matthew., *Triangulaspis lermontovae* Laz., *Bonia* sp. (определения Н. П. Лазаренко). Восточнее в отложениях верхней пачки встречены остатки трилобитов: *Delgadella lenaica* (Toll), *Judomia* sp. (определения Н. Э. Людевига), а также остатки хиолитов: *Trapezovitus semisirculatum* Syssoiev, *Linevitus altus* Syssoiev (msc.), *L. poculum* Syssoiev (msc.) (определения В. А. Сысоева). Приведенный выше комплекс фаунистических остатков, по заключению Н. П. Лазаренко, Н. Э. Людевига и В. А. Сысоева [54], позволяет относить вмещающие их породы к верхней части алданского яруса нижнего кембрия, что в современном понимании соответствует атдабанскому ярусу.

На соседней с востока территории в отложениях данной свиты определены многочисленные хиолиты *Allatheca concinna* Miss., *Crestjahitus ornatus* Sus., *Eenovitatus abnorinis* Val., беззамковые брахиоподы *Aldanotretra sunnaginensis*, *Cruptotreta neguertchenensis*, характерные для верхов томмотского – низов атдабанского ярусов. В средней и верхней частях разреза содержатся микрофитоциты *Nubecularites problematicus* Masl., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasn.), хиолиты *Tetratheca clinisepta* (Sys), трилобиты *Delgadella lenaica* (Toll.), *Triangulaspis annio* (Cobbold) и брахиоподы *Semilingula taimyrica* (Einor.), характерные для атдабанского яруса. Кроме того, в Бурской скважине (лист R-51) найдены губки *Sulugurella sulugurica* Fedor., *Probetractina polimorfa* Reif. и др., характеризующие атдабанское–ботомское время [38]. Возраст еркекетской свиты устанавливается как позднемомотский–раннеботомский.

В Уджинско-Мунской СФЗ отложения еркекетской свиты залегают согласно или с небольшим местным размывом на доломитах манькайской свиты. Разрез свиты представлен монотонной толщей, преимущественно красноцветных карбонатных пород: известняками, глинистыми известняками и мергелями с маломощными прослоями известняковых конгломератов. Несмотря на монотонность разреза, по литологическим и текстурным признакам, окраске пород в пределах Уджинского поднятия еркекетская свита разделена на три пачки. Нижние две пестроцветные, преимущественно красноцветные. В основании пачек отмечаются линзовидные прослои известняковых конгломератов. Верхняя пачка характеризуется общей зеленой окраской слагающих ее пород. Мощность свиты в пределах Уджинского поднятия составляет 140 м [296]. В скв. 203 недалеко от южной рамки листа (лист Q-50) мощность свиты увеличивается до 285 м. Также для этой части разреза характерны прослои глауконита [272]. Возраст еркекетской свиты устанавливается на основании находок в ней комплексов хиолитов, ангиустиокреид, камбросклеротид, гастропод, брахиопод: *Tetratheca clinicepta* Sys., *Zenatheca* sp., *Galicornus* cf. *anabarus* Val., *Oblisicornus dupleconcaus* Sys., *Hyolithellus tenuis* Miss., *Hyolithellus grandis* Miss., *Notabilitus orientalis* Sys., *Tchuranitheca* cf. *simplicis* Sys., *Allatheca corugata* Miss., *A. cf. cana* Val., *A. cf. orbicularis* Sys., *Zadatheca blanda* Val., *Zadatheca rotunda* Val., *Nicotheca* cf. *digna* Val., *N. kengeica* Val., *Selindeochrea* cf. *tecta* Val., *Cambrotubulus sibiricus* Val., *C. decervatus* Miss., *Anabarites* cf. *tricarinatus* Miss., *A. ternarius* Miss., *Sachites sacciformis* Meshk., *S. cf. costulatus* Meshk., *Aldanella attleboreusis* (Sh. et F.),

A. utchurica Miss. и др. Данные комплексы, по заключению А. К. Валькова [296], характерны для зон *Anabarella plana*, *Allathea cana*, *Allathea anabari-ca*, *Burithes crum* (томмотский ярус), *Tetrathea nexagona*, *Zenathea groenlau-dica* (атдабанский ярус) нижнего кембрия. Кроме того, в породах верхней пачки эмяксинской свиты были найдены трилобиты: *Olenedelidae* gen. et sp. indet., *Delgadella lenaica* (Toll.), *P.* sp. indet., *Neocobeoldia* sp., *Triangulaspis lermontovae* Laz., *T.* sp. indet., *T.* sp., *Judomia* sp., *Hebediscus* sp., также характерные для атдабанского яруса нижнего кембрия. Все эти данные позволяют уверенно отнести отложения, вмещающие вышеперечисленные комплексы органических остатков, к нижнему кембрию.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

На территории листа отложения нижнего–среднего отделов кембрия пред-ставлены куонамской свитой и распространены в Анабаро-Куонамской, Уджинско-Мунской и Оленёкской СФЗ (Куойкско-Оленёкская СФпЗ) Юдо-мо-Оленёкской СФО.

Юдомо-Оленёкская СФО

Анабаро-Куонамская СФЗ, Уджинско-Мунская СФЗ, Оленёкская СФЗ (Куойкско-Оленёкская СФпЗ)

Куонамская свита (Є_{1-2kn}) развита на восточном склоне Анабарского поднятия, южном склоне Уджинского поднятия, а также по долинам р. Оленёк и ее притоков, вскрыта в скв. Г-5 у западной рамки листа (лист R-49) [301], скв. 3 (16) [297] и скв. 204 недалеко от южной рамки листа (лист Q-50) [272]. На ГК-200 [51] она закартирована как куонамский горизонт, а на ГК-1000 [36, 37] как отложения ленского яруса нижнего отдела и большей части амгинского яруса среднего отдела. Они объединялись вместе с нижней частью оленёкской свиты. Куонамская свита залегает согласно на отложениях эмяксинской и еркекетской свиты. Нижняя граница свиты проводится по подошве первого пласта горючих сланцев. По характерному составу слагающих ее пород свита является маркирующей. В целом свиту слагают известково-глинисто-кремнистые черные сланцы, переслаивающиеся с глинистыми зеленовато-серыми до черных битуминозными известняками. В низах свиты преобладают тонколистоватые сланцы. В верхней ее части количественное соотношение известняков и сланцев примерно одинаково. Для этой части разреза характерно значительное окремнение. Заканчивается свита двумя характерными пластами светло-серых, желтоватых очень плотных известняков, перекрывааемых черными листоватыми сланцами. Общая мощность свиты изменяется от 20 до 78 м.

В нижней части породы содержат обильные остатки трилобитов родов: *Bergeroniellus*, *Bergeroniaspis*, *Lermontovia*, *Micmacca*, *Paramicmacca*, *Menneraspis*, *Anabaraspis*, *Kootenia*, *Chondragraulos*, *Granularia*, *Erbia*, *Pagetia*, *Neocobboldia*, *Neopagetina* и др., характеризующие ботомский и тойонский ярусы. В верхней части имеются обильные остатки трилобитов, характерных для амгинского яруса: *Paradoxides*. (*Acado-paradoxides*), *P.* (*Eoparadoxides*),

Chondranomocare, *Oryctocephalus*, *Oryctocephalops*, *Oryctocara* (*Ovatoryctocara*), *Cheiruroides*, *Elrathia*, *Poulsenia*, *Kounamkites*, *Bailiaspis*, *Burlingia*, *Eodiscus*, *Pagetides*, *Tomagnostus*, *Triplagnostus* и др. [36, 272, 296, 301].

Возраст свиты – ботомский–майский. Он устанавливается по комплексу трилобитов, характерных для зоны *Bergeroniellus expansus* ботомского яруса, зон *Paramicmacca petropavlovskii*–*Lermontovia* и *Anabaraspis splendens* тойонского яруса. Остатки трилобитов амгинского яруса представлены всеми зонами: *Oryctocara*, *Kounamkites*, *Triplagnostus gibbus*, *Tomagnostus fissus*–*Paradoxides sacheri* [296, 301]. В связи с переносом зоны *Tomagnostus fissus* из амгинского века в майский [143] и по данным Ю. Я. Шабанова [181], куонамская свита включает нижнюю часть майского яруса.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднекембрийские отложения представлены оленёкской, джахтарской, силигирской и чомурдахской свитами, развитыми во всех зонах Юдомо-Оленёкской СФО и анабарской свитой, развитой только в Анабаро-Куонамской СФЗ.

Юдомо-Оленёкская СФО

Анабаро-Куонамская СФЗ, Уджинско-Мунская СФЗ, Оленёкская СФЗ (Куойкско-Оленёкская СФЗ)

Оленёкская свита (ϵ_{20l}) распространена там же, где и куонамская свита. На ГК-200 она закартирована как оленёкский горизонт, на ГК-1000 R-50-(52) [37] объединена с вышележащей свитой и закартирована как отложения оленёкского и джахтарского горизонтов объединенные, на ГК-1000 R-48-(50) [36] – как нижний подъярус майского яруса. Залегает согласно на куонамской свите. Ее нижняя граница проводится по резкой смене битуминозных сланцев сероцветными известняками. Нижняя часть (мощностью около 10 м) сложена сероцветными, нередко глинистыми известняками, а верхняя, большая по мощности – пестроокрашенными их разностями. Поверхности напластования пород бугристые, с налетом зеленой или бурой глины. Породы верхней части разреза характеризуются тонкоплитчатой отдельностью и часто имеют брекчиевидную текстуру. Для известняков характерны стилолитовые швы. В долине р. Оленёк в нижней части разреза в глинистых известняках наблюдаются включения глауконита и сильно окисленного пирита. Мощность пород оленёкской свиты в долине р. Оленёк и ее притоков – 50–55 м [51], на восточном склоне Анабарского поднятия – от 90 до 110 м [52], в районе Уджинского поднятия – около 80 м [296].

В нижней части встречены трилобиты: *Paradoxides* sp., *Dawsonia*(?) sp. indet., *Solenopleura* sp., *Paradoxides* cf. *pinusoides* Laz. (in coll.), *Bailiaspis* cf. *dalmani* (Ang.), *Corynexochus tarsus* Laz., *Peronopsis bifurcates* Pokr. (in coll.), *Pseudanomocarina* cf. *aojiformis* N. Tchern., *Phalacroma* sp. Приведенный комплекс фауны позволяет отнести вмещающие его породы к суорбалахскому горизонту майского яруса среднего кембрия [51]. В верхней ча-

сти найдены трилобиты: *Megagnostus* cf. *glandiforme* (Ang.), *Linguagnostus* sp., *Bailiaspis* cf. *similis* Laz. (in coll.), *Centropleura* cf. *loveni* (Ang.), *Metanomotocare*(?) sp., *Anomocarioides* sp., *Dasometopus breviceps* (Ang.). *Phalacroma* sp., *Linguagnostus* sp., *Solenopleura* cf. *magna* N. Tchern., *Centropleura loveni* (Ang.), *Paradoxides*(?) sp., *Anomocarioides limbataeformis* Lerm., *Dasometopus* sp., *Corynexochus* sp. Данный комплекс фауны является характерным для оленёкского горизонта майского яруса среднего кембрия [51]. Также по всему разрезу встречены немногочисленные, но равномерно распределенные остатки трилобитов: *Centropleura* ex gr. *siberica* Lerm., *Corynexochus perforatus* Lerm., *Dorypyge olekensis* Laz., *Linguagnostus grönwalli* Kob., определяющие нижний подъярус майского яруса [36].

Куонамская и оленёкская свиты объединенные ($\text{C}_{1-2}kn+ol$) выделены из-за незначительной мощности куонамской свиты или невозможности их расчленения только в пределах Куойкско-Оленёкской СФпЗ. Описание данных подразделений приведено выше. Общая мощность свит – 70–188 м.

Джахтарская свита (C_{2dg}) развита там же, где и оленёкская свита, на которой залегает согласно. На картах масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 картировалась как джахтарский горизонт. Нижняя граница проводится по смене пестроцветных известняков зеленоцветными и смене комплекса фауны. Свита представлена близкими по составу и облику терригенно-карбонатными отложениями мелководного моря: ритмично переслаивающимися пестроцветными, преимущественно зеленоцветными известняками, глинистыми, реже алевролитисто-глинистыми известняками и мергелями, присутствуют линзовидные прослои обломочно-детритовых и окремнелых известняков. Породы имеют мелкобугорчатые поверхности напластования с примазками глины. Мощность слоев колеблется от 0,3 до 3 м. По сравнению с подстилающей оленёкской свитой, в джахтарской свите уменьшается количество известняков с линзовидной, бугорчато-слоистой текстурой. Мощность отложений на восточном склоне Анабарского поднятия изменяется от 100 до 145 м [297], к югу от Уджинского поднятия равна 70–80 м [296], в бассейне рек Оленёк и Мерчимден – 80–85 м [51], в скв. 204 (лист Q-50, недалеко от южной границы) – 144 м [272].

Свита содержит многочисленные остатки трилобитов, из которых наиболее характерны: *Centropleura oriens* Lerm., *C. siberica* Lerm., *Clarella limbata* I. Solov., *Anomocarioides limbatus* Ang., *A. speciosus* N. Tchern., *A. novus* N. Tchern., *Anomocarina obscura* N. Tchern., *A. ex gr. excavate* Ang., *Forchhammeria elegans* Lerm. et N. Tchern., *Pianaspis attenuate* Lerm. et N. Tchern., *Elyx laticeps* Ang., *Diplagnostus planicauda* Ang., *Dolichagnostus admitabilis* Pokr., *Ptychagnostus aculeatus* Ang., *Triplagnostus elegans* Tullb., *Megagnostus glandiformis* Ang. и др. Эти трилобиты характерны для нижней фаунистической зоны *Anomocarioides limbataeformis* майского яруса среднего кембрия.

Силигирская свита (C_{2sl}) залегает согласно на джахтарской. Ее нижняя граница проведена по подошве известняков, содержащих обильные остатки трилобитов родов *Lejopyge* и *Maisapis* и отсутствию пестроцветных окрасок. На большей части площади свита представлена ритмично чередующимися мергелями, глинистыми и алевролитистыми известняками, извест-

няками. Мощность отдельных ритмов – от 0,5 до 10 м. Цвет пород зеленовато-серый, серый, реже коричневатого-серый. Состав пород – сходный с составом подстилающей джахтарской свиты, но отличается ритмичным характером строения и комплексом трилобитов. В южной и северной частях района развиты пласты известково-глинистых сланцев, глин и глинистых алевролитов. Встречаются прослои и линзы известняковых конглобрекций [58, 60, 296]. В алевролитистых известняках в верхней части свиты на юге и на севере территории наблюдается перекрестная косая слоистость, ветровая рябь мелководья. На поверхности напластования встречаются знаки ряби течений, следы подводных оползаний [58, 60]. Мощность свиты на восточном склоне Анабарского поднятия изменяется от 130 до 160 м [49, 52], в районе Уджинского поднятия 118 м [296], в бассейне рек Оленёк и Мерчимден 40–75 м [51, 54], на юге района – 300–340 м [58, 272].

Наиболее характерны остатки трилобитов *Anomocarina* ex gr. *siberica* Hölm et Wgård, *Forchhammeria picta* I. Solov., *Paracoosia* sp., *Schoriella optata* N. Tchern., *Maiaspis spinoza* Laz., *M. mirabilis* N. Tchern., *Bonneterrina sachaiica* Ros., *Onchonotellus conusoides* Laz., *Buitella buitensis* Laz., *Konstrastina samo-diica* Ros., *Rina* sp., *Lejopige armata* Lin. Они указывают на верхнюю фаунистическую зону *Lejopyge laevigata*–*Aldanaspis truncata* силигирского горизонта майского яруса среднего кембрия [36].

Юдомо-Оленёкская СФО

Анабаро-Куонамская СФЗ

Анабарская свита (С_{2an}) распространена только в самой северо-западной части листа. Опорный разрез свиты вскрыт скв. 15 (5) (инт. 1,7–251 м) [301] в бассейне р. Маят. Разрез сложен однообразной толщей доломитов. Поверхности напластования пород в основном мелкобугристые. Для пород характерны пористость, кавернозность и сутуристололитовые швы, стяжения кремней. Цвет серый, реже желтовато-серый, иногда наблюдаются пятнисто окрашенные разности. Западнее (лист R-49), в долине р. Анабар, где расположен стратотип, свита представлена рифогенными образованиями, которые южнее, в известняково-доломитовой толще, фациально замещаются породами джахтарской и силигирской свит. Согласно Ю. Я. Шабанову [181], анабарская свита замещает также и оленёкскую. Образования свиты – это крупная органогенная постройка: биостромный массив. Строение его обусловлено наслоением доломитовых биостромов, представленных массивными и плитчато-слоистыми доломитами с кластовыми телами водорослевых разностей, линзами и биогермными слоями пористо-кавернозных желтовато-серых доломитов [301]. На границе с известково-доломитовой толщей в разрезе свиты наблюдаются конглобрекции мощностью до 10 м. В нижних 200 м свиты в естественных обнажениях р. Анабар собраны трилобиты: *Dolichagnostus admirabilis* Pokr., *Megagnostus glandiformis* (Ang.), *Koldinia elata* Egor. *Anomocarina evidens* Chern., *Corynexochus macrophthalmus* Lerm. in Chern. и др. [181]. В районе устья р. Бильях в доломитах обнаружен комплекс трилобитов и брахиопод, которые, по заключению Т. В. Пегель и

Л. И. Егоровой, характерны для зоны *Lejopyge laevigata*–*Aldanaspis truncata* силигирского горизонта майского яруса [301]. Комплекс трилобитов, приведенный в легенде [114], свидетельствует о широком возрастном интервале от суорбалахского до силигирского горизонта майского века [114, 143]. Мощность – от 100 до 400 м.

Чомурдахская свита ($\text{Є}_2\text{џт}$) выходит на поверхность в пределах Суханской впадины и залегает согласно на силигирской свите. Нижняя граница проводится по подошве слоев, в которых встречаются в массовом количестве остатки трилобитов чомурдахского горизонта. На ГК-200 и ГК-1000 она закартирована как чомурдахский горизонт позднекембрийского возраста. В связи с изменениями в ОСШ [144] и переноса аюсокканского века в средний кембрий, возраст свиты – среднекембрийский.

Свита сложена ритмично переслаивающимися известняками, глинистыми, алевролитистыми и доломитистыми известняками и мергелями. Присутствуют прослои глин, известково-глинистых сланцев и глинистых алевролитов, единичные линзы известняковых конгломерато-брекчий. В юго-западной части территории встречаются знаки волновой ряби, косослоистые текстуры [58]. Цвет пород зеленовато-серый, серый и коричневатого-серый. В разрезах северо-восточного фланга появляются многочисленные линзовидные прослои органогенно-обломочных известняков, горючих сланцев, внутриформационных конгломератов и конглобрекчий. Максимальная мощность (410 м) отмечена на западном борту Суханской впадины [36], в центральной части территории и вдоль восточного борта Суханской впадины она сокращается до 60–150 м.

Среди остатков трилобитов наиболее типичны: *Pauciella prima* Laz., *Buttsia pinga* Laz., *Pesaiella* cf. *perfidia* N. Tchern., *Catuniella* aff. *lauta* Laz., *Schmalenseeia spinulosa* Laz., *Agnostus pisiformis* Lin., *A. angustus* Pokr., *Proagnostus bulbosus* Butts., *Baltagnostus* sp., *Proagnostus* sp., *Oedorhachis tridens* Röss., *Drepanura* sp., *Koptura* sp., *Menomonion* sp., *Palaedotes* sp., *Acidaspidella* sp., *Remopleuridae* sp., *Glyptagnostus stolidotus* Opik. Стратиграфический объем свиты соответствует аюсокканскому ярусу среднего кембрия.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнекембрийские отложения представлены кутугунской свитой и распространены в Уджинско-Мунской СФЗ и Куойкско-Оленёкской СФПЗ Оленёкской СФЗ Юдомо-Оленёкской СФО.

Юдомо-Оленёкская СФО

Уджинско-Мунская СФЗ, Оленёкская СФЗ (Куойкско-Оленёкская СФПЗ)

Кутугунская свита ($\text{Є}_3\text{kt}$) является наиболее молодой в разрезе кембрия в центральной части Суханской впадины. Залегает согласно на чомурдахской свите. Ее нижняя граница проводится по подошве алевролитистых известняков, содержащих массовые остатки трилобитов *Glyptagnostus reticulatus* Ang. Перекрывается с размывом отложениями разного возраста, в т.ч. корами выветривания. В нижней части свита представлена ритмичным чере-

дованием известняков, алевритистых и глинистых известняков и известковых мергелей. Преобладают алевритистые известняки. Незначительную часть разреза составляют линзы известняковых конглобрекчий и прослой листоватых черных глинистых сланцев. Цвет пород коричневато-серый и серый с желтоватым и розоватым оттенками, реже – зеленовато-серый. Имеются многочисленные остатки трилобитов: *Olenaspella* ex gr. *evansi* Kob., *Proceratopyge* ex gr. *tullbergi* Wgård., *Crepicephalus* aff. *borealis* Lerm., *Aplexura pulchella* Ros., *Glyptagnostus reticulatus* Ang., *G. reticulatus nodulosus* Wgård., *Pseudagnostus rotundatus* Lerm., *Cyclagnostus* cf. *elegans* Lerm., *Biragnostus* sp. и др. [36]. В верхней части – серые и коричневато-серые известняки, часто алевритистые, с прослоями оолитовых и доломитистых известняков. Для этой части разреза характерно отсутствие ритмичности и иной комплекс трилобитов. Среди последних, наряду с единичными формами из нижней части, определено много новых форм, выявленных также в аналогичных отложениях Кютюнгинского прогиба (восточнее изученного района, лист R-51), совместно с *Irvingella*, *Parabolina*, *Peltura*, *Eurycare*(?). Мощность свиты возрастает от 50–150 м на севере до 300 м в центральной части территории. Позднекембрийский возраст установлен по остаткам трилобитов зон *Glyptagnostus reticulatus*–*Eugonocare* (*Pseudogonocare*) *borealis* сакского яруса.

ВЕРХНЕВЕНДСКО-КЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Образования этого стратиграфического уровня на территории листа R-50 повсеместно перекрыты более молодыми отложениями. Они выделяются только на разрезах к геологической карте (V_2 -С) на основании экстраполяции со смежных территорий, где вскрыты скважинами (листы S-51 и R-51). На палеоподнятиях наблюдается сокращение мощности и частичное выклинивание ранне-среднекембрийских отложений. Изученные по материалам бурения образования верхневендско-кембрийского стратиграфического уровня представлены морскими, преимущественно карбонатными, реже терригенными отложениями. Они залегают на различных горизонтах вендских отложений и повсеместно перекрываются верхнепалеозойскими терригенными отложениями. Мощность отложений – 220–350 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Среднекаменноугольно-триасовые образования слагают одноименный структурный ярус. Им предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении от ордовика до карбона, когда синхронные им отложения не формировались или были размыты.

Более молодые отложения развиты только в северной части площади листа, где накапливались преимущественно континентальные осадки. Среднекаменноугольно-триасовому срезу соответствуют Хатангско-Нижнеленская структурно-формационная область. В последней выделяется Буолкалах-Бурская и Бур-Уджинская структурно-формационные зоны с терригенным и вулканогенно-терригенным осадконакоплением. Особенно широко развиты

отложения мощной коры выветривания каменноугольного возраста в пределах Уджинского поднятия.

Кора выветривания каменноугольного возраста

Эти образования развиты как на осадочных, так и на магматических породах докаменноугольного возраста, а также в зонах дробления по ним. На большей части площади они практически полностью денудированы и сохранились в основном на участках, где перекрыты пермскими отложениями – главным образом на массиве Томтор и бортах Уджинского поднятия, там они наиболее широко проявлены и хорошо изучены.

На восточном склоне Уджинского поднятия серией скважин под пермскими образованиями вскрыта площадная кора выветривания на доломитах улахан-курунгской и томторской свит мощностью 1–5 м. Нижняя ее часть (до 2 м) представлена сильно выветрелыми доломитами, превращенными в сухаристые породы, местами в доломитовую муку, участками ожелезненную. Верхняя часть разреза (где выветриванию подвергался также, видимо, транзитный материал, обогащенный силикатами), сложена красновато-желтыми, желтовато-зеленовато-белыми глинами с дресвой и обломками разрушенных мергелей. Глинистые минералы представлены гидрослюдами (70–85 %) и каолинитом (15–20 %), иногда с примесью кальцита, хлорита и монтмориллонита. По доломитам улахан-курунгской свиты развивается главным образом монтмориллонит с подчиненным количеством гидрослюд, с примесью гидрокислов железа и кальцита.

Интенсивность выветривания пород рифея и венда крайне неравномерна: участки почти неизменных пород чередуются с «карманами» глубиной 1–2 м интенсивно выветрелых карбонатных пород, западинами, выполненными пестроокрашенными глинами и глинистыми песками с обломками каолинизированных песчаников [327]; содержание Al_2O_3 в породах достигает 20 %.

На водоразделе рек Чымара–Удя развита кора выветривания линейного типа по зонам тектонических нарушений в улахан-курунгской свите. Она имеет существенно каолинитовый состав с содержанием Al_2O_3 10–20 %, Fe_2O_3 5–15 %. Мощность ее местами превышает 125 м [325].

В бассейне р. Эбелях [46] кора выветривания обнаружена на породах верхней части среднекембрийской толщи доломитов. Нижняя ее зона (0,3–1,2 м) состоит из глинисто-карбонатной доломитовой «муки» с обломками выветрелых, иногда ожелезненных доломитов. Она связана с коренными породами постепенным переходом. Верхняя зона (0,5–5,0 м) представлена серой и голубовато-серой глиной, в верхах разреза переходящей в ярко-желтую и красно-бурую жирную глину (0,2–0,4 м). Мощность коры – 1–3 м, изредка – до 10 м. Глинистая составляющая имеет гидрослюдистый состав и почти не содержит карбонатов (2–3 %). Судя по составу, кора выветривания относится к типу остаточных кор выщелачивания.

Южнее, в бассейнах рек Делингдэ и Масапы [49] сохранились реликты коры на карбонатных породах кембрия; ее мощность – не более 0,5 м. Она сложена глинистыми алевритами и алевритистыми глинами голубовато-серыми. Обломочный материал представлен угловатыми и угловато-

окатанными зернами кварца (75 %) и пелитизированными зернами ортоклаза и микроклина (25 %); глинистая часть представлена гидрослюдой, хлоритом и каолинитом, иногда с примесью галлуазита.

В бассейне р. Токир-Удя [50] аналогичные отложения были вскрыты под меловыми отложениями в долинах ручьев.

Особенно велики мощности коры выветривания и разнообразен ее состав на щелочных ультраосновных массивах уджинского ийолит-карбонатитового комплекса, разбитых многочисленными тектоническими нарушениями. Лучше всего она изучена в пределах массива Томтор, на котором в условиях жаркого влажного климата, существовавшего в среднем палеозое, сформировалась мощная линейно-площадная кора выветривания латеритного типа. Она имеет весьма сложное строение, обусловленное чрезвычайно широким разнообразием минерального и химического состава слагающих массив пород, а также сложной историей ее формирования, во время которой этап поверхностного окислительного выветривания сменился периодом эпигенеза с восстановительными условиями. Минеральный тип развитых на массиве кор зависит от петрографического состава пород субстрата. На карбонатитах и карбонатных породах различного типа развивается преимущественно кора франколит-карбонатного типа, на существенно силикатных породах – каолинитового.

В пределах массива Томтор франколит-карбонатные коры выветривания развиваются преимущественно по метасоматически измененным породам якупирангит-ийолитовой серии, кальцитовым карбонатитам, фоскоритам, слагающим его центральную часть, и ксеноблокам измененных протерозойских пород. Мощность коры здесь колеблется от нескольких метров до 250 м, максимальные мощности (до 400 м) отмечены в центральном ядре массива, сложенном преимущественно карбонатитами. Несмотря на весьма неоднородный минеральный состав пород субстрата и их структурно-текстурные свойства, коры выветривания на них весьма схожи между собой и отличаются лишь повышенным содержанием слюдистых минералов на участках, сложенных породами щелочно-ультраосновного состава. Влияние пород субстрата на состав коры выветривания сказывается обычно не выше 10–15 м над границей неизмененных пород.

В общем виде в составе коры выделяется несколько зон, характеризующихся различным минеральным и химическим составом [98, 170]:

1 – зона дезинтеграции коренных пород – трещиноватых, в различной степени выветрелых (вплоть до образования щебнистой карбонатной муки), пористых. В этой зоне начинается разрушение и окисление эндогенных минералов, сопровождающееся выносом легкоподвижных щелочных и щелочноземельных элементов, окисление Fe и гидратация слюд;

2 – горизонт гидрослюд, в котором увеличиваются концентрации слабоподвижных элементов за счет продолжающегося разложения карбонатов, окисления железосодержащих минералов и выноса легкоподвижных элементов. Здесь происходит гидратация слюд (биотит и флогопит преобразуются в гидробиотит и гидрофлогопит, который в верхах горизонта преобразуется в вермикулит). В этом горизонте – зоне «литомаржа», еще сохраняются реликты структуры пород субстрата;

3 – «апатитовый» горизонт характеризуется преобладанием апатита над гидрослюдами и другими минералами. Содержание железа, связанного преимущественно с гётитом, возрастает до 10–20%. Породы этого, как и следующего горизонта, практически полностью лишены признаков структур исходных пород;

4 – верхний («гётитовый») горизонт отличается высокими (до 40–80%) содержаниями железа в форме гётита, гидрогётита, а также переменным, часто высоким содержанием фосфора. В нижних частях горизонта присутствуют гидрослюды, вермикулит, апатит, а в верхних – минералы группы крандаллита, замещающие апатит, а также каолинит, замещающий гидрослюды.

В центральной части массива Томтор на породах этого комплекса залегают осадочная толща, сложенная продуктами разрушения коры и несущая отчетливые признаки переотложения в водной среде (см. ниже описание томторской толщи).

Структура коры на породах карбонатитового комплекса объясняется влиянием щелочной среды в зоне выветривания, связанной с высокими концентрациями в грунтовых водах щелочных и щелочноземельных элементов. В ее верхнем, приповерхностном горизонте кислородсодержащие грунтовые воды подкислялись за счет органических кислот, образовавшихся при разложении обильной растительности, что привело к замещению гидрослюд каолинитом, формированию минералов группы крандаллита и создало благоприятные условия для миграции фосфора, иттрия, скандия, лантаноидов и других минералов [186].

Среди пород, слагающих верхние горизонты коры выветривания, выделяются многочисленные минеральные разновидности, связанные между собой постепенными переходами; главными среди них являются доломитовые, сидеритовые, сидерит-доломитовые, франколитовые, франколит-доломитовые, франколит-сидерит-доломитовые, лимонитовые, лимонит-сидеритовые, лимонит-доломит-франколитовые, франколит-мартит-лимонитовые, каолинит-франколитовые, каолинит-франколит-доломитовые. Они представляют собой глиноподобные или плотные массивные породы различной, часто пятнисто-полосчатой окраски: белого, серого, пепельно-серого, желтовато-серого, коричневатого-бурого, ярко-кирпично-красного цветов. Текстура их кавернозная массивная, натечная, комковатая, псевдобрекчиевая микропористая. Структура пород микрозернистая, микросферолитовая, микроконкреционная, крустификационная, брекчиевая, оолитовая [296].

Минеральный состав пород весьма разнообразен; к числу породообразующих относятся доломит, сидерит, кальцит, франколит, каолинит, лимонит, мартит, гётит, кварц. В незначительных количествах присутствуют хромит, магнетит, апатит, гидратированный флогопит, гидрохлорит, анатаз, рутил, пиррохлор, перовскит, циркон, кальпертит, ильменорутит, сфен, бадделит, пирротин, барит. В породах коры выветривания присутствуют иногда минералы, образующие пятна, жилки или отдельные зерна, характеризующиеся свежим обликом: ортоклаз, кварц, флюорит, а также сульфиды железа, меди, цинка (пирит, марказит, халькопирит, галенит) [296]. Скорее всего они представляют собой реликтовые образования исходных пород. В результате латеритного выветривания отложений карбонатитового комплекса конечные

продукты этого процесса в 2–5 раз по сравнению с неизменными разностями обогащены ниобием, иттрием, лантаноидами, скандием за счет выноса легкоподвижных элементов (Ca, Mg, Na, K и др.) и связанного с этим сокращения исходного объема пород [170].

Химический состав пород коры выветривания (среднее по 16 анализам) следующий (%): SiO₂ 10–20 (до 42,51); Al₂O₃ – до 25,75; TiO₂ 0,13–3,4; Fe_{общ} 0,43–52,85; P₂O₅ 1,46–33,96; MnO 0,8–4,25; CaO 0,56–50,54; MgO – до 8,41; Na₂O 0,04–0,24; K₂O – до 3,91; BaO 0,1–7,07. По данным спектрального анализа, в породах установлены повышенные содержания ниобия (>0,3 %), марганца (>1 %), титана (>1,45 %), циркония (0,22 %), лантана (>0,1 %), церия (0,3 %) иттрия (>1 %) [325].

В некоторых публикациях высказывается предположение о том, что в формировании коры принимали участие не только факторы физического и химического выветривания, но и эпигенетические низкотемпературные метасоматические и гидротермальные процессы, с которыми связываются сидеритизация, доломитизация, формирование франколитовых, кварцевых и ортоклазовых прожилков [110, 296].

Кора выветривания франколит-карбонатного (доломит-сидеритового) типа развита также и к югу от массива Томтор, где она связана с субмеридиональными зонами брекчирования вдоль тектонических нарушений, контролирующей положение так называемой минерализованной зоны (массива?) Чимара с ниобий-редкоземельно-фосфатной минерализацией.

Кора выветривания по существенно силикатным породам массива Томтор (нефелиновым и щелочным сиенитам) и вмещающим его терригенным породам рифея имеет значительно меньшую (от нескольких до первых десятков метров) мощность. Она отличается невысокими содержаниями фосфора и железа, поэтому апатитовый и гётитовый горизонты в ней проявлены крайне слабо или отсутствуют, но хорошо выражен каолинит-гидрослюдистый горизонт, одновозрастный гётитовому [98].

Кора этого типа имеет различную мощность – от первых метров до 35 м в северо-восточной части массива, где она пользуется наибольшим площадным распространением и вскрыта скважинами. Здесь достоверно установлено ее присутствие на нефелиновых сиенитах, слагающих внешнюю часть массива [325]. Это типичная кора выветривания остаточно-инфильтрационного генезиса существенно каолинитового состава с содержанием каолинита до 50 %, свободного кремнезема – до 10–15 %. В самой верхней части разреза коры выделяется горизонт мощностью до 10 м, сложенный светло-серым дресвяником, обломочная часть которого представлена остроугольной дресвой ортоклаза и нефелина; размер обломков – от 1 до 4 см. Цементом является каолинитовый материал (до 50 %), в котором значительную роль играет ортоклазовый песок. В нижней части этой пачки в цементе резко (до 25 %) повышается содержание сидерита за счет уменьшения роли каолинита. Скорее всего это так называемая зона вторичного ожелезнения, возникающая иногда в нижней части латеритного профиля.

Кора выветривания каолинитового типа развивается иногда и на породах центральной части массива Томтор. Здесь в мощной коре франколит-карбонатного состава появляются отдельные горизонты мощностью 6–14 м,

сложенные голубовато-серыми глинами, содержание Al_2O_3 в которых достигает 55 %. Состав глин по данным термического анализа: каолинит – 80 %, мусковит – 10 %, шамозит – 15 %, свободный кремнезем – до 6 % [327].

Кора этого типа вскрыта скважинами также на породах массива Богдо; ее мощность на отдельных участках достигает 5–10 м [325].

Возраст рассматриваемых кор выветривания по геологическим данным определяется на основании того, что они развиты на всех протерозойских и палеозойских коренных породах вплоть до интрузивных образований уджинского среднепалеозойского комплекса и перекрыты отложениями нижней перми и юры; это позволяет определить время их образования как каменноугольное. Кроме того, латеритный тип коры и ее весьма высокая мощность (до 300–400 м, по разным источникам) дают основание связывать ее возникновение с эпохой наиболее жаркого и влажного климата в истории фанерозоя, приходящейся на конец девона–карбон [9].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные–нижнепермские отложения представлены томторской толщей, относящейся к Бур-Уджинской СФЗ Хатангско-Нижнеленской СФО.

Хатангско-Нижнеленская СФО

Бур-Уджинская СФЗ

Томторская толща (C_2-P_1 ?tm). Эти отложения выявлены на ограниченной площади в центральной части интрузивного массива Томтор, где слагают три участка. Они полностью перекрыты более молодыми пермскими и юрскими отложениями и детально изучены только по керну буровых скважин и горным выработкам в пределах одного из участков – Буранного, на котором был проведен комплекс работ по подсчету запасов ниобий-редкоземельных руд и подготовке месторождения к эксплуатации. Представлены хемогенно-осадочными озерными и аллювиальными образованиями, залегают в мульдообразных впадинах на неровной поверхности коры выветривания карбонатитового ядра массива Томтор (рис. 6). Реликты их, судя по данным разведочных работ, также имеют, видимо, ограниченное развитие и в пределах массива Чимара.

В разрезе этой толщи отчетливо выделяются два горизонта, сложенные различными литогенетическими ассоциациями пород.

В составе нижнего горизонта, залегающего на коре выветривания, выделяется несколько фациальных зон в зависимости от их положения в пределах впадин (БД R50\R50_db\Дорп\Зональность томторской толщи на участке Буранный). В центральных частях впадин он сложен светло-серыми и зеленовато-серыми пелитоморфными породами (слабо литифицированные аргиллиты) с прослоями желтых алевритов, горизонтально-волнистослоистыми, часто с нарушенной, «взмученной» и микроползневой текстурой, иногда массивными. Изредка содержат клиновидные трещины усыхания, заполненные

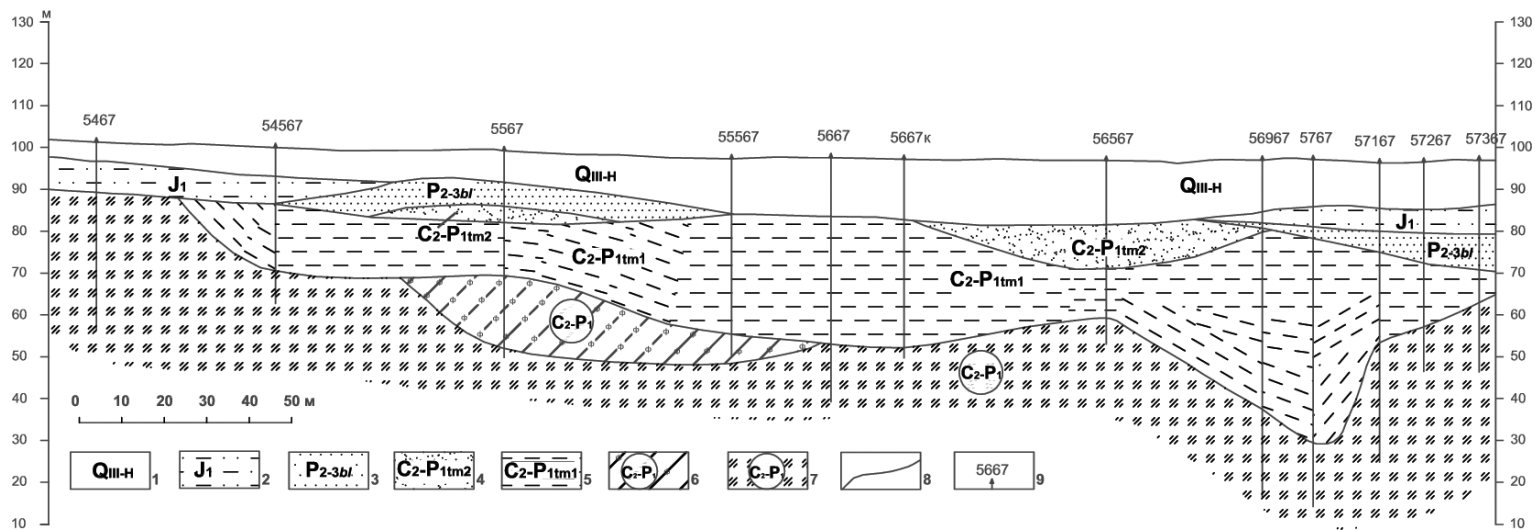


Рис. 6. Геологический разрез томторской толщи на уч. Буранный.

1 – четвертичные делювиальные, озерные и аллювиальные отложения (QIII-IV); 2 – юрские (плинсбахский ярус) морские алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты (J1P); 3 – пермская система, средний–верхний отделы. Буолкалахская свита (P2-3bl): песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, прослой бурых углей. Томторская толща: 4 – верхний горизонт (C2-P1tm2) – алевролиты, песчаники мелкозернистые красноцветные, с выделениями гипбсита, бёмита; 5 – нижний горизонт (C2-P1tm1) – хомогенно-осадочные образования: аргиллиты, алевриты тонкослонистые, песчаники, в краевых частях – со щебнем и валунами выветрелых карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород (пироклор-монацит-крандаллитовые руды). Субстрат томторской толщи – кора латеритного выветривания карбонатитов (C2-P1); 6 – сидеритовый горизонт; 7 – франколитовый горизонт – фосфатные образования; 8 – геологические (литологические) границы; 9 – буровые скважины.

материалом перекрывающих осадков. Породы сложены в основном агрегатом хемогенных минералов группы крандаллита, содержащим мельчайшие (около 1 мкм) зерна рутила, анатаза, пирохлора, гематита, гётита, каолинита и других минералов. Содержание зерен пирохлора в породе достигает 40 % [98, 170]. Рудные минералы претерпели очень незначительный перенос или не испытали его вовсе, образовавшись путем гидротермального изменения; большинство минералов, в том числе минералы группы крандаллита, галлуазита и, частично, монацита, были химически осаждены из термальных вод, возможно, с участием биоты. Существенным агентом генезиса этих пород могла быть активность микробов, что подтверждается бактериоморфными микро- и наноструктурами части включений [110].

В области сочленения днища котловин со склонами залегают желтые алевриты со слоями тонкозернистых песков мощностью 0,1–5 см, переслаивающиеся с серыми пелитоморфными породами. В нижних частях склонов впадин они сменяются тонкозернистыми песками, переслаивающимися с алевритами, с прослоями пелитоморфных пород, горизонтально-волнисто-слоистыми.

В верхних частях склонов их сменяют плохо сортированные тонкозернистые пески с дресвой и тонкими прослоями алевритов, неслоистые или горизонтально-волнисто-слоистые. Отдельные слои обогащены зернами минералов высокой плотности: оксидами титана, пирохлором, монацитом. Широко развиты постседиментационные гётит, гидрогётит, импрегнирующие цемент и образующие пленочные выделения и псевдоморфозы по железосодержащим минералам.

В прибортовой части впадин залегают мелко-среднезернистые пески плохосортированные, неслоистые, реже горизонтально-волнисто- или косослоистые, с дресвой и редкими крупными (до 30 см) угловато-окатанными валунами и угловатыми обломками измененных коренных пород. Цементом служит тонкодисперсный агрегат минералов группы крандаллита, обычно колломорфной текстуры или агрегат каолинита с гидрослюдой.

Породы всех разновидностей обычно рыхлые, реже слабо литифицированные. Псаммитовый и алевритовый обломочный материал и степень его окатанности во всех фациальных зонах идентичны; он представлен зернами пирохлора, магнетита, рутила, анатаза, ильменорутита, монацита, ксенотима, иногда кварца, апатита, франколита и других минералов, угловатыми и угловато-окатанными.

Породы всех фациальных зон характеризуются постоянным присутствием органического углерода, связанного с углефицированными растительными остатками – углистым детритом низкой буроугольной стадии метаморфизма. Содержание $C_{орг}$ закономерно возрастает от 0,01–0,3 % на бортах впадин до 1–2 %, иногда – 3 % в их центральных частях. В том же направлении снижается содержание SiO_2 – от 10–20 до 3–5 % и повышается содержание $Fe_{общ}$ – от 3–8 до 5–20 %.

Мощность отложений изменяется в направлении от бортов впадин к их центральному частям от первых десятков сантиметров до 35 м.

Рассматриваемые отложения представляют собой комплекс делювиально-озерных образований, сформировавшихся в условиях жаркого влажного кли-

мата и претерпевших глубокое хомогенное преобразование в водной среде. Они содержат чрезвычайно высокие концентрации редкоземельных и редкометалльных элементов и являются фактически природными концентратами их руд [98, 170].

Верхний горизонт сложен алевролитами и песчаниками мелкозернистыми красноцветными, с выделениями гиббсита, бёмита; породы содержат прослойки углесодержащих сероцветных песчаников. Граница с нижним слоем неровная, с локальными врезами. Горизонт представляет собой толщу аллювиально-делювиальных пород, которая образовалась в условиях жаркого влажного климата. В последующую эпоху в условиях умеренно теплого, влажного климата в красноцветных породах сформировались характерные для таких обстановок гиббсит, бёмит, вудхаузит, а в сероцветных аллювиальных отложениях произошла интенсивная каолинизация обломочного материала. Мощность – до 50 м.

Томторская толща с размывом перекрывается сероцветными кварц-плагиоклазовыми угленосными песчаниками пермского возраста.

Палеонтологические остатки, кроме проблематичных бактериоморфных, пригодные для достоверного определения возраста этой толщи, не известны. Фауной датированы только залегающие выше угленосные пермские и терригенные морские осадки юрского возраста. Структуры минералов, сингенетичных рудам, в том числе широко распространенного монацита, показывают, что они мало пригодны для корректного датирования.

К числу геологических признаков, которые позволили бы определить возраст этой толщи, относятся залегание ее на мощной коре латеритного выветривания щелочных ультраосновных массивов и пермский (скорее всего – средний–верхний отдел) возраст перекрывающих отложений. Время становления массивов по многочисленным, но крайне разноречивым данным изотопного анализа устанавливается в весьма широких пределах – от 800 до 250 млн лет; наиболее корректным считается инт. 385–360 млн лет [20, 170]. Оценка времени, прошедшего с момента окончания формирования массивов до вывода их на дневную поверхность, достаточно сложна из-за отсутствия корректных данных о глубине их становления; видимо, ее следует оценивать в несколько миллионов–десятков миллионов лет. Как указывалось ранее (разд. «Коры выветривания»), латеритный тип коры и ее крайне высокая мощность (300–400 м по разным источникам) дают основание связывать ее возникновение с эпохой наиболее жаркого и влажного климата в истории фанерозоя, приходящейся на конец девона–карбон [9].

Таким образом, можно считать, что отложения томторской толщи образовались в инт. 340–280 млн лет, что соответствует средней части карбона–нижней части перми.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

В пределах территории отложения пермского возраста выходят на поверхность в Бур-Уджинской СФЗ и по геофизическим данным выделяются в Буолкалах-Бурской СФЗ Хатангско-Нижнеленской СФО.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Хатангско-Нижнеленская СФО

Бур-Уджинская СФЗ

Нижнепермские осадки развиты в северной части листа, где они слагают полосу шириной 30–50 км на северном борту Анабаро-Оленёкской антеклизы и представлены онкучахской свитой. Также они вскрыты скважинами в пределах Уджинского поднятия [296, 302, 303] и в северо-западной части листа [304].

Онкучахская свита (Р_{юп}) залегает со стратиграфическим несогласием на различных горизонтах кембрия и верхнего протерозоя. Граница проводится по смене карбонатных пород терригенными с базальными конгломератами в основании. Отложения свиты фациально изменчивы. В разрезе выделяются от трех до восьми литологических пачек. В целом преобладают песчаники мелко-среднезернистые кварц-полевошпатового состава светло-серого или пепельно-серого цвета слабосцементированные. Для них характерна горизонтальная и косая слоистость. В песчаниках постоянно отмечаются прослой углефицированных аргиллитов и серых алевролитов, нередко эти три разновидности пород ритмично переслаиваются (мощность прослоев при этом колеблется от первых до 10–15 см). Вся толща заметно углефицирована. Отмечаются линзы бурого угля мощностью от 0,05 до 0,3 м, а на западе территории до 1,6 м. Часто по плоскостям напластования присутствует обугленный растительный детрит. Нередко в разрезах пачек отмечаются крупнообломочные фации – от рассеянной гальки в крупнозернистом песчанике до гравелит-конгломерата. Обломочный материал представлен мелкой и средней галькой (до 7 см) доломитов, кремней, песчаников верхнего протерозоя, сцементированных серым крупнозернистым песчаником кварц-полевошпатового состава или пестроцветным глинисто-песчаным материалом. Во всех скважинах на левобережье р. Чымара, вскрывших нижнепермские отложения, последние перекрыты верхнеюрскими осадками волжского яруса. Это указывает на то, что в этом районе период послепермской денудации был более длительным, чем в других, где на пермских отложениях залегают триасовые или нижнеюрские образования. Несмотря на это, мощности нижнепермских отложений здесь достигают 60 м. Вероятно, сформировавшиеся на этом участке толщи пермских пород имели до начала денудации значительно большие мощности, чем на участках к востоку и к западу. Стоит отметить, что в одной из скважин, пробуренных в пределах массива Томтор на глубине 117 м под мощной толщей верхнепермских отложений в одном образце получены миоспоры, являющиеся основными для нижней перми. Таким образом, и в центральной части Уджинского поднятия на отдельных участках осадконакопление началось уже в ранней перми, хотя основная часть разреза пермских отложений сформировалась здесь в средне-позднепермскую эпоху. Мощность свиты изменяется от 60 до 140 м.

Возраст отложений определяется по растительным отпечаткам: *Rufloria* aff. *theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *R. ex gr. tuberculosa* Gluch., *R. derzavini* (Neub.) S. Meyen, *R. aff. batschatensis* (Radc.), *R. cf. latifolia* (Neub.)

S. Meyen, *Cordaites cf. singularis* (Neub.) S. Meyen, *Angaropteridium aff. Ligulatum* Neub., *Zamiopteris cf. glossopteroides* Schw., *Z. aff. longifolia* Schw. и остаткам пелеципод: *Najadites kostomanovi* Khalf., *N. obrutschevi* Rad., *N. ex gr. pheliciae* Rad., *Anthraconauta cf. gigantean* Rad., *A.(?) taimyrensis* Lut., *A.(?) taimyrensis f. grandis* Bet., *Kjnercaella cf. pseudobalakhonskiensis f. ovalis* Bet., *K. cf. balakhon-skiensis* Rad., *Kemeroviella obliquilingualis* Ben., *Myalina cf. naiadiformis* Rag., *Pseudedmondia(?) convexa* Lut., *P.(?) gigantea* Lut., которые характерны для нижней перми [36, 301]. Доминирующее положение в палинокомплексе занимает пыльца кордаитовых (от 14 до 49 %) и мелкошиповатые формы спор родов *Acanthotriletes* и *Spinosisporites* (в сумме до 25 %). Содержание пыльцы гинкго саговообразных редко превышает 10 %. Пыльца кордаитовых представлена следующими руководящими видами: *Cordaitina rotate* (Lub) Sam., *C. punctata* (Lub) Hart., *Libumella rugulifera* (Lub) Sam., *Luberisaccites subrotatus* (Lub) Dibn., *Crucisaccites ornatus* (Sam) Dibn., *Baskanisporites verus* (Sadk) Dibn. Среди спор чаще всего отмечаются руководящие нижнепермские формы: *Spinosisporites parvispinus* (Lub), *S. Rectusspinus* (Lub), *Acanotriletes mediaspinosus* (Naum). В некоторых пробах отмечаются споры с пленчатой оторочкой *Remysporites psiloptenus* (Lub) Lub и *Hymenozotriletes psilpterus*, содержание которых иногда достигает 10 %. В целом спорово-пыльцевой комплекс позволяет уверенно отнести вышеописанные отложения к нижнему отделу пермской системы [296].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ *Хатангско-Нижнеленская СФО* *Буолкалах-Бурская СФЗ*

Выходов на поверхность и пробуренных скважин, вскрывших данные отложения на территории листа, нет. Согласно Легенде [114], в пределах данной зоны распространены джаргалахская и бурская толщи.

Джаргалахская и бурская толщи объединенные ($P_{1-2}d\check{z}+br$) выделяются только на разрезах к геологической карте на основании экстраполяции со смежных территорий, где вскрыты Бурской скв. П-341 – восточнее территории работ (лист R-51), а также северно-восточнее (лист S-51) по-исковой скв. 930 и скв. П-1 Чарчыкской площади.

Джаргалахская толща с резким стратиграфическим несогласием залегает на карбонатных породах верхнего кембрия. Толща представлена циклично переслаивающимися мощными (до 30–40 м) песчаными и алевролитовыми пачками. Песчаники серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые полевошпатово-кварцевые, аркозово-кварцевые, иногда с тонкими слойками углистых аргиллитов, нередко битуминозные. Алевролиты серые разномзернистые, с частыми прослоями биотурбированных алевролитов крупнозернистых. В южном направлении от Чарчыкской площади разрез толщи становится более грубозернистым, а на Бурской площади в скв. П-341 признаки угленосности отсутствуют.

Из нижней части толщи (поисковая скв. 930) определен комплекс миоспор с доминированием пыльцы кордаитов и спор *Remysporites psilopterus* (Lub),

присутствием пыльцы *Entylissa* и *Marsupipollenites*, *Florinites*, *Coniferae* и др., характерные для спектров ранней перми. В базальных слоях толщи, вскрытой скв. П-1, найдены остатки макрофлоры *Rufloria* sp. и *Samaropsis* cf. *skokii* Neub., характерные для нижнебургу克林ского горизонта (ассельский–сакмарский ярусы) Тунгусского бассейна. В этой же скважине из биотурбированных алевролитов верхней части толщи определены раннепермские фораминиферы *Hyperammina* aff. *bulbosa* (Cushman et Waters), *Hyperamminoides minutissimus* Gerke, *Ammodiscus* sp., *Hormosina?* sp., *Haplophragmoides* sp. Палеонтологический материал и СПК свидетельствуют об ассельско-кунгурском возрасте толщи, которая сопоставляется с туоастахской и нижней частью нижнекожевниковской свит Нордвикского района. Мощность толщи – 398–420 м.

Бурская толща залегает на подстилающих отложениях согласно и сложена алевролитами разнозернистыми, часто биотурбированными, с редкими прослоями песчаников мелкозернистых и аргиллитов. В керне скв. П-1 в мелкозернистых алевролитах найдена микрофауна, представленная комплексом фораминифер *Psammospaera* *bullata* Vor., *Saccamina* *arctica* Gerke, *Ammodiscus septentrionalis* Gerke и др., который позволяет отнести толщу к уфимскому, казанскому и уржумскому ярусам. Мощность толщи изменяется от 137 до 46 м.

Общая мощность объединенных толщ – 444–557 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Хатангско-Нижнеленская СФО

Бур-Уджинская СФЗ

Средне-верхнепермские осадки развиты там же, где и нижнепермские и представлены булгунняхтахской свитой. Вскрыты сважинами в пределах Уджинского поднятия [296, 302, 303] и в северо-западной части листа [301].

Булгунняхтахская свита (P_{2-3blg}) согласно или с внутриформационным размывом перекрывает онкучахскую свиту или залегает с резким стратиграфическим несогласием на карбонатных породах верхнего протерозоя и кембрия, а также на разновозрастных интрузивных образованиях. Разрезы булгунняхтахской свиты отличаются от нижнепермских отложений большим разнообразием, более резкой фациальной изменчивостью и трудной коррелируемостью. Нижняя граница проводится по литологической смене пород. Для нее характерно резкое преобладание в разрезе крупнообломочных пород – конгломератов и гравелитов. Кроме того, пачка содержит разнозернистые песчаники с рассеянной галькой, уголь и углистые аргиллиты, а также переотложенные продукты выветривания нижележащих терригенно-карбонатных пород. Выше по разрезу среди песчаников встречаются прослои и линзы алевролитов, глинистых алевролитов, аргиллитов, алевролитистых глин, углистых аргиллитов, глинистых известняков и пласты (0,1–1,5 м) каменных углей. Песчаники часто слабосцементированные, иногда переходящие в пески. По всему разрезу характерно присутствие обломков обугленной древесины, конкреционные образования из плотных песчаников с карбонатным цементом, реже из сидерита. Разрезы отличаются фациальной изменчивостью,

породы находятся в сложных соотношениях. В общих чертах в разрезе выделяются до пяти литологических пачек. В пределах массива Томтор буровыми скважинами вскрыты отложения, значительно отличающиеся от приведенных выше. В разрезе четко выделяются три пачки (скв. 2/10 (10) [296]: нижняя (22 м) – песчаная с прослоями углистых сланцев; средняя (16 м) – углистая, представленная бурым углем с прослоями углистых сланцев и песчаников, мощностью до 5 м; и верхняя алевроитовая (32 м) с маломощным прослоем угля. Мощность угольных пластов изменяется от 1 до 19 м [296].

Свита с размывом перекрывается нижнетриасовыми вулканогенными и нижнеюрскими терригенными образованиями. Однако в скв. 2 (4) [296] среди песчаников наблюдались прослой туфов и туфопесчаников. Анализ СПК (сбор 2016 г.) в пределах Уджинского поднятия однозначно определяет позднепермский возраст и сопоставляется с эффузивно-туфолавова свитой Таймыра. По всей видимости, на территории работ существовали участки, в которых осадконакопление не прекращалось, и существовал постепенный переход от пермских к триасовым отложениям. Максимальная мощность свиты составляет 167 м, скв. 3 (6) [296].

В отложениях встречены многочисленные растительные отпечатки: *Koretrophyllites* sp., *Phyllotheca* sp., *Rufloia* cf. *olzerassica* (Gorel.) S. Meyen, *R.* cf. *brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, *R.* cf. *nephropsiphylla* S. Meyen, *Cordaites candalepensis* (Neub.), *C.* ex gr. *gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *C. oblongifolius* (Radc.) S. Meyen, *C. platyphyllus* S. Meyen, *C.* aff. *adleri* (Radc.) S. Meyen, *C.* ex gr. *angustifolius* (Neub.), *Lepeophyllum actaeonelloides* (Gein.) Radc., *Samaropsis* sp., *Cardiocerpus* sp. и пеллециподы *Abiella subovata* Jones [36], которые характерны для деленжинского, дулгалахского и хальпирского горизонтов Верхояно-Охотского региона, что соответствует биармийскому (P₂) и татарскому (P₃) отделам перми. Для СПК данных отложений характерно незначительное содержание пыльцы кордаитовых (до 16%) и хвойных (до 3%) при заметном преобладании грубошиповатых и ячеистых спор следующих видов: *Raistrickia abrupta* (Andr) Siv, *R. grandispinosa*, *R. muntongula*, *R. cornuta* (Andr) Siv, *R. heteromorpha*, *Neoraistrickia armipotena* (Andr.), *N. turmaensa* (Dr), *Npunetulosa papillaria* (Andr) Dr, *Dictyotriletes* sp., *Trachytriletes sibiricus* Hedv., *Circulisporites parvus* de Jers, *Leiotriletes triangulus* (Get). Пыльца гинкгосагообразных играет значительную роль, и ее содержание нередко достигает 25%. Среди руководящих форм преобладают: *Entylissacaperata*, *Marsupipollenites retroflexus* (Lub), *M. tunguskensis* (Lub), *M. subrotatus* (Lub). Охарактеризованный состав спорово-пыльцевых спектров позволяет датировать возраст вмещающих эти спектры отложений как средне-позднепермский [296] (БД R-50\R50_DB\ФАКТ\BPD\SBD\ANALIZ\Заключение_Александровой).

Онкучахская и булгунняхтахская свиты объединенные (P_{1-3он+blg}). В бассейне р. Удя пермские отложения плохо обнажены или мощность их столь мала, что разделить их не представляется возможным. Данные отложения сформировались в условиях озерно-аллювиальной равнины на незначительном удалении от береговой линии моря. Описание свит приведено выше. Общая мощность объединенных свит – 60–307 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На территории листа включает образования триаса, юры и мела.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения на площади листа представлены нижним отделом.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения этого возраста распространены в Хатангско-Нижнеленской СФО. В Бур-Уджинской СФЗ они представлены молодинской толщей, а в Буолкалах-Бурской СФЗ – улахан-юряхской и терютехской свитами объединенными.

Хатангско-Нижнеленская СФО

Бур-Уджинская СФЗ

Молодинская толща (Т_{ml}) сложена комплексом пород, в котором преобладают пирокластические разности вулканитов – туфы основного состава, изредка вулканогенно-осадочные разновидности – туффиты, туфопесчаники, а также, предположительно, эффузивные породы – покровы и потоки базальтов. Они слагают в целом линейную протяженную (>300 км) широкую (30–80 км) дискретную полосу неправильной формы, пересекающую всю площадь листа R-50 в северо-западном направлении от района устьевых частей рек Куойка и Мерчимден до устья р. Удя и пос. Сыскылах и имеющую продолжение как в северо-западном [40], так и в юго-восточном направлениях [38]. В ее пределах они всюду ассоциируют с одновозрастными и комагматичными им образованиями молодинского долеритового комплекса, образуя Молодо-Уджинский вулканический пояс.

В составе толщи в большей, восточной части этой полосы доминируют туфы от пепловых до агломератовых, обычно массивные, изредка грубослоистые, от витрокластических до ксенотуфов и ксенотуфобрекчий. Доля кластической составляющей псефитового размера колеблется в широких пределах – от 5–10 до 60 %, преобладающие размеры обломков – от 1 до 5 см; иногда они достигают 2 м в поперечнике. Обломки, сложенные базальтами разнообразной структуры и зернистости, массивными и миндалекаменными, обычно хлоритизированными и карбонатизированными, всегда угловатые. Ксеногенные обломки представлены преимущественно песчаниками перми, изредка – карбонатными и терригенными породами осадочного чехла платформы; иногда они сохраняют признаки первичной окатанности или представляют собой бикластиты. Цементирующая пепловая масса состоит из разноматричного витрофирированного материала, практически целиком замещенного комплексом низкотемпературных гидротермальных минералов, и разного количества терригенной примеси.

На некоторых участках (низовья р. Удя, среднее течение р. Чычах-Чымара, истоки рек Куойка, Сектелях и др.) в нижней части (около 50 м) раз-

реза толщи туфов появляются линзы и прослои, иногда достаточно многочисленные, вулканогенно-осадочных и терригенных пород – туффитов, туфопесчаников, реже – кварц-полевошпатовых и вулканомиктовых песчаников и туфоалевролитов мощностью 0,1–2,8 м [296].

Существенно иное строение имеют рассматриваемые образования в крайней северо-западной части площади листа R-50, на водоразделах рек Анабар, Удя, Кюрюктюр, Улегир, где в толще туфов появляются мощные пластообразные тела, часть которых рассматривалась [99, 301], как покровы и потоки базальтов; иногда они преобладают в разрезе. На подстилающих породах (обычно различных горизонтах сильно размытой, вплоть до подошвы, толщи терригенной перми, редко – на карбонатных отложениях среднего кембрия) залегают преимущественно туфы, местами – базальты; последние встречаются как в нижней, так и верхней частях разреза вулканогенной толщи, мощность и состав пород которой сильно разнятся.

Покровы сложены базальтами от тонкозернистых миндалекаменных, свойственных маломощным телам и приконтактным зонам мощных тел, до крупнозернистых, выполняющих центральные части мощных (до 120 м) покровов; по своим характеристикам они аналогичны долеритам одновозрастных и комагматичных им силлов, ассоциирующих с туфогенной толщей на всех участках ее развития. Нижние контакты тел резкие, породы подошвы брекчированы, кальцитизированы, ожелезнены в зоне мощностью до 0,4 м.

В нижней части толщи тела базальтов обычно имеют мощность до 20 м, сложены средне- и крупнозернистыми породами пойкилофитовой, офитовой, долеритовой, в краевых зонах – порфировой и интерсертальной структур. В петрохимическом отношении они представляют собой меланократовые породы, бедные щелочами, натриевой, реже – калиево-натриевой серии, идентичные среднему составу интрузивных сибирских траппов. Ассоциирующим с ними туфам свойственны близкие петрохимические и геохимические характеристики.

Средняя часть толщи сложена ограниченными по площади потоками умереннощелочных порфировых среднезернистых базальтов с обломками мелкозернистых разностей размером 5–30 см. Структура пород обычно гломеропорфировая, с микролитовой и гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены моноклинным пироксеном, рудным, иногда – оливином и плагиоклазом, составляющими 15–20 % объема породы. По своим химическим особенностям они относятся к калиево-натриевой серии, отличаясь от базальтов «нормального» ряда несколько повышенным содержанием щелочей и большей основностью. Геохимические особенности этих пород аналогичны базальтам нормального ряда.

Верхняя часть разреза толщи, к которой отнесены тела, бронирующие поверхность горы Эбе-Хая, а также и вскрытые скв. 2 (4) [296] в долине руч. Кюрюктюр, сложена двумя мощными покровами. Нижний из них имеет мощность 80–120 м, верхний – 47–85 м. Между покровами залегает горизонт полимиктовых песчаников мощностью в несколько метров. Покровы сложены клинопироксеновыми трахидолеритами с вкрапленниками пироксена и амфибола диаметром до 5 мм. Контактные изменения подстилающих пород выражены очень слабо. Трахидолериты имеют порфировую, реже гломеро-

порфиновую структуру; порфиновые вкрапленники представлены моноклинным пироксеном, базальтической роговой обманкой, плагиоклазом, реже – рудным, апатитом и биотитом. По химическому составу породы относятся к образованиям умереннощелочного ряда; от рассмотренных выше отличаются более высокими содержаниями кремнезема и щелочей при пониженных содержаниях TiO_2 , FeO , MgO [301].

С каждой из перечисленных разновидностей базальтов ассоциируют пласты туфов соответствующего состава, обычно витро-литокластических лапиллиевых, изредка – пепловых, а также горизонты туфогенно-осадочных пород. Мощность тел туфов резко переменная; максимальные мощности (до 42 м) свойственны нижней части разреза толщи.

Особенности химического состава рассмотренных выше образований в бассейне низовьев р. Удя свидетельствуют, что эта крайняя западная часть полосы развития нижнетриасовых вулканитов представляет собой область, в которой совместились проявления трапповой и трахидолеритовой магматических формаций (БД R-50\R50_DB\ФАКТ\BPD\SBD\ANALIZ\Аналитика\Химанализы предшественников.xlsx). По мнению М. Д. Томшина [171], первым этапом активизации магматических процессов явилось формирование магматитов трапповой формации, слагающих нижние части рассмотренной толщи. На втором этапе произошло внедрение щелочных оливин-базальтовых расплавов и образование Эбехаинского дайкового пояса трахидолеритов и монзонит-порфиоров и, видимо, ассоциирующих с ними пирокластических пород. Образование этого пояса связывается с началом заложения Лено-Анабарского краевого прогиба и возникновением разломов глубокого заложения субширотного простирания, являвшихся проводниками существенно щелочных расплавов.

С вулканогенными стратифицированными образованиями генетически связаны субвулканические и жерловые образования вулканических аппаратов (рассматриваются в гл. «Магматизм»). Химический состав выполняющих их пород не отличается от состава рассмотренных выше образований.

Мощность толщи чрезвычайно изменчива – от 10 до 220 м [294, 296, 301].

Молодинская толща почти на всех участках своего развития залегает на терригенных породах перми, очень редко – на карбонатных отложениях кембрия. Обычно считается, что образованию толщи вулканитов предшествовал перерыв в осадконакоплении и глубокий размыв.

Но во время проведения в северо-западной части листа R-50 ГГС-50 [296] в среднем течении р. Чытах-Чымара скв. 2 (4) был вскрыт разрез, в котором в инт. около 40 м наблюдался постепенный переход от терригенной толщи перми (вскрытая мощность около 100 м) к перекрывающей ее вулканогенной триасовой (видимая мощность более 120 м). В этом интервале кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, иногда с гравием и галькой, с линзами углей, и алевролиты чередуются с горизонтами туфов от мелкого до крупнообломочных мощностью 0,5–2,5 м, и при этом сами иногда содержат примесь туфогенного материала. Возраст нижней – заведомо терригенной части разреза – на основании изучения обширных спорово-пыльцевых спектров установлен как позднепермский.

Определение возраста вулканогенных образований не проводилось, и поэтому на примере этого разреза следует, видимо, говорить не о хронологической границе перми и триаса, а о границе между терригенной и вулканогенной формациями и ее характере. Почти общепринятой является точка зрения, в соответствии с которой эти две границы совмещаются, а этому рубежу соответствует эпоха перерыва и тектонической перестройки структурного плана региона. При этом результаты геохронологических исследований, полученные с применением протонного микроанализатора, показывают, что практически вся вулканогенная толща относится к инду и сформировалась она в течение менее чем 1 млн лет [201].

Однако Г. Н. Садовников, сопоставляя результаты изучения палеофлористических комплексов, пелеципод, конхострак и остракод из вулканогенно-осадочной толщи со стратотипическими районами пермских образований – Кузбассом и др. [155], считает, что возраст большей части вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы следует считать позднепермским. В его построениях выделяются два типа границ, разделяющих терригенную и вулканогенную формации. Одна из них, обычно резкая, с признаками размыва и высокими мощностями грубообломочных вулканитов свойственна участкам палеоподнятий, в пределах которых располагались, видимо, центры извержений. Вторая характерна для палеодепрессий, разделявших участки извержений, в которых накапливались более мелкообломочные породы меньшей мощности, в том числе и вулканогенно-осадочные, чередующиеся часто с пластами продолжавшего поступать в зоны седиментации терригенного материала; характер перехода от одной формации к другой в этом случае выглядит постепенным.

Видимо, долина р. Чычях-Чымара относится к участкам второго типа. Однако из этого не следует, что на других участках, где фиксируется четкая граница между типичными терригенными и вулканогенными образованиями, она сопровождается существенным временным перерывом. Естественно, при этом нельзя отождествлять эту вещественную границу с хронологической, разделяющей отложения пермского и триасового возрастов: последняя может располагаться как выше, так и ниже нее.

Близки к этому выводы А. Ю. Егорова [246], в соответствии с которыми глубина размыва между пермскими и триасовыми образованиями оценивается в зависимости от типа конседиментационных структур – в прогибах она меньше, чем на поднятиях. От этого зависит и полнота разрезов триаса, которые в прогибах начинаются с индского времени, а на поднятиях – с оленёкского. При этом на границе развиваются соответственно или конгломераты, или коры выветривания.

Следует учитывать также, что площадь развития молодинской толщи находится в непосредственной близости от фациальной границы, разделяющей области вулканогенного и терригенного стилей осадконакопления в раннем триасе. Последняя была изучена в бассейне среднего течения р. Бур, где инд начинается с пачки туфопесчаников, туфоалевролитов и вулканомиктовых песчаников; псефитовые породы содержат большое количество обломков туфов и базальтов [44]. Эта граница между областями проходит скорее всего в запад–северо-западном направлении, параллельно северной границе обла-

сти распространения вулканитов в современном эрозионном срезе, а на площади листа R-50 – в пограничной зоне Анабаро-Оленёкской антеклизы и Лено-Анабарского краевого прогиба, перекрытой юрскими образованиями.

Перекрывается молодинская толща терригенными образованиями юры, залегающими на ней с разрывом, видимо, достаточно глубоким. Она сохранилась в основном на участках, где туфы «армированы» ассоциирующими с ними интрузиями молодинского комплекса, и в понижениях, аналогичных долине р. Чычах-Чымара.

Следуя традиции и принятой в легенде [114] системе стратификации верхнепалеозойской–нижнемезозойской части разреза и не имея в настоящее время надёжного способа ее опровержения, мы оставляем за молодинской толщей раннетриасовый возраст. Это согласуется также и с результатами геохронологических определений, полученных австралийскими исследователями с применением комплекса изотопных методов (U-Pb, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) на протонном микроанализаторе, показывающих, что вся толща преимущественно эффузивных образований в северных частях лавового поля Тунгусской синеклизы образовалась за весьма короткий отрезок геологического времени – около 1 млн лет и соответствует по возрасту (от $251,7 \pm 0,3$ до $250,2 \pm 0,3$ млн лет) [201] самой нижней части триасового периода.

Органические остатки в рассматриваемых образованиях на территории работ не обнаружены. В истоках р. Молодо (лист R-51) из туфопесчаников, залегающих под покровом базальтов, выделены два спорово-пыльцевых комплекса, в составе которых определены *Marrattisporites*, *Osmundacidites*, *Chomotriletes*, *Selaginella*, *Aratrisporites*, *Protobietipites*, *Podozamites*, *Psophosphaera*, *Tobites*. Они позволяют датировать вмещающие их породы первой половиной индского века [38].

Хатангско-Нижнеленская СФО

Буолкалах-Бурская СФЗ

Улахан-юряхская и терютехская свиты объединенные (T_{ujr}+tr?). Образования этого стратиграфического уровня на территории листа R-50 залегают на пермских отложениях и повсеместно перекрыты более молодыми отложениями. Они выделяются только на разрезах к геологической карте на основании геофизических данных и экстраполяции со смежных территорий. Улахан-юряхская свита представлена вулканомиктовыми песчаниками, песками и алевролитами, пестроцветными аргиллитами и глинами с включениями сидеритовых и фосфатосодержащих конкреций, обугленной древесины, в основании – конгломераты. Терютехская свита – глины, прослой и линзы алевролитов и песчаников, в верхней части линзы, конкреции и конкреционные прослой известняков. Общая мощность – 0–70 м.

Кора выветривания. На междуречье Майат–Булгунняхтах на нижнепермских породах установлена остаточная кора выветривания. Она представлена дезинтегрированными песчаниками, алевролитами и глинистыми алевролитами, преобразованными в глинистые пески со следами слоистости, унаследованной от субстрата. В песках наблюдаются гнезда и прожилки

глин, окрашенных гидроокислами железа в красно-бурый цвет. Мощность коры выветривания – 3–5 м [46]. На терригенных отложениях перми в пределах Уджинского поднятия также развита маломощная кора выветривания [296]. Она представлена желто-серыми глинами с редкими небольшими линзами углистых алевролитов мощностью до 1 см. Мощность коры выветривания – 0,15 см. Нижняя и верхняя границы резкие, четкие, неровные. Несколько иное строение имеет кора выветривания, закартированная в бассейне р. Удя. Здесь сохранилась только нижняя часть этой коры, представленная каолинизированным элювием пермских пород. Окраска светло-серая, белесая, с желтоватым оттенком, редко желто-серая, которая зависит от количества глинистого материала в породах. Состав глинистого материала преимущественно монтмориллонитовый, реже каолинитовый и гидрослюдистый. Мощность коры выветривания колеблется от 0,2 до 1,5 м. Кора выветривания на этих участках перекрывается толщей нижнеюрских отложений. Возраст данной коры выветривания принимается как средний триас–начало ранней юры [36], по нашему мнению, скорее средний–поздний триас.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения данного возрастного диапазона залегают в основании мощного разнофациального комплекса юрско-меловых отложений, знаменуя собой начало нового этапа в развитии мезозойских осадочных бассейнов севера Сибири.

Они дугой шириной до 10–20 км обрамляют с севера и запада Оленёкский свод, входя в состав Лено-Анабарской СФЗ Лено-Енисейской СФО с преимущественно морским типом седиментогенеза. Представлены кыринской свитой, развитой в Лено-Оленёкской СФпЗ.

Лено-Оленёкская СФпЗ

Кыринская свита (T_3-J_{kr}) выделена в 1985 г. В. П. Девятовым и А. М. Казаковым. Стратотип расположен на р. Кыра-Хос-Терюттях (лист R-51). В стратотипической местности свита залегают со стратиграфическим несогласием и базальными конгломератами в основании на пермских и ранне-триасовых образованиях. Выше конгломератов залегают пачка линзовидных переслаивающихся (от 5–15 до 25 см) песчаников, алевролитов (от 1–10 до 15–20 см) и глин (15–20 см). В мелких линзах отмечаются галька, гравий, углефицированный детрит, обломки минерализованной древесины и каменный уголь. В этой пачке в многочисленных обнажениях и расчистках собраны остатки рэтских фоссилей. В 1989 г. в обрывах руч. Кыстык-Хая-Юряге (бассейн р. Келимяр, лист R-51) эта базальная часть была выделена Р. О. Галабалой [21] в булунканскую пачку. Решением СибРМСК от 22.12.2008 г. за № 27 эта пачка была включена в состав кыринской свиты нижней юры. Основанием для этого является согласный контакт этой пачки с вышележащими ранне-геттангскими глинистыми отложениями. Однако, по всей видимости,

рэтские отложения развиты фрагментарно в пределах палеодепрессий. В то же время булунканская пачка является высокопродуктивным промежуточным алмазонасным коллектором и под этим именем широко известна в литературе.

На большей части территории работ, отличающейся крайне слабой степенью обнаженности, вскрываются только горизонты, относящиеся к юрской системе. Разрез рассматриваемых пород сложен слабосцементированными серыми и зеленовато-серыми алевролитами, их глинистыми разновидностями, глинами и мелкозернистыми песчаниками, содержащими маломощные линзы мелкогалечных конгломератов. По всему разрезу наблюдаются конкреции, сложенные известняками, алевролитами и реже песчаниками с карбонатным цементом. Преобладающими породами являются глинистые алевролиты. Для рассматриваемых отложений характерна значительная пиритизация и присутствие многочисленных обломков окаменелой и обугленной древесины.

В породах этой части разреза найдены остатки пелеципод: *Pleuromya* cf. *galathea* Ag., *P. liasica* Kosch., *Harpax laevigatus* Orb., *H. spinosus* Sow., *H. terquemi* Desl., *Myophoria laevigata* Ziet., *Turbo khudyaevi* Pcel., *Homomya obliquata* Phill., *Leda* cf. *formosa* Voron. sp. nov., *Lima* sp. indet; аммонит *Amaltheus margaritatus* Montf.; фораминиферы *Hyperammia aeglecta* Gerke et Sossip., *Glomospira* ex gr. *gordialis* (Parker et Jones), *Trochammina inusitata* Schleifer, *T. lapidlosa*(?) Gerke et Sossip., *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Rectoglandulina pseudovulgata* Gerke, *Marginulina sabamica* Gerke, *M. arctica* Schleifer, *M. spinata* Terquem var. *orbicularis* Gerke et Sossip., *M. turbiformis*(?) Schleifer, *Lenticulina (Marginulinopsis) hatangensis* Gerke, *L. (Astacolus) fortunata* Schleifer, *L. (Lenticulina)* ex gr. *münsteri* (Roemer), *Ogmo concha olenekensis* Gerke et Lev., *Nodosatia*(?) aff. *metensis* Terquem. Указанные формы характерны для плинсбахского яруса [308].

Только в одной точке восточнее Томтора в песчаниках обнаружена фауна: *Ochotomya* aff. *terechovae* Polubotko, *Meleagrinnella*(?) sp. indet., *Unionites*(?) sp. indet. (сбор 2016 г.). Остатки двустворок датируют вмещающие их отложения как позднеюрские–рэтские (верхний отдел триасовой системы). Данные отложения на предыдущих картах не отмечались. По всей видимости, именно эти отложения могли служить промежуточным коллектором эбеляхских алмазов. Мощность свиты – до 150 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Осадки этого возраста развиты на северной окраине листа R-50, где они слагают северный борт Анабаро-Оленёкской антеклизы. По особенностям формирования, преобладающему характеру осадконакопления, типам разрезов юрско-меловые образования подразделяются на три структурно-формационные области: Анабаро-Оленёкскую, Лено-Енисейскую и Лено-Вилуюскую. В Анабаро-Оленёкской СФЗ стратифицированные континентальные образования сохранились только в карстовых полостях и выделены в Восточно-Анабарской СФЗ. В составе Лено-Анабарской СФЗ Лено-Енисейская СФО выделяются две структурно-формационные подзоны (СФПЗ) – Буолкалахская и Лено-Оленёкская, которые различаются некоторыми особенностями строе-

ния и полнотой слагающих их типов разрезов, количеством и объемом перерывов и несогласий.

Крайне незначительные выходы нижнеюрских отложений, представленные моторчунской свитой выделены в Жиганско-Джарджанской СФпЗ Лено-Алданской СФЗ Лено-Вилуйской СФО.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лено-Енисейская СФО, Лено-Анабарская СФЗ

Буолкалахская СФпЗ

Отложения данного возраста представлены чымарской и курунгской свитами объединенными (*J₁ct+kn*). На ГК-1000 R-(50)-52 [37] они картировались как плинсбах-тоарские отложения нерасчлененные.

Чымарская свита залегает со стратиграфическим несогласием на верхнепротерозойских и пермских образованиях. В основании разреза залегают кварц-полевошпатовые песчаники с многочисленными линзовидными слоями конгломератов. Конгломераты содержат от 50 до 80 % гальки, гравия, валунов и глыб. Обломочный материал представлен в основном долеритами, базальтами и их туфами, кремнистыми породами, доломитами и, в меньшей мере, полимиктовыми и кварцитовидными песчаниками, алевролитами, нефелинсодержащими щелочными породами, кварцевыми порфирами, трахидолеритами, трахидолерит-порфирами, окаменелой древесины (0,2–0,5 м в поперечнике), реже встречаются ортофиры, андезиты, граниты, гранодиориты, метаморфические породы. В гальке конгломератов найдены обломки колониальных кораллов *Favosites cf. gothlandicus* Lam. (лландовери–венлоксилурийского). Мощность базальной пачки – 5–15 м. Выше по разрезу наблюдается толща переслаивающихся мелкозернистых зеленовато- и коричневатого-серых кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и глинистых алевролитов, местами с алевролитистыми известняками. По всему разрезу толщи распределены редкие линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов, включения гравия и гальки, единичные валуны, обломки окаменелой и обугленной древесины и конкреционные образования известняков, алевролитистоглинистых известняков, алевролитов и песчаников с карбонатным цементом. Иногда линзовидные конкреции располагаются цепочкой, образуя своеобразный горизонт, протягивающийся на расстояние 2–2,5 км. Для толщи характерно большое количество песчаников (60–70 % от объема толщи). Мощность свиты изменяется от 80 до 180 м. Свита является фаціальным аналогом верхней части кыринской свиты. Согласно серийной легенде [114], возраст свиты геттангский–плинсбахский. На территории работ в породах найдены остатки пелеципод: *Tancredia schiriaevi* Bodyl., *T. kuznetsovi* Petr., *Harpax laevigatus* Orb., *H. terquemi* Desl., *H. originalis* Kosch., *H. cf. melodonensis* Kosch., *H. spinosus* Sow., *H. nodosus* Polub., *Myophoria laevigata* Ziet., *M. cf. lingonensis* Dum., *Meleagrinnella tiungensis* Petr., *Pleuromya galathea* Agass., брахиоподы *Rhynchonella* sp., гастроподы *Pleurotomaria* sp., *Turbo* sp., фораминиферы, по определению О. Э. Лев, представленные *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et

Sossip., *A. ex gr. asper* (Terq.), *Trochammina lapidosa* Gerke et Sossip., *T. ex gr. inflata* (Montagu), *T. inusitata* Schleich., *Saccammina* sp., *Glomospira* ex gr. *gordialis* (Park. et Jon.), остракоды *Ogmoconcha* sp., аммониты *Amaltheus margaritatus* Montf. и другие органические остатки, которые характерны для плинсбахского яруса [46, 296, 301, 347].

Курунгская свита выделена ранее как курунгская толща. В пределах изученной территории залегает согласно на кыринской или чымарской свитах. Граница проводится в основании горизонта черных глин или аргиллитов с характерной тоарской фауной. Она состоит из тонко переслаивающихся глинистых алевролитов и алевролитистых глин. В основании пачки наблюдаются линзовидные скопления мелкой хорошоокатанной гальки и гравия кремнистых пород, кварца, базальтов и их туфов. На большей части территории свита фациально выдержана, разрез формировался в нормальных морских условиях, мощность его сокращается в западном направлении от 30 до 5 м. В этой пачке встречены характерные для тоарского яруса пелециподы: *Leda jacutica* Petr., *Mytiloides* aff. *marchaensis* Petr., *M. cf. amygdaloides* Goldf., остракоды *Camptocythere mandelstami* Gerke et Lev., *C. porrecta* Gerke et Lev., аммониты *Pseudolioceras*(?) sp., *Phylloceras* sp. indet. [308].

Мощность отложений чымарской и курунгской свит объединенных изменяется от 90 до 210 м.

Лено-Вилюйская СФО

Лено-Алданская СФЗ, Жиганско-Джарджанская СФпЗ

Незначительный выход пород находится в юго-восточной части территории листа и представлен моторчунской свитой.

Моторчунская свита (*J₁mt*) трансгрессивно залегает на отложениях кембрия. Вскрыта линиями горных выработок в районе трубки Аэрогеологическая. В основании залегают конгломераты зеленовато- и голубовато-серые с глауконитом и обломками окаменелых и пиритизированных деревьев с многочисленными створками и раковинами пелеципод. Выше по разрезу наблюдаются кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями глин. В глинах отмечаются многочисленные ходы червей, реже – фауна пелеципод. Максимальная вскрытая мощность – 7 м. На основании находок фауны *Harpax* sp., *Harpax laevigatus* Orb., *Gastropoda* den. indet. раннеюрского возраста отложения отнесены к моторчунской свите.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Лено-Енисейская СФО

Лено-Анабарская СФЗ, Буолкалахская СФпЗ

Данные отложения представлены чюэмпейской толщей. На ГК-1000 R-48-(50) [36] они картировались как байос-батские отложения и распространены к северу от выходов осадков нижней юры.

Чюэмпейская толща ($J_2^{\text{Ср}}$) залегает с размывом на курунгской свите. Повсеместно в основании разреза средней юры залегает маркирующая пачка слабосцементированных тонкозернистых лептохлоритовых кварц-полевошпатовых песчаников (1,5–6 м) желтовато-зеленого цвета, содержащих линзы (0,1–0,5 м) галечников или рассеянную гальку, гравий и редкие валуны. А там, где этой пачки нет, нижняя граница проводится по появлению в разрезе характерных для средней юры видов двустворок *Retroceramus*. Крупнообломочный материал представлен кремнистыми породами, долеритами, базальтовыми порфирами, кварцем, песчаниками, реже эффузивами кислого состава, доломитами и известняками.

Выше по разрезу наблюдается однообразная толща переслаивающихся (через 0,1–8 м) кварц-полевошпатовых алевролитов, глинистых алевролитов и алевритистых глин со слоями (0,5–1 м) мелкозернистых песчаников. Глинистые алевролиты тонкогоризонтальнослоистые. В остальных породах наблюдается пологая косая и волнистая слоистость. Преобладающими породами в разрезе являются алевролиты. Характерными для всей толщи являются взаимные переходы перечисленных пород по площади. В этой толще встречаются известковые конкреции (0,2–0,4 м) и мелкие конкреции (0,01–0,1 см) пирита, обломки обугленной и окаменелой древесины, а также рассеянные, хорошоокатанные гальки кремнистых и изверженных пород. Мощность отложений изменяется от 35 до 90 м.

По всему разрезу среднеюрских отложений встречены многочисленные остатки пелеципод: *Mytiloceramus* ex gr. *ambiguus* Eichw., *M. porrectus* Eichw., *M. kystatymensis* Kosch., *Arctotis sublaevis* Bodyl., *A.* ex gr. *lenaensis* Lah., *A. tolmachevi* Kosch., *Pleuromya sibirica* Kosch., *Homomya obscondita* Kosch., *H.* cf. *lepidena* Kosch., *H.* cf. *accepta* Kosch., *Entolium* cf. *demissus* Phill., *Corbicella* cf. *schmidti* Grep.; остракод: *Camptocythere elongate* Lev., *C. nordvikensis* Sharap.; фораминифер: *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *A.* ex gr. *asper* (Terquem), *Vernenilina sibirica* Mjatl., *Haplophragmoides(?) memorabilis* Scharovskaja, *Trochammia praesquamata* Mjatl., *T. jacutica* Lev., *Frondicularia spatulata* Terquem, *Glomospira* ex gr. *gordialis* Park. et Jon., *Lingulonodosaria nobilissima* Scharov., *Astacolus inconstans* Schwag., которые позволяют датировать вмещающие фауну породы аален-батским возрастом [36, 308].

Лено-Енисейская СФО

Лено-Анабарская СФЗ, Лено-Оленёкская СФпЗ

В пределах этой СФпЗ распространена чекуровская свита. Ее обнаженность крайне плохая и большая часть прослежена по элювиально-делювиальным высыпкам.

Чекуровская свита ($J_2^{\text{Ск}}$) залегает трансгрессивно на глинистых породах курунгской свиты. Разрез сложен чередующимися пачками песчаных алевролитов и глин с линзами мелкогалечных конгломератов в основании разреза. Нижняя часть разреза представлена слабосцементированными глинистыми алевролитами с бурыми пятнами гидроокислов железа. Последние связаны с окислением пирита, стяжения которого часто наблюдаются в

породах. По всему разрезу нижней части встречаются конкреции известняков размером 0,2–0,4 м в поперечнике. Верхняя часть разреза сложена аргиллитоподобными алевролитовыми глинами, переслаиваемыми с глинистыми алевролитами. Мощность прослоев глин колеблется от 0,2 до 5 м, алевролитов – 0,1–0,5 м. Переходы между ними постепенные. В разрезе преобладают глины. Породы содержат конкреции известняков, по морфологическим признакам аналогичные таковым из нижней части разреза, а также мелкие стяжения марказита. Мощность свиты – 65–75 м. В свите обнаружены остатки пелеципод: *Arctocotis lenaensis* (Lab.), *A. sublaevis* Bodyl., *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* (Keys.), *R. ambiguus* (Eichw.), *Cyprina oleneki* Ersoh., *Homomya lepideta* Kosch., *Pleuromya decurtata* (Phill.), *P. sibirica* Kosch. и др. В верхней части разреза мощностью 20–30 м встречаются *Retroceramus porrectus* (Eichw.), *Modiolus czekanowskii* Lah., *Solemya strigata* Lab. и др. Приведенный комплекс пелеципод, по мнению Н. И. Шульгиной и Е. С. Ершовой, типичен для отложений байосского и батского ярусов севера Сибири. Этот же возраст подтверждается наличием фораминифер: *Verneuilina tertia* Scharov., *V. sibirica* Mjatl., *Genitizinita crassa* Mjatl., *Marginulina septentrionalis* Scharov., *Globulina praecicrumphlua* Gerke, *Trochammina jacutica* Lev, *Dentalina gumbeli* Schwag., *Haplophragmoides* ex gr. *memorabilis* Scharov. (определения В. А. Басова), а также находкой позднебатского аммонита *Oxycerites jugatus* Ersch. et Meled. [44, 308].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лено-Енисейская СФО

Лено-Анабарская СФЗ

Буолкалахская свита (J_3 – K_{1bl}) развита в пределах северной части территории работ и слагает фрагментарные участки в пределах Уджинского поднятия. На ГК-1000 R-48-(50) [36] эти отложения закартированы как кимериджский ярус верхней юры, верхняя юра или берриаский–валанжинский ярусы нижнего мела. Однако изучение комплекса фауны показало, что возраст данных отложений – титон–берриасский. Исключение составляют отложения, которые картировались как нижнемеловые. Часть этих отложений перешла к вышележащей (кигиляхской) свите, поскольку в них найдена валанжинская фауна. Свита залегает на размытой поверхности отложений средней юры или перми. В ее строении участвуют глинистые алевролиты, песчаники с линзами конгломератов и гравелитов. В разрезе можно выделить две пачки: нижнюю – песчано-гравелистую (2–5 м) и верхнюю – глинисто-алевритовую (10–40 м).

Породы нижней пачки представлены разнозернистыми песчаниками темно-серыми, бурыми до серо-зеленых, со слоистой или волнисто-слоистой текстурой с линзовидными прослоями (от 0,1 до 2 м) гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Содержание гравия в них колеблется от 10 до 40%. Цемент представлен кальцитом, сидеритом, фосфатами кальция, железистым хлоритом, глауконитом и лимонитом. Крупнообломочный материал хорошо

окатан и представлен кремнистыми породами, яшмами, песчаниками, фосфоритами, аргиллитами, трахидолеритами, эффузивами кислого и основного составов, туфами, реже гнейсами, амфибол-гиперстеновыми плагиогнейсами, гранитоидами и долеритами. Фосфориты, присутствующие в виде желваков (2–20 см в диаметре) в песчаниках, составляют 3–5 % породы с содержанием P_2O_5 до 16–20 %. По наличию в нижней пачке большого количества растрвов белемнитов эти породы выделены в маркирующий горизонт, названный В. Н. Саксом и Н. И. Шульгиной (1959 г.) «белемнитовым». Из остатков белемнитов здесь обнаружены *Lagonibelus (Lagonibelus) superelongatus* Blüthg.; *L. (L.) aff. klamathonae* And., *Pachyteuthis (Pachyteuthis) obliquespinata* Pomp., *P. (P.) apiculata* Sachs et Naln., *P. insignis* Sachs et Naln., *P. subbreviaxis* Sachs et Naln.; аммонит *Taimyrosphinctes excentricus* Mes. Пелециподы представлены *Anaucella pallasi* Keys., *Astarte (Astarte) cf. lopsiaensis* Zakh., *Buchia Lindstoemi* (Sok.), *B. cf. volgensis* (Lah.), *Exogyra cf. vargula* Defr., *Pleuromya egregia* Geras., *Tancredia sytchevi* Bodyl., *Modiola cf. strajeskiana* Obr. [36, 296]. Указанный фаунистический комплекс позволяет отнести эти породы к ранне-средневожжскому региоарусу (титонский ярус).

Верхняя пачка сложена серыми или буровато- и зеленовато-серыми глинистыми алевролитами. Они сильно пиритизированы и содержат в нижней половине пачки включения мелких шаровидных фосфоритовых конкреций. В последних присутствует большое количество обугленных растительных остатков. Венчается разрез песчаниками с глауконитом. Встречены обломки аммонитов рода *Chetaites* и пелеципод: *Buchia fischeriana* Orb., *B. lahuseni* Pavl., *B. terebratuloides* Lah., единичные экземпляры фораминифер: *Evolutinella emeljanzevi* Scherif., *Haplophragmoides* ex gr. *infracretaceous* Mjatl., *Recurvoides obskiensis* Roman., *Lenticulina cf. latiformis* Chapm., *L. aff. multicius* Zasp., *Marginulina cf. formosa* Mjatl., *M. zaspelovae* Roman. [36], характерные для титон-берриасского ярусов (вожжский–низы рязанского яруса по Борельному стандарту Сибири [85]). На основании вышеизложенного, возраст буолкалахской свиты – позднеюрский – (титон)-раннемеловой (берриас). Общая мощность – 15–45 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

В пределах рассматриваемой территории породы меловой системы представлены нижним отделом. Они развиты в Буолкалахской СФпЗ Лено-Анабарской СФЗ Лено-Енисейской СФО и Восточно-Анабарской СФЗ Анабаро-Оленёкской СФО.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лено-Енисейская СФО

Лено-Анабарская СФЗ, Буолкалахская СФпЗ

Отложения данного возраста представлены кигилляхской свитой.

Кигилляхская свита (К_{kg}) согласно перекрывает отложения буолкалахской свиты и развита локально на самом севере территории листа. Ниж-

няя граница проводится по подошве песчаниковой пачки с характерной валанжинской фауной. Свита представлена главным образом кварц-полевошпатовыми алевролитами и слабосцементированными песчаниками, в меньшей мере глинистыми алевролитами. Последние сосредоточены в низах и середине разреза в виде линзовидных прослоев (до 1–5 м) протяженностью до сотен метров. Породы содержат линзовидные и шаровидные конкреционные известковые образования (0,2–3 м) из плотных песчаников и алевролитов, обильные включения обугленных растительных остатков и редкие линзы угля (5–10 см) протяженностью до 1–1,5 м. Свита фациально изменчива [41], является переходной между морскими и вышезалегающими континентальными образованиями. На территории работ сохранилась лишь ее нижняя часть мощностью не более 60 м.

Валанжинский возраст кигилляхской свиты установлен по остаткам двустворок *Buchia keyserlingi* (Trautsch.), *B. sublaevis* Keys., *B. uncitoides* Pavl., *Polyptychites ramolicoste* (Pavl.), *P. stubenendorfii* Schm.

Анабаро-Оленёкская СФО

Восточно-Анабарская СФЗ

Карстовая толща ($K_1?kr$) выделяется впервые, соответствующие изменения предлагается ввести в Легенду Анабаро-Виллюйской серии. Терригенные континентальные отложения, датируемые нижним мелом, ограничено распространены в пределах Анабаро-Уджинского междуречья, где они выполняют эрозионно-карстовые депрессии.

Терригенные континентальные отложения, датируемые нижним мелом ($K_1?$), ограничено распространены в пределах Анабаро-Уджинского междуречья, где они выполняют эрозионно-карстовые депрессии.

В результате поисковых и разведочных работ выявлено свыше 300 палеодепрессий [145, 245, 302, 303]. Большая их часть (более 200) располагается на левобережье р. Эбелях, в поле развития легко карстующихся доломитов анабарской свиты среднего кембрия. Около 1 % депрессий выявлено в зоне фациального замещения известняков силигирского и джахтарского горизонтов доломитами анабарской свиты. Помимо литологического фактора, установлена связь депрессий с зонами трещиноватости северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений, вдоль которых они располагаются. Размеры и формы депрессий в плане весьма разнообразны: изометричные имеют диаметр от 15 до 2000 м, вытянутые до 3000 м, глубина большинства депрессий – около 30 м, но иногда достигает 140 м.

В основании разрезов всегда развита домеловая кора выветривания, представленная глинами каолинового и гидрослюдистого составов, доломитовой мукой с обломками подстилающих пород. Практически повсеместно меловые отложения перекрыты неогеновыми(?) и четвертичными осадками.

Характерный разрез вскрыт в верховьях р. Бильях скв. С-371 (7), мощность меловых отложений составляет 133 м – максимальная мощность для всего Эбеляхского района [301]. Отложения представлены переслаиванием полевошпат-кварцевых песков и глин с включениями гальки кремней, кварца

и плохоокатанных обломков карбонатных пород, насыщены углисто-сажистым материалом, крошкой и обломками угля и обугленной древесины. В основании – дресвяно-щелнистый элювий анабарской свиты среднего кембрия.

Стратиграфия меловых отложений, выполняющих эрозионно-карстовые депрессии, основывается на палинологических данных [145]. Была проведена ревизия многочисленных СПК (из 208 образцов) и установлена определенная закономерность их распространения по разрезу. При этом отмечается, что нормальное залегание пород часто нарушено вследствие обрушений и проседаний в карстовых полостях; отложения часто заражены чужеродной пылью, как в результате переотложения, так и в результате циркуляции карстовых вод.

В Эбеляхском районе, в глубокой карстовой воронке, где мощность отложений достигает 100 м, по нескольким скважинам был составлен опорный разрез, состоящий из двух седиментационных циклов.

Нижний цикл представлен переслаиванием песков и слабосцементированных песчаников с глинами, аргиллитами и алевролитами. Осадки содержат гальку хорошоокатанных кремней и плохоокатанные обломки кембрийских доломитов, включения углисто-сажистого вещества и угольную крошку. В присклоновых частях встречаются линзы глин со щебнем местных пород. Пески и песчаники разнозернистые, несортированные, с угловатой формой обломков, слоистость практически отсутствует. По составу кварцевые (кварца 85–90%), обломки полевого шпата и кремнистых пород – 10–15%. Цементом служит глинистая масса, в составе которой преобладает каолин, в незначительном количестве определяется гидрослюда. Тяжелая фракция песков характеризуется циркон-ильменит-альмандиновой ассоциацией. Аргиллиты уплотненные коричневого и буровато-коричневого цветов. Угли различаются степенью преобразования органического вещества – от слаболитифицированных торфоподобных до сильно метаморфизованных жирных коксовых углей. Последние встречаются в осадках, обогащенных пермской пылью. Из отложений нижнего цикла выделен разнообразный палинологический комплекс, позволяющий предположительно датировать его берриасом-валанжином. Мощность изменчива, максимальная – более 50 м, отмечена в глубоких депрессиях, в депрессиях глубиной менее 50 м нижний цикл не прослеживается.

Граница нижнего и верхнего циклов проходит по горизонту крупноглыбового коллювия, фиксирующего перерыв в осадконакоплении. В составе горизонта выделяются (снизу вверх): 1 – брекчия из обломков доломитов, разделенных трещинами на отдельные блоки; 2 – ожелезненная тонкозернистая рыхлая порода с реликтами угловатых обломков, пропитанная гидроокислами железа с образованием лимонитовых корочек; 3 – доломитовая мука ожелезненная с редкими обломками доломитов; 4 – доломитовая брекчия – обломки доломитов, сцементированные ожелезненным доломитовым мелкозерном. Максимальные мощности (до 15 м) отмечены в прибортовых частях депрессий.

Осадки верхнего цикла выполняют большинство карстовых депрессий района. Представлены они аналогичными литологическими разностями, что и в нижнем цикле. Основное отличие отмечено в составе тяжелой фракции –

верхний цикл характеризуется циркон-ильменитовой ассоциацией при незначительном содержании альмандина. Характерна высокая изменчивость состава и строения отложений как по простиранию в пределах одной депрессии, так и по разрезу. Залегают эти отложения со следами перерыва на коллювиальном горизонте или непосредственно на выветрелых кембрийских породах. Состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует об апт-альбском возрасте вмещающих отложений.

Строение и состав осадков верхнего цикла иллюстрируется разрезом, вскрытым в палеодепрессии 200/165, находящейся в полосе развития карбонатных пород среднего кембрия [245]: аргиллиты, алевролиты с прослоями песчаников и глин, в нижней и верхней частях разреза находятся горизонты, обогащенные неокатанными обломками доломитов, а также гравием и окатанной галькой кремней. В глинах встречается гравий кварцевого состава, углефицированные обломки древесины, листьев растений и обломки углей, иногда – углистых пород. Породы неслоистые, четкая стратификация в них отсутствует. Общая мощность толщи – 52 м. Осадки залегают на коре выветривания по доломитам («доломитовой муке») мощностью 1–1,5 м.

Перекрывается разрез переотложенной корой выветривания, представленной песками кварцевыми, глинистыми, с галькой кремней, угловатых обломков доломитов и стяжениями лимонита. Порода неслоистая и несортированная. Мощность – около 20 м. Эти осадки датируются неогеном на основании сходства с неогеновыми образованиями на других участках.

Литологический анализ отложений в карстовых депрессиях свидетельствует о формировании их в застойных и проточных водоемах озерно-болотного типа с незначительным участием пролювиальных выносов. Предполагается, что осадки нижнего цикла являются продуктами переотложения пермских пород, а в апт-альбское время размывались каменноугольные отложения [145].

В этой модели вызывает сомнения устойчивое существование болот и озер на одном и том же месте в течение 40 млн лет и устойчивость литотипов терригенного материала на протяжении столь длительного времени. Особенно сомнительно заполнение одной и той же депрессии однотипными по генезису и составу осадками с перерывом в 20 млн лет (готерив–баррем).

Предыдущими исследователями в днищах и нижних частях склонов долин рек Чоппо-Делинге, Томтордох, Усумун, Бордулах и др. были выделены, предположительно меловые, отложения, которые рассматривались как аллювий древних долин [14, 15].

По данным Г. И. Поршнева [302, 303], выделенные Н. А. Борщевой меловые отложения на левобережье в верховьях р. Чоппо-Делинге, а также на правобережье и напротив устья р. Ырас-Сала, где был выделен СПК сеномана [14], по литологическим характеристикам имеют сходство с более молодыми, вероятно, четвертичными отложениями. В пользу такой интерпретации свидетельствует и геоморфологическое положение – они заполняют понижения в рельефе в районе тылового шва первой надпойменной террасы р. Чоппо-Делинге. По данным А. Н. Евдокимова [245], в верховьях р. Чоппо-Делинге меловые отложения характеризуются крайне резкой фациальной изменчивостью и неоднородной сортировкой, имеют все признаки делюви-

альных отложений, частично перемещенных и переотложенных временными потоками. К аналогичным выводам приходит и В. И. Охлопков [296], который считает, что в долине р. Чоппо-Делинге к мелу были отнесены пролювиально-делювиальные, песчано-суглинистые осадки четвертичного возраста.

В долине р. Томтордох отложения третьей террасы отнесены к меловым и интерпретируются как отложения древней долины, унаследованной современным водотоком. Осадки представлены песчаными, песчано-гравийно-галечными отложениями с линзовидными прослоями сажи и углефицированного растительного детрита и характеризуются резко выраженной фациальной изменчивостью. Кроме того, в их строении имеются текстурные признаки оползания и перемещения осадков.

В составе этих отложений выделяются две различные фации песков, образующие как отдельные слои, так и линзовидные и струйчатые прослои. Пески, тяготеющие к верхним частям разрезов, темно-бурые, желтовато-серые разномерные кварцевые, разноокатанные с редкими линзами и струями хорошо сортированных песков. В нижних частях разрезов пески белые мелкозернистые, хорошо отсортированные, кварцевые. В этих песках встречаются линзы плохо отсортированных песков желтоватого цвета [154].

Сортированные кварцевые пески скорее всего имеют бассейновое происхождение и весьма сходны литологически со средне-верхнеплейстоценовыми отложениями, широко развитыми севернее – в Сектеляхской, Беенчиминской и Куойкской впадинах, которые содержат в разных частях разрезов до 80 % палеозойских и мезозойских спор и пыльцы [227, 249]. Плохо сортированные песчано-галечно-гравийные отложения, вероятно, являются частично аллювиальными, частично – склоновыми образованиями.

Модель, предполагающая унаследованное развитие речных долин, вызывает сомнения, если учитывать особенности неотектонического развития региона. На протяжении кайнозоя периоды денудации сменялись эпохами аккумуляции. Неоднократно происходила перестройка гидросети. Практически все современные долины имеют невыработанные профили, что свидетельствует о молодости гидросети.

Немногочисленные и маломощные покровы предположительно меловых отложений на водоразделах и склонах плохо обнажены и, как правило, были выделены по литологическим признакам. Изучение в скважинах и шурфах показывает, что для них не характерна типичная для меловых отложений минералогическая ассоциация тяжелой фракции, которая «заражена» минералами, характерными для четвертичных отложений. Кроме того, они не содержат полноценных СПК мела. Так, в верхнем течении руч. Юрдяк и р. Чуостаах-Юрах в пробах преобладает пыльца и споры пермского возраста, при этом не обнаруживается сходство минералогического состава с пермскими отложениями, развитыми в районе [312].

На данном этапе изученности к нижнему мелу предлагается отнести лишь карст-выполняющие осадки. При этом нужно иметь в виду сомнения в устойчивости условий осадконакопления на протяжении длительного времени, тем более с перерывом. Обилие СПК мелового облика также однозначно не решает вопрос возраста, поскольку в доминирующих количествах встречаются в бассейновых четвертичных отложениях.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН?–ОЛИГОЦЕН

Маспакынская толща (P_{2-3ms}) впервые описана Б. И. Прокопчуком в 1985 г., в 2001 г. В. А. Камалетдиновым и Р. О. Галабалой было дано название маспакынская толща по р. Маспаки. Вскрыта отдельными скважинами на севере территории в бассейнах рек Эбелях, Чымара.

Представлена продуктами пролювиального и пролювиально-делювиального заполнения карстовых полостей (переотложенная кора выветривания). В поле развития карстующихся доломитов анабарской свиты верхнего кембрия эти образования залегают с размывом на предположительно меловых образованиях. Разрез сложен песками кварцевыми желтыми, ржаво-бурыми, ярко-рыжими разнозернистыми, с прослоями глин пестроцветных плотных слабопластических с галькой кремней, кварца, дресвы и щебня доломитов. Глины по составу гидрослюдистые, с примесью каолинита. Отложения отличаются от меловых осадков яркой окраской, повышенным содержанием гравино-галечного и щебнистого материала, ожелезнением.

Опорный разрез по материалам Г. Н. Поршнева [302] в скв. Ч-69 (14) на левобережье верховьев р. Чымара маломощный [115] и не содержит СПК. Мощность коры выветривания, представленной пестроокрашенными глинами, составляет 0,7 м. Вскрыты эти образования в эрозионно-карстовом долинообразном понижении, где они с резким контактом залегают на кварцевых песках предположительно мелового возраста и перекрываются слоистыми песками, датированными авторами поздним плиоценом–ранним неоплейстоценом.

В Эбеляхском районе предположительно послемеловые коры выветривания вскрыты скважинами и шурфами в трех пунктах [234] и имеют, по оценке авторов, весьма ограниченное распространение по площади – не более 50 м в поперечнике, т.к. сохранились только в эрозионно-карстовых депрессиях. Максимальная вскрытая мощность – 6 м, отложения представлены серыми каолинизированными глинами, бурыми глинами с пятнами ожелезнения, вниз по разрезу сменяются пестрыми глинами с желваками гематита и лимонита. По всему разрезу присутствуют гальки и обломки местных и экзотических пород.

Основным критерием для обоснования возраста является корреляция с региональной эпохой корообразования. Подтверждением возможного олигоценового возраста служат отдельные спорово-пыльцевые спектры переходного типа от эоцена к олигоцену со значительным участием элементов тургайской флоры, широким представительством сосновых и постоянным присутствием таксодиевых. Эти спектры, характерные для олигоцена, получены из нижнемеловых отложений для инт. 21–72 м, куда, как предполагается, они затащены при бурении [145].

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения неогена имеют весьма ограниченное площадное развитие на всей территории, входящей в состав Среднесибирской СФО. В пределах Анабаро-Оленёкской структурно-формационной зоны, вскрываются поисково-разведочными скважинами и горными выработками в погребенных эрозионно-карстовых депрессиях (эбеляхская толща). В основании четвертичных отложений на водоразделах, склонах и во впадинах на территории Анабаро-Бурской СФЗ – беенчиминская толща. Для отложений предположительно плиоценового возраста характерен грубозернистый состав и ожелезнение.

ПЛИОЦЕН

Эбеляхская толща (N₂?eb) выделена Г. В. Иваненко в 2002 г. в Легенде Суханской серии листов и названа по правому притоку р. Анабар. Толща развита на Анабаро-Уджинском междуречье, наиболее широко представлена на Эбеляхском поднятии. Представлена песчано-галечниковой формацией аллювиального происхождения, выполняющей эрозионно-карстовые депрессии, которая является основным промежуточным коллектором россыпей алмазов руслового и пойменного аллювия Анабаро-Ленского междуречья, а также содержит промышленные скопления алмазов. Единичные выходы отложений эбеляхской толщи наблюдались в цоколе речных террас в среднем течении р. Оленёк (Силигир, Улахан-Дьяргелах).

Залегают эти образования на трещиноватых кавернозных ожелезненных доломитах или известняках кембрия, реже подстилается мощными (14–28 м) отложениями доломитовой муки или «запечатывает» предположительно нижнемеловые отложения в карстовых депрессиях. Разрез достаточно однообразный – ржаво-бурые (за счет гидроокислов железа) галечники с глинисто-песчаным цементом, неясно выраженной горизонтальной слоистостью, подчеркиваемой линзами и прослоями песка с гравием и галькой и редкими прослоями алевритов и глин. В отдельных разрезах галечники перекрыты разнозернистыми песками с галькой. По всей толще отмечается высокое (10–60 %) содержание грубообломочного неокатанного материала местного состава и лимонитовых стяжений.

Ближайший опорный разрез – скв. 20080 [301] расположен в непосредственной близости от границ листа на правом берегу р. Анабар ниже устья р. Билир (R-49). Толща залегает на коре выветривания, представленной доломитовой мукой, сложена галечно-гравийно-песчаными осадками в верхней части разреза и песками с примесью гальки и гравия – в нижней. Общая мощность – 13,3 м. Среди обломочного материала преобладают обломки местных карбонатных пород, кремни и гидроокислы железа. По данным минералогического анализа, состав тяжелой фракции шлихов из галечников характеризуется ильменит-альмандиновой ассоциацией с магнетитом и пироксеном, а из песков – альмандин-пироксеновой ассоциацией с ильменитом и роговой обманкой. Из песков нижней части разреза получены три спектра СПК, в которых присутствуют реликты неогена – лещина, граб, орех и миррика, что позволило считать их синхронными для осадков. В спектре из верхней

части (галечниковой) преобладает пыльца недревесных растений, среди которых доминируют осоковые и злаковые. На втором месте пыльца древесно-кустарниковых пород, где преобладает кустарниковая береза. Данный спектр фиксирует похолодание нижнего или среднего плейстоцена. По этим данным авторы принимают возраст осадков в этом разрезе как плиоцен-нижнечоуплейстоценовый [301].

На Эбеляхском подняттии карстовые депрессии, выполненные эбеляхскими галечниками, установлены на шести участках. Характерны линейные группы – цепочки мелких депрессий и вытянутая форма отдельных депрессий, отмечается пространственная корреляция карстовых депрессий с зонами трещиноватости в доломитах [245]. Наиболее детально толща изучена [301] на уч. Биллях. Типичным является разрез по скв. 10.5 (9), где мощность эбеляхских грубообломочных осадков достигает 24 м [245]. Повсеместно наблюдается высокое содержание грубообломочного материала (от 10 до 60 %), представленного неокатанными обломками доломита, известняка, окремненными карбонатными породами, кремнями, округлыми гальками кварца, кремней, кварцитов и долеритов. Глыбы местных карбонатных пород достигают нескольких метров. Галечники сцементированы глинисто-песчаным материалом ржаво-бурого цвета. Характерно повышенное содержание тяжелой фракции, представленной более чем на 50 % гидроокислами железа с карбонатом, значительную часть составляют черные рудные минералы (магнетит, титаномгнетит, ильменит – до 40 %). Мощность галечников изменяется от 0,6 до 31,4 м, в среднем составляет 14 м.

На западном склоне Уджинского подняттия эбеляхские галечники обнаружены лишь на отдельных участках погребенных речных долин, их мощность составляет первые метры. В обломках присутствуют щелочные породы масива Томтор – протерозойские породы.

На левом берегу р. Улахан-Дьяргелах и на р. Силигир в ожелезненных аллювиальных песках, вскрывающихся в доколе второй надпойменной террасы, обнаружены створки пелеципод *Unio sibiricus* Lindn., датированных плиоценом [58].

Возраст отложений эбеляхской толщи остается дискуссионным. Все отобранные в долинах рек Бильлях, Гусиный и Холомолох спорово-пыльцевые пробы оказались палинологически «немыми». По данным Б. И. Прокопчука, в перекрывающих их илистых образованиях верхнечоуплейстоценового–современного возраста, наряду с хорошо сохранившимися современными пыльцой и спорами, найдено множество «экзотических» теплолюбивых форм, относящихся к третичной флоре, точный возраст которых установить невозможно из-за отсутствия «инситных» спектров [145]. О. В. Гриненко в Региональной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы [65] неогеновый возраст эбеляхской толщи обосновал находками *Unio sibiricus* Lindn.

Беенчиминская толща (N₂?bn) ограничено распространена на территории Среднесибирской СФО в пределах Анабаро-Бурской СФЗ. Толща представлена песчано-галечными отложениями, часто ожелезненными, которые с размывом ложатся на образования верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя. Они впервые были выделены В. В. Жуковым в 1968 г. в качестве верх-

неплиоцен-нижнечетвертичных осадков. Название толще дано по опорному разрезу на р. Беенчимае, левому притоку р. Оленёк Р. О. Галабалой и В. А. Камалетдиновым в 2001 г. [115].

Беенчиминская толща вскрывается скважинами и шурфами на локальных участках в основании четвертичных отложений на различных геоморфологических уровнях, поэтому определить границы ее распространения можно довольно условно. В западной половине территории листа (к западу от меридиональной долины р. Удя) литологические характеристики отложений беенчиминской толщи весьма сходны с таковыми эбеляхской свиты, а не с разрезами по р. Беенчимае, где была впервые выделена эта толща.

В долине р. Беенчимае толща залегает на размытой поверхности докайнозойских пород, сложена на всю мощность галечниками ржаво-желтыми и буровато-коричневыми с песчаным крупнозернистым заполнителем или песками глинистыми с линзами и прослоями галечников. Пески и галечники слабо литифицированы или плотно сцементированы гидроокислами железа. Обломочный материал состоит из хорошо и идеально окатанных галек кремнистых пород, кварца, халцедона, кварцевых песчаников и щебня подстилающих пород. Вмещающие гальку пески крупнозернистые, хорошосортированные, полевошпат-кварцевого состава. Видимая мощность – до 3 м. В галечниках в долинах рек Беенчимае и Куойка найдены алмазы.

Палинокомплексы содержат единичные экземпляры кайнозойских пыльцы и спор и до 80 % палеозойских и мезозойских переотложенных форм. Немногочисленные карпоиды представлены влаголюбивыми растениями (*Caryophyllaceae*, *Potentilla* sp., *Potamogeton* sp.) и разнотравьем. В одном из шурфов на правом берегу р. Беенчимае было встречено по два экземпляра морских фораминифер: *Cribroniom incertum* Will. и *C. clavatum* Cussh. хорошей сохранившихся, широко распространенные в современных северных морях и известные в плиоцене Англии и Кавказа [81].

СПК, выделенный из аналогичных образований, расположенных западнее, в бассейне р. Удя, в Сектеяхской впадине, характеризуется преобладанием древесной пыльцы семейства сосновых – *Pinus sylvestris*, *P. sibirica*, *P. subgen. Haploxyton*, *P. subgen. Diploxyton*, *Picea* sp., *Larix* sp., в некоторых спектрах преобладает высокоствольная береза. Травянисто-кустарниковый ярус представлен карликовой березкой, ольховником, вересковыми, присутствуют осоковые, злаковые, полынь, лютиковые. В спорах отмечаются папоротниковые, плауны, сфагновые и зеленые мхи. Встречается переотложенная пыльца теплолюбивых: *Ulmaceae*, *Juglandaceae*, *Cedrus*, *Rhus*, *Tsuga* [81].

Западнее меридиональной долины р. Удя отложения, относимые к беенчиминской толще, вскрываются единичными скважинами в основании четвертичных покровных образований. Отличаются малой мощностью, ограниченным распространением по площади (от 1 до 20 км²) и плохой сортировкой матрикса. Разрез на правом берегу р. Чымара, скв. Д-19 [303], выделенный как опорный в Легенде Уджинской серии [115], сложен гравийно-галечно-песчаным материалом несортированным, ожелезненным мощностью до 10 м и имеет определенное литологическое сходство с эбеляхской толщей.

В верховьях руч. Нила-Юряге и на левом склоне р. Томтор разрез представлен гравийно-галечно-песчаными отложениями серого цвета. Обломоч-

ный материал состоит из плохоокатанных известняков (80 %) и хорошоокатанных кремней (20 %). Пески полимиктовые тонко- и мелкозернистые. Сортировка материала хаотичная. Мощность – до 2 м. В тяжелой фракции постоянно содержатся алмадин (7,5–63,8 %), ильменит (8,0–61,7 %), циркон (1,8–14,0 %). Отложения характеризуются смешанным плиоцен-четвертичным СПК с преобладанием последнего и примесью палеозойских и мезозойских форм. Четвертичные формы типичны для одного из похолоданий верхнего неоплейстоцена до современности [296].

В Эбеляхском районе к беенчиминской толще могут быть отнесены пески с рассеянной галькой и маломощными линзами гравийно-галечного материала, залегающие в основании четвертичных покровных отложений. К подошве разреза количество галечного материала возрастает до 20–25 % и увеличивается его крупность. Состав крупнообломочного материала значительно меняется по площади. Так, на левобережье р. Маяк преобладает галька кремнистых пород (до 80 %), к подошве увеличивается размер обломков – появляются валуны долеритов и биотитовых гранитов.

К беенчиминской толще отнесены также плиоценовые(?) отложения, которые сохранились в виде останцов на водоразделах у северной рамки листа на высотах от 100 до 150 м. Они залегают на размывтой поверхности мезозойских отложений. Представлены песками серыми, желтовато-серыми средне- и мелкозернистыми с рассеянной галькой и гравием, реже линзами галечников и гравийников из устойчивых к выветриванию пород. В верхней части разреза, в результате эоловых процессов и вымывания песков, преобладают неслоистые галечники, образующие бронирующие покровы мощностью до 1 м. Максимальная сохранившаяся мощность этих отложений – до 10 м.

Возраст беенчиминской толщи условный, СПК не представительные. В бассейне р. Уджа верхние части разреза содержат СПК, близкий к эоплейстоцену [81]. Трактовка генезиса неоднозначная. Хорошая окатанность крупнообломочного материала, хорошая сортировка матрикса позволяют предположить, что толща является базальной пачкой бассейновых отложений онгорбутской толщи. В свою очередь, весь этот разрез сходен с морскими отложениями казанцевской трансгрессии, фаунистически охарактеризованной в долине р. Бур на листе R-51 [38].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Рыхлые четвертичные отложения на территории листа развиты повсеместно. Они характеризуются разнообразием генетических типов и фациальных разновидностей пород. В генетическом отношении выделяются аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерные, озерно-палюстринные, эоловые и разнообразные образования гравитационного ряда. Ряд образований имеют сложное полигенетическое происхождение (лессоиды). По возрасту подразделяются на плейстоценовые и голоценовые. Мощность четвертичных отложений меняется в широких пределах – на водоразделах она составляет 2–6 м, в понижениях дочетвертичного рельефа достигает 50 м.

В пределах Среднесибирского плоскогорья в строении разреза участвуют разновозрастные аллювиальные отложения, образующие лестницы террас, на

водоразделах распространены элювий и нерасчлененные элювий и делювий, склоны долин занимают коллювий и нерасчлененные делювий и солифлюксий. На Анабаро-Беректинской возвышенной равнине развиты аллювиально-озерные отложения. Покровные полигенетические образования располагаются как на водоразделах, так и в долинах. В пределах Северо-Сибирской низменности широко развиты озерные, аллювиально-озерные и озерно-болотные отложения, выполняющие неотектонические впадины и частично перекрывающие пологие водоразделы.

Четвертичные отложения относятся к Среднесибирской СФцО. В Среднесибирской СФцО образования квартера выделены в Анабаро-Оленёкскую ледниковую СФцЗ и относятся к Куонамскому СФцР и Виллой-Оленёкскую внеледниковую СФцЗ, в которой в зависимости от строения и полноты разрезов четвертичные осадки обособляются в Среднеоленёкский СФцР и Вилловский СФцР.

В схеме принята общая стратиграфическая шкала четвертичной системы, рассмотренная и утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом в 2009 г. [175]. Расчленение образований квартера произведено в соответствии с Легендой Анабаро-Вилловской серии листов Госгеолкарты-1000/3, утвержденной НРС Роснедра в 2009 г., также использовались Легенды Суханской и Уджинской серий листов Госгеолкарты-200 (новая серия), 2002 г. Нижняя граница квартера принята на уровне 2,6 млн лет.

При составлении карты четвертичных образований были использованы материалы ГК-1000 R-49-(50) (Оленёк), ГК-200, фондовая и опубликованная литература по различным проблемам геологического строения территории и дистанционные материалы (КС, карты рельефа, углов наклона рельефа).

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Неоплейстоцен представлен средним и верхним звеньями, а также нерасчлененными отложениями среднего и верхнего звеньев.

Среднее звено, пятая, шестая ступени

Аллювий четвертой надпойменной террасы ширтинского и тазовского горизонтов (α^4 ||šr-tz). Условно к данному возрастному интервалу отнесены аллювиальные образования четвертой надпойменной террасы рек Оленёк и Буит. Высота террасы на р. Оленёк – 120 м, на р. Буит – 80 м. Аллювий представлен разнозернистыми песками с гравием, галькой и валунами. Крупнообломочный материал сложен различными карбонатными породами и реже долеритами, гранитами, гнейсами, кварцитами, кварцем. Минералогический состав тяжелой фракции характеризуется значительным содержанием магнетита, ильменита и пикроильменита, граната, амфибола, пироксенов. В единичных знаках присутствует золото, что характерно для этой террасы, присутствуют отдельные находки алмазов. Мощность – до 20 м.

Возраст определяется условно по гипсометрическому положению выше казанцевской террасы.

Среднее звено, пятая ступень–верхнее звено, первая ступень

Харамасская толща (a,lall-lllhr) – аллювий погребенных долин и лимноаллювий – выделена в 2002 г. в Суханской серийной легенде Госгеолкарты-200. Распространена в Куонамском СФЦР. К ней отнесены озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения, вскрываемые на Анабар-Уджинском междуречье на водоразделах, склонах и в долинах, перекрытые образованиями верхнего неоплейстоцена и голоцена. Толща сложена алевритами, суглинками, глинами, разнозернистыми разнослоистыми песками желтовато-серыми, часто ожелезненными, в основании разреза – с прослоями и линзами галечно-гравийного материала, залегает на плиоценовых(?) и докайнозойских породах, перекрывается на склонах и водоразделах лессоидами эйкской свиты.

Озерно-аллювиальные отложения междуречий характеризуются невыдержанностью мощностей и фаций по площади. Наиболее полные разрезы изучены в бассейне р. Маят [233], где они вскрыты многочисленными шурфами. Галечники, залегающие в основании разреза, имеют мощность от 0,5 до 5 м, вплоть до полного выклинивания, максимальная – 8 м. Преобладает галька (%): кремнистых пород – 40–60, долеритов – 10–20, песчаников – 15, доломитов – 5. Кремнистые породы хорошо окатаны, местные породы – доломиты, долериты и песчаники окатаны плохо. Заполнителем в галечниках служит песок кварц-полевошпатовый неравномернозернистый, серовато-желтого цвета глинистый, местами ожелезненный. Вверх по разрезу галечники сменяются песками с редкими линзами алевритов и суглинков, мощность песков колеблется от 3–4 до 5–6 м. Пески мелкозернистые кварц-полевошпатовые темно-серые глинистые содержат мелкую гальку и гравий. Пески по простирацию переходят в супеси, также содержащие мелкую гальку кремней и долеритов.

В бассейне р. Эбелях отложения вскрыты многочисленными шурфами [224]. В шурфе 1454 на доломитовой муке (кора выветривания кембрийских доломитов) залегают (снизу вверх, м):

1. Песок желтовато-серого цвета разнозернистый полевошпатово-кварцевый плохосортированный, глинистый. В песке наблюдаются обломки (до 20 %) окремненных доломитов, реже (до 5 %) галька и гравий кремней 1,2
2. Песок серого цвета, слабоглинистый тонкозернистый полевошпатово-кварцевый. В нижней части интервала прослеживаются тонкие (до 3 см) линзочки темно-коричневого торфа 0,6
3. Супесь серого цвета со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием суглинка с тонкими (до 1 см) прослойками льда 1,4
4. Илистый суглинок темно-серого цвета, слабопесчанистый, льдистый, с прослоями и линзочками (до 2–4 см) темно-коричневого торфа 1,9

Общая мощность отложений – 5,1 м. Они перекрыты озерно-болотными осадками мощностью 3,2 м. Илистые суглинки слоя 4 относятся к эйкской свите позднего неоплейстоцена.

Несколько отличный разрез вскрыт шурфом 1448. Здесь четвертичные осадки ложатся на размытую поверхность юрских отложений (снизу вверх, м):

1. Песок серый с желтоватым оттенком мелко-среднезернистый, с рассеянной (до 10 %) галькой и гравием окремненных пород, кремней, халцедона и кварца. Галька и гравий мелких и средних размеров, хорошей окатанности	0,5
2. Песок серый среднезернистый, хорошо отсортированный, полевошпат-кварцевый с редкой рассеянной галькой кремней и кварца	1,3
3. Гравийно(10 %)-галечно(20 %)-песчанистый(70 %) материал желто-серого цвета. Галька и гравий представлены окремненными породами (80 %), халцедоном и кварцем (20 %), встречаются единичные гальки доломитов. Песок желто-серого цвета, мелко-среднезернистый полевошпат-кварцевый, слабглинистый, льдистый. Содержание льда – до 10–15 %	0,7
4. Илистый суглинок темно-серого цвета, слабопесчанистый с редкими мелкими гальками кремней и дресвой окремненных пород	1,5
5. Илистый суглинок темно-серого цвета с голубоватым оттенком, льдистый с незначительным содержанием растительных остатков и единичным мелким гравием окремненных пород	1,8
6. Илистый суглинок темно-серого цвета с тонкими (до 2–4 см) прослойками льда и включениями растительных остатков	1,5
7. Илистый суглинок темно-серого цвета с голубовато-зеленоватым оттенком, с включениями растительных остатков, небольших линз (до 5 см) торфа и единичной мелкой гальки окремненных пород	0,6
8. Илистый суглинок темно-серого цвета с многочисленными растительными остатками и маломощными (2–4 см) прослоями и линзочками темно-бурого торфа	0,2

Общая мощность – 8,1 м.

В приведенном разрезе к харамасской толще относятся осадки слоев 1, 2, 3 общей мощностью 2,5 м. Слои 4–8 характеризуют эйкскую свиту.

В бассейне р. Бильях, верховьях р. Булгунняхтах в составе толщи уменьшается мощность грубообломочных прослоев. Галька и гравий преимущественно карбонатного состава (90–95 %), экзотический материал представлен гравием кварца, кремней. Поверхности части галек и гравия покрыты пленкой гидроокислов железа. Мощность осадков колеблется от 2,6 до 4,9 м. Отложения характеризуются магнетит(12,0 %)-ильменит(27,5 %)-альмандиновой(49,2 %) ассоциацией с цирконом (7,6 %) и пироксеном (2,9 %). В шлихах отмечаются редкие зерна пиропы и пикроильменита и алмазов.

Южнее, в бассейне р. Масапы наблюдается общее сокращение мощности толщи до первых метров и полного выклинивания, галька присутствует только в рассеянном виде в маломощных глинистых песках. Мощность изменчива, максимальная – около 10 м.

Из этих отложений в бассейне р. Маят были исследованы СП комплексы. Комплексы из нижней, песчаной части разреза говорят о холодной стадии межледниковья второй половины среднего неоплейстоцена; из верхней, суглинисто-илистой части спектры указывают на теплый и влажный климат [233].

Формирование толщи сопоставляется с ширтинским и тазовским временем среднего неоплейстоцена и казанцевским временем – позднего.

Погребенные аллювиальные отложения развиты в долинах рек Бильях, Эбелях и ее притоков, Булгунняхтах, Улэбир, Маймага, Кимах-Юрях. В большинстве долин они сохранились фрагментарно, преимущественно в верхних отрезках долин. Залегает погребенный аллювий непосредственно на размытой поверхности пермских или кембрийских пород, иногда в основании вскрывается доломитовая мука. Подошва аллювия часто находится ниже со-

временного вреза. Перекрывается отложениями русла, поймы, первой надпойменной террасы и делювиально-солифлюкционными образованиями.

Погребенный аллювий сложен щебнисто-галечно-песчаным материалом и песками с галькой и прослоями суглинков и супесей. Крупнообломочный материал представлен галькой и щебнем (25–60 %), гравием (15–40 %) с валунами и глыбами (5 %). Среди последних преобладают плохоокатанные обломки доломитов (до 90 %). Заполнителем служат мелко- и среднезернистые слабоглинистые кварц-полевошпатовые пески. Тяжелая фракция представлена алмандином (62–85 %), ильменитом (4–19 %), цирконом (2–7 %), лимонитом (2–22 %), эпидотом (0,4–8 %), постоянно присутствуют пироп и пикроильменит (до 5–10 %); известны многочисленные находки алмазов. Мощность колеблется от 0,3 до 5 м при ширине распространения от 30 до 400 м.

Погребенный аллювий содержит значительное количество органических остатков. Наиболее древние спектры, полученные из нижней части разреза, характеризуют холодный и сравнительно влажный климат конца среднечетвертичной эпохи [46].

В верхней части преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы (20–74 %) при значительном участии трав, данный комплекс, по заключению палинологов, характерен для каргинского времени. При этом он имеет много общего со спектрами из второй террасы р. Вилюй, которая датируется казанцевским временем. Кроме того, поздненеоплейстоценовый возраст определен по находкам в них костных остатков млекопитающих из родов *Rangifer*, *Equus*, *Bison*, *Mammuthus primigenius* (поздний тип).

Онгорбутская толща (l, lall-llon) – лимный и лимноаллювий, выделена в Легенде Уджинской серии Госгеолкарты-200 [115]. Название дано по левому притоку р. Бур – р. Ары-Онгорбут, где И. Г. Рубенчиком [308] в шурфах 1 и 2 изучен представительный разрез. Широко распространена в пределах Вилюйского СФЦР. Толща залегает плащеобразно на различных элементах рельефа – от придолинных участков и неотектонических впадин (Ары-Онгорбутской, Бурской, Беенчиминской, Сектеляхской) до высоты 100–150 м на водоразделах. В строении разреза основная роль принадлежит хорошо сортированным и окатанным желтовато-серым пескам горизонтально-косослоистым с прослоями супесей, реже – суглинков. Содержащиеся в них рассеянные гальки представлены кремнистыми породами, реже кварцем, известняками, долеритами, сиенитами, кварцитами, песчаниками.

В разных районах доминирующими являются разные фации толщи. В бассейне рек Удякан, Удя, Борго-Токур, Томтор распространены однородные желтые и желто-серые кварц-полевошпатовые пески с редкой рассеянной галькой кремнистого состава. Песчаный материал хорошо сортирован и окатан. Коэффициент сортировки песков – 1,13–1,45. Песчаная фракция составляет 80–95 % при медианном диаметре 0,12–0,22 мм. Слоистость в песках, как правило, отсутствует, лишь в верхней части разреза намечается неясная косая слоистость. Минералогический состав тяжелой фракции характеризуется практически равным содержанием минералов группы эпидот-цоизита (21–25 %) и рудных минералов (20–22 %), моноклинного пироксена и роговой обманки (6–8 %), алмандина (18–20 %). Подобные разрезы распространены также в долине р. Бур. Хорошая сортировка и однородность разреза указы-

вают на образование отложений в условиях мелководного бассейна. В пользу такой интерпретации свидетельствуют находки морских диатомей и фораминифер в нижней части песчаного разреза на р. Беенчине [249].

На востоке Ары-Онгорбутской впадины разрез изучен в шурфах 1 и 2 [308]. В шурфе 1 вскрыта нижняя часть разреза, представленная песками с редкой галькой и маломощными прослоями темно-серых суглинков. Слоистость неотчетливо горизонтальная, реже – сложная косая. Мощность – около 2 м. Вышележащая часть разреза, вскрытая шурфом 2, представлена горизонтально переслаивающимися тонко- и мелкозернистыми полевошпат-кварцевыми песками с супесями, мощность прослоев – от 0,1–0,15 до 0,5–1,0 м. Общая вскрытая мощность – около 25 м.

Подобные отложения характерны для Куойкской и Беенчиминской впадин. Предполагается, что эти отложения являются озерными и дельтовыми фациями. Мощность изменяется от 25–30 м в долинах рек и впадинах до первых метров на приводораздельных участках.

Ширтинско-казанцевский возраст определяется по палеонтологическим данными и СПК. Отложения содержат костные остатки крупных млекопитающих верхнепалеолитического комплекса – *Mammuthus primigenius* (поздний тип), *Rangifer tarandus*, *Bison priscus deminutus*, *Ovibos moschatus* и др. В верхних частях разреза присутствуют пресноводные моллюски *Pisidium dilatatum* West., *P. lillieborgi* Gless., *P. subtruncatum* Malm, *Sphaerium corneum* (L.), *Gyraulus acronicus borealis* (Lov.), *Valvata aliena* West., *Lymnaea* ex gr. *Radix*, остракоды *Limnocythere* ex gr. *pastconcava* Neg., *L. jontinalis* Schneid., *Candona* ex gr. *hyalina* Brady et Robert, *Eocypris jamosa* Schneid., *Cytherisse kipiani* Schneid. и многочисленные диатомеи, характеризующие последовательную смену от бедной в видовом отношении олиготрофной флоры среднего неоплейстоцена (низы разреза) до флоры с северо- и южнобореальными умеренно теплолюбивыми видами *Anomoeaneis sphaerophora* (Kütz.) Phitz., *Navicula oblonga* Kütz., *Cymbella chenbergii* (Kütz.), являющимися основными для казанцевских отложений [81]. Спорово-пыльцевой комплекс основной части разреза характеризует холодные условия с преобладанием безлесных тундростепных ландшафтов, СПК верхней части разреза отвечает лесным ценозам (лиственнично-березово-ольховые леса), типичным для казанцевского межледниковья.

Верхнее звено

В составе верхнего звена на площади листа выделены образования первой ступени (казанцевский горизонт), третьей ступени (каргинский горизонт) и второй–четвертой ступеней (муруктинский, каргинский, сартанский горизонты).

Казанцевский горизонт представлен аллювием третьей надпойменной террасы. Каргинский горизонт представлен аллювием второй надпойменной террасы, третья–четвертая ступени соответствуют аллювию второй и третьей надпойменных террас объединенных, нерасчлененные вторая–четвертая ступени – лессоидам эйкской и едомной свит.

Первая ступень

Казанцевский горизонт. Аллювий третьей надпойменной террасы ($\alpha^3\text{IIIkz}$) развит на крупных реках в пределах Среднеоленёкского СФЦР и в южной части Куонамского СФЦР (реки Мал. Куонамка, Усумун, Оленёк и др.). Терраса преимущественно эрозионно-аккумулятивная высотой от 35 до 80 м, сложена галечниками, щебенкой, песками, алевритами, суглинками, супесями с линзами и прослоями торфа и растительными остатками.

На р. Мал. Куонамка высота террасы – 60–70 м, при мощности аллювия 10 м. В нижней части разреза аллювий сложен песчано-галечными породами с галькой гранитов, гнейсов, долеритов, кварцитов. В верхней части разреза вскрыты темно-серые суглинки с прослоями серой супеси, линзами желтого мелкозернистого песка и галькой кремнистых пород. В аллювии террасы на р. Налим-Делингдэ (приток р. Мал. Куонамка) установлены СПК, характеризующие умеренный и влажный климат межледниковья, когда на территории произрастали сосново-березовые леса с незначительной примесью темнохвойных. В верхней части террасы найдены диатомовые, подтверждающие казанцевский возраст: *Anomoeaneis sphaerophora* (Kutz.) Phitz., *Navicula oblonga* Kütz., *N. curpidata* Kütz., *Cymbella ehrenbergii* (Kütz.).

В долинах рек Бол. и Мал. Куонамка и в нижнем течении их крупных притоков (реки Усумун, Дюкен, Хаптасыннах) отмечены находки алмазов.

На реках Оленёк и Буит терраса имеет высоту 60–70 м, при мощности аллювия 8–10 м. По р. Бунт аллювий представлен мелко-среднезернистыми песками и супесями с прослоями суглинка с примесью гальки и валунов известняка, кварца, кварцита. Максимальная мощность отложений третьей террасы – до 20 м.

Состав СПК отвечает лесному типу растительности (березово-ольховые леса с примесью темнохвойных пород в условиях умеренно влажного климата).

Третья ступень

Каргинский горизонт. Аллювий второй надпойменной террасы ($\alpha^2\text{IIIkr}$) развит фрагментарно на всех основных реках территории. Террасы преимущественно эрозионно-аккумулятивные, аллювий с размывом вложен в докайнозойские и более древние кайнозойские образования и представлен галечниками, песками, алевритами, суглинками, супесями со стволами деревьев, линзами торфа и растительными остатками. В русловой фации преобладают косослоистые песчано-галечные отложения; пойменная фация сложена толщей тонкопереслаивающихся песчано-глинистых, супесчано-илистых, суглинистых и алевритовых отложений с тонкими прослоями и отдельными включениями растительного детрита; нередко содержат линзы и прослой (до 4–5 м) торфа. В верхних горизонтах наблюдаются клинья и линзы льда. Отличительной особенностью каргинского аллювия является обилие погребенных стволов деревьев (березы, ольхи, лиственницы) в основании разреза. Мощность – до 18 м.

На р. Удя в основании разреза каргинских аллювиальных отложений залегает горизонт мощностью 0,5–1,0 м полимиктового гравийно-галечного

материала. Галечники перекрываются разнозернистыми полевошпат-кварцевыми песками желтовато- и буровато-серых цветов. Пески составляют почти половину разрезов аллювия, выше залегают бурые и зеленовато-бурые суглинки и супеси с прослоями торфа. Аллювий характеризуется эпидот-ильменит-гранатовой ассоциацией. Мощность аллювия – от 2 до 18 м.

На р. Оленёк терраса имеет высоту 35–40 м, аллювий представлен суглинками, супесями, песками с галькой и гравием известняков, кварца, кварцитов, гранитов и гнейсов. В основании разреза залегают слои глинисто-гравийно-галечного материала мощностью 2,15 м. Минералогический состав тяжелой фракции характеризуется повышенным содержанием граната, ильменита, эпидота и циркона. Мощность аллювия – 14 м.

На реках Моторчуна и Кюннюктях аллювий сложен илисто-глинистыми осадками с линзами и прослоями льда и галькой известняков. В нижней части разреза залегают горизонт алмазоносных галечников мощностью около 1 м. Мощность аллювия – около 4 м.

В пределах Куонамского СФР вторая терраса развита почти на всех реках. Нижние горизонты аллювия представлены горизонтально- и косослоистыми разнозернистыми песками полевошпат-кварцевого состава с горизонтом галечников в основании. Мощность галечников – от 1 до 5 м. Верхние горизонты сложены горизонтальнослоистыми песчано-супесчаными и песчано-суглинистыми осадками, содержащими слои и линзы плохо разложившегося торфа. Мощность аллювия – до 12 м. В аллювии террасы известны многочисленные отдельные находки алмазов (долины рек Бол. и Мал. Куонамка и приустьевые части долин их крупных притоков; долины р. Анабар и ее правых притоков – рек Эбелях, Бильях, Маят). Мощность аллювия второй террасы – от 4 до 18 м.

Отложения охарактеризованы палинокомплексами березово-ольховых и лиственничных лесов, карпологическими остатками, пресноводными диатомеями, типичными для пойменных и старичных фаций аллювия, остатками млекопитающих «мамонтового» комплекса (*Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип), *Bison priscus* cf. *deminutus*, *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Ovibos moschatus* Blum., пресноводных моллюсков, энтомофауны [249, 262, 308, 347].

Ли м н и й (llllkr) каргинского горизонта выделяется в пределах Вилюйского СФцР, развит в Ары-Онгорбутской, Бурской, Беенчиминской и Сектеляхской впадинах. В составе лимния пески с прослоями гравия, илестые супеси и суглинки, мощность – 5 м. Эти отложения характеризуются тонкообломочным составом, горизонтальной, местами косой слоистостью, скоплениями древесины в основании разреза, насыщенностью плохоразложившимися растительными остатками, линзами и прослоями торфа, сингенетичными линзами льда и повторно-жилыми льдами.

В придолинной части р. Ары-Онгорбут эти осадки слагают днище нижнего уровня долинообразного понижения с абс. отм. 75–85 м и вложены в озерно-аллювиальные отложения онгорбутской толщи. Представлены желтовато-серыми супесями и темно-серыми суглинками, в основании – погребенная древесина. Характерна повышенная льдистость. Мощность – около 5 м.

Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из этих отложений, свидетельствуют о тундровой растительности и холодном климате, на этом осно-

вании Н. А. Борщева [215] датирует их зырянским временем. При этом насыщенность растительными остатками и скопления древесины, указывающие на благоприятный климат с древесной растительностью, позволяют отнести формирование этих осадков к каргинскому времени.

К этому же возрасту относятся озерные осадки, развитые в верховьях р. Бур и в долине р. Куойка. Они залегают на размытой поверхности средневерхнеоплейстоценовой онгорбутской толщи и перекрываются озернопалюстринными осадками. Представлены илистыми супесями, суглинками с растительными остатками и косослоистыми мелко- и среднезернистыми песками с прослоями гравия. Наблюдается последовательная смена вверх по разрезу аллювиальных фаций озерными. В отложениях найдены кости млекопитающих *Equus caballus* L., *Rangifer tarandus* L., свидетельствующие о позднеоплейстоценовом возрасте.

Вторая–четвертая ступени нерасчлененные

В состав зырянского надгоризонта (вторая–четвертая ступени верхнего звена нерасчлененные) включены эйкская и едомная свиты, представляющие собой покровные образования, залегающие на обширных площадях по всей территории листа на разных гипсометрических уровнях с размывом и резким стратиграфическим несогласием, на разновозрастных докайнозойских и кайнозойских образованиях.

Эйкская свита (Lllej) – лессоиды – криогенные полигенные образования. Распространена в Среднеоленёкском СФЦР и Куонамском СФЦР. Выделена в 1952 г. как толща на междуречье Мархи и Тюнга, названа по оз. Эйк. Название «эйкская свита» дано Б. Н. Леоновым, Р. О. Галабалой, Н. И. Гогиной по оз. Эйк (верховья бассейна р. Марха) в 1959 г. Свита залегают на различных гипсометрических уровнях с размывом и стратиграфическим несогласием на дочетвертичных образованиях. Это своеобразные криогенные образования, различных генетических типов (озерных, болотных, элювиально-солифлюкционных) имеющие преимущественно тонкообломочный состав, высокую сингенетическую ледонасыщенность (содержание льда в среднем составляет около 50 %, уменьшаясь в суглинистых разностях). Отложения свиты представлены илами, суглинками, супесями, торфом, участками – песками с растительными остатками, дресвой, щебнем, реже галькой и гравием, с линзами и клиньями льда. В пределах Куонамского СФЦР свита представлена илами темно-серыми горизонтальнослоистыми, льдистыми и серыми суглинками. Породы часто содержат прослой растительных остатков, клинья и линзы льда. Мощность – от 1,5 до 15 м. Типичный разрез, изученный в бассейне р. Эбелях, представлен илами темно-серыми до черного цвета, слабопесчанистыми, с большим количеством полуразложившихся растительных остатков, рассеянных равномерно по всему интервалу. Илы сильно льдистые – до 40 %. Лед встречается в виде прожилков, линзочек и клиньев. Мощность – 6 м. По всему разрезу отмечается редкая галька и гравий кремней хорошей окатанности. В тяжелой фракции содержание альмандина – 71,3–84,3 %, ильменита – 5,9–12,3 %, эпидота – 3,9–11,6 %. Выход тяжелой фракции незначительный и не превышает 0,32–0,6 г/л [234].

В бассейне р. Маят некоторые разрезы мощностью до 15 м сложены фирновым льдом с горизонтальными прослойками прозрачного льда, содержащих растительные остатки и мелкозернистый песок. В верховьях р. Маят в разрезе эйкской свиты наблюдается переслаивание серовато-коричневых суглинков мощностью 0,5–0,8 м и темно-серых илов мощностью 3,5–5,5 м, породы льдистые – до 20 %. Вскрытая мощность – 13 м [224].

В Среднеоленёкском СФЦР эйкская свита приурочена к выположенным водораздельным поверхностям с абс. отм. от 220 до 360 м. Представлена полигенными суглинками, глинами с гравием и гальками кремней, кварца, кварцитов, осадочных пород, редко долеритов. В нижней части разреза также встречается обломочный материал, представленный в основном щебнем карбонатных пород и мелкими валунами долеритов. Петрографический состав обломочной части отложений зависит от подстилающего их субстрата. На участках развития юрских и частично пермских отложений эйкские образования сложены илесто-алевритистыми песками с прослоями супесей, ила, торфа. Выход тяжелой фракции очень незначителен. Она представлена преимущественно ильменитом, редко альмандин, лимонит, эпидот, магнетит, ставролит, рутил, лейкоксен, кианит, в редких знаках присутствуют пироп и хромит. Мощность – 1,5–6,0 м.

Эти образования занимают все выровненные участки Лено-Оленёкского водораздела и его восточных отрогов и развиты на высотах от 280 до 340 м. Залегают на размытой поверхности верхнекембрийских, а на локальных участках – юрских пород. Как правило, в центральных частях водоразделов перекрываются современными озерно-болотными илами и илстыми глинами.

Осадки очень однообразны по составу и представлены монотонными темно-серыми и синевато-серыми, иногда – желтовато-бурыми плотными, вязкими глинами, реже суглинками, переслаивающимися с линзовидными прослоями и клиньями ископаемого льда. По всему разрезу наблюдается редкая рассеянная мелкая галька кремнистых пород, кварцитов, песчаников, изредка кварца. Количество и размер гальки возрастает вниз по разрезу, ближе к подошве присутствуют обломки кембрийских известняков (до 20 %). В верхней части разреза галька отсутствует, но появляются линзы ила и торфа. По гранулометрическому составу все осадки относятся к алевритовым глинам с преобладанием пелитовой фракции (62 %). В тяжелой фракции встречены единичные зерна пикроильменита и пироба.

Типичный разрез эйкской свиты для этого района вскрыт шурфом 143 [316]. На желтовато-серых плитчатых известняках кембрия залегают (снизу вверх, м):

1. Глины плотные вязкие голубовато-серого цвета с редко рассеянной галькой и гравием кремней черного, красного, желтого, коричневого цветов и известняков. Галька преимущественно угловато- и слабо окатана. В нижней части слоя отмечаются обломки и глыбы известняков	4,8
2. Суглинки бурого цвета с пятнами серого и темно-серого цвета, с линзочками льда	1,6

Мощность эйкской свиты – 6,4 м.

Свита содержит включения костных остатков крупных млекопитающих верхнепалеолитического комплекса и диатомовую флору преимущественно озерно-болотных холодолюбивых видов. Палинокомплексы типичны для тундровых и лесотундровых ландшафтов. Возраст определяется стратиграфическим положением (залегают на отложениях казанцевского горизонта) и абсолютными датировками (11,8–41,7 тыс. лет назад).

В районе оз. Эйк палиноспектр характеризуется переменным содержанием пыльцы травяно-кустарничковых растений (50–70%), деревьев и кустарников (13–30%) и спорами (17–50%). Среди пыльцы недревесных растений основными компонентами являются гвоздичные (*Caryophyllaceae*) – 2,5%, злаковые (*Poaceae*) – до 35%, осоковые (*Cyperaceae*) – 4,5%, астровые (*Asteraceae*) – 2%, верескоцветные (*Ericales*) – 3,0%, кипрейные (*Onagraceae*), полыни (*Artemisia*) – до 19,5%, валерианы (*Valeriana*). Пыльца остальных трав: лютиковые (*Ranunculaceae*), маревые (*Chenopodiaceae*), гречишниковые (*Polygonaceae*), ежеголовник (*Sparganium*) присутствует незначительно. В группе древесно-кустарниковых растений основной фон создает пыльца мелколиственных растений, преимущественно берез (*Betula* sp. 5,0%), ивы (*Salix*), незначительное участие принимает пыльца ольховника. Среди пыльцы хвойных растений присутствует пыльца лиственницы (*Larix* 1,5%) и сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), единично присутствует пыльца кедрового стланика, ели (*Picea* sp.) и сосны обыкновенной. Споровая группа представлена в основном спорами разных мхов: зеленых (*Bryales+Meesia* 44%), сфагновых (*Sphagnum* 7%), риччии (*Riccia*) из печеночниковых (*Hepaticae*), плаунов (*Lycopodium*), хвощей (*Equisetum*). Кроме описанных пыльцы и спор, единично отмечаются переотложенные пыльца и споры мезозойского возраста, обломки спикул пресноводных губок, споры грибов, обрывки колоний зеленых водорослей *Pediastrum*. Приведенные данные говорят о том, что в период накопления эйкских отложений были распространены островные леса из лиственницы, березы, местами с кустарниковыми формациями из мелких берез и ив. По-видимому, обширные площади занимали открытые ландшафты. Палиноспектр по времени отражает переходные климатические условия от холодной фазы зырянского оледенения до межледникового каргинского–начала сартанского времени позднего плейстоцена. Для спорово-пыльцевых спектров этих отложений характерна относительно слабая дифференциация по таксономическому и количественному составу. Это явление скорее всего объясняется положением толщ на водоразделах и длительной элювиальной и криогенной переработкой, что привело к перемешиванию палинологического материала и выравниванию состава спорово-пыльцевых спектров (заключение Е. М. Львовой и Н. Т. Бакулиной, г. Якутск).

Мощность свиты – от 3 м на водоразделах до 15 м в депрессиях.

Едомная свита (*Llled*) выделена Ю. А. Лаврушиным в 1963 г., название получила по характерным элементам ландшафта прииндигирской тундры – «едомам». В разрезе свиты сложно сочетаются разнообразные по генезису отложения: озерно-аллювиальные, озерные, болотные, озовые, нивальные преимущественно лессовидные породы алеврито-суглинистого ряда. Весьма характерны повышенная льдистость пород и наличие многочисленных эпигенетических клиньев и, реже, линз ископаемого льда. Относится к

едомным комплексам субарктического типа. Мощность свиты изменяется в широких пределах: от 7–9 м на приводораздельных участках рельефа до 25–30 м во впадинах.

На территории листа едомная свита развита в пределах Вилюйского СФцР, перекрывает средне-верхнеплейстоценовые пески во впадинах или мезозойские породы на приподнятых участках. Выделяется на космических снимках типичным ландшафтом с бугристым рельефом и многочисленными термокарстовыми озерами.

В Ары-Онгорбутской, Уджа-Сектеяхской, Куойкской и Бурской впадинах едомная свита характеризуется монотонностью слагающих пород по всему разрезу. Это толща илистых супесей или суглинков зеленовато-серого и бурого цветов с многочисленными растительными остатками. Для супесей характерна тонкая, типа ленточной, горизонтальная слоистость, которая подчеркивается прослоями тонкозернистого песка, илистыми или гумусовыми прослоями. Породы содержат большое количество растительных остатков – от хорошо сохранившихся стволов деревьев до сажистых и углистых включений, встречаются прослой торфа. Для толщи характерна повышенная льдистость в виде линз и жил мощностью до нескольких метров, многочисленные криогенные нарушения слоистости (сетчатые, прерывисто-сетчатые криотекстуры и пр.).

Вещественный состав и текстура отложений свидетельствует о том, что они накапливались в озерных условиях в процессе зарастания. Отложения содержат многочисленные растительные остатки, диатомовые и СПК и микрофауну. Мощность – до 30 м. Возраст определяется в широком диапазоне – поздний неоплейстоцен–голоцен. [249].

Муруктино-сартанский (зырянский) возраст определяется остатками млекопитающих верхнепалеолитического комплекса (*Mammuthus primigenius* (Blum.), *Bison priscus* (W. Grom), остракод, преимущественно холодолюбивых диатомей и лесотундровыми, тундровыми и тундростепными палиноспектрами. На соседних территориях, в Буолкалахском районе возраст аналогичных образований подтвержден серией радиоуглеродных датировок разреза: от $32\ 800 \pm 400$ до $11\ 570 \pm 90$ лет тому назад.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Отложения развиты по всей территории листа R-50 во всех СФцР: Среднеоленёкском, Вилюйском, Куонамском и включают в себя аллювий первой надпойменной эрозионно-аккумулятивной и аккумулятивной террас, лимний и палюстрий мощностью до 12 м.

Верхнее звено, сартанский горизонт–голоцен, нижняя часть нерасчлененные

Аллювий первой надпойменной террасы ($\alpha^1\text{llsr-H}^1$) выделяется в Вилюйском СФцР только на левом берегу р. Бур. Ширина площадки первой террасы достигает 2 км. Представлен аллювий песками разнотеррас-

стыми, супесями, суглинками, в верхних частях прослоев – торф, растительные остатки, лед. Мощность – до 5 м. Возраст террасы определен по СПК, остаткам ископаемой фауны поздним неоплейстоценом, а по радиологическим датировкам – нижней частью голоцена [36, 38].

На других реках аллювий первой террасы образует площадки незначительной ширины (до 1 км) и объединен с пойменными и русловыми отложениями и датируется голоценом.

Верхнее звено–голоцен

Лимний и палюстрий (I,plIII-H) распространены в Вилюйском СФцР, Куонамском СФцР и Среднеоленёкском СФцР, представлены алевритами, суглинками, супесями, глинами илистыми, илами, торфом, реже – песками тонкозернистыми. Мощность – до 8 м. Отложения в основном приурочены к полям развития покровных эйкских и едомных полигенетических осадков. В других районах выполняют днища спущенных озер и заболоченных понижений, как на водоразделах, так и в долинах рек.

Спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием спор над пылью деревьев, трав и кустарников. В составе спор доминируют споры зеленых и сфагновых мхов. В составе пыли деревьев преобладают листовые породы (береза и ольха) над хвойными.

Нижняя возрастная граница накопления лимния и палюстрия определяется временем завершения формирования верхнеоленейско-голенейской толщи. Поскольку образование этих осадков продолжается и в настоящее время, то их возраст определен как поздний неоплейстоцен–голоцен.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения квартала охватывают комплекс первой надпойменной террасы, пойменного и руслового аллювия, эоловые образования.

Аллювий русла, низкой и высокой пойм и первой надпойменной террасы (aH) распространен во всех СФцР и на карте часто не расчленяется из-за незначительной ширины террас. В составе – валунники, галечники, гравийники, пески, алевриты, супеси, суглинки, в прослоях – торф, остатки древесины. Состав отложений в значительной степени зависит от типа размываемых реками пород и характера самой реки и для большинства рек почти постоянен и имеет лишь отклонения в соотношении мощностей пойменной и русловой фаций. Мощность – до 10 м. В Среднеоленёкском и Вилюйском СФцР голоценовый аллювий вмещает крупные, средние и малые россыпные месторождения алмазов, золота, отдельные находки, шлиховые потоки и ореолы алмазов и золота.

В Вилюйском СФцР аллювий русла, низкой и высокой пойм и первой надпойменной террасы распространен по всей территории. Наиболее развиты эти отложения в долинах рек Уда, Чымара, Бур, Ары-Онгорбут. Ширина плоских днищ долин этих рек, сложенных современным аллювием, достигает

3–4 км. На остальных реках ширина площадок этого комплекса редко достигает 1 км, чаще она измеряется первыми сотнями метров.

Первая надпойменная терраса на р. Тимир-Билир сложена песками мелкозернистыми, горизонтально и косослоистыми, мощность – до 3 м. Возраст отложений первой террасы как раннеголоценовый определен по анализу СП [44, 45].

На реках Бур, Куойка, Беенчиме, Сектелях первая надпойменная терраса морфологически сливается с высокой поймой, по составу осадков они также сходны. В разрезе террас нижняя часть сложена песками хорошо сортированными и окатанными, похожими на пески онгорбутской толщи. Верхняя часть представлена переслаивающимися тонкозернистыми песками и желто-бурой илистой супесью, насыщенной растительным мусором. На отдельных участках терраса целиком песчаная с хорошо выраженной косою слоистостью.

На р. Сектелях террасы сложены сильнольдистыми суглинками, насыщенными растительными остатками или суглинками в сочетании с косослоистыми песками и с галькой и гравием кварца, кремнистых пород и долеритов. Мощность – до 6 м.

Русловой аллювий имеет тот же состав, что и косовые образования, их мощность составляет около 2 м. На р. Бур они представлены чистыми полевошпатово-кварцевыми песками хорошей окатанности. Галечники встречаются только в головной части кос. Галька мелкая, хорошоокатанная, представлена кварцем, кремнистыми породами, реже – песчаниками. На реках Куойка и Беенчиме на участках, где размываются верхние горизонты покровных отложений, русловой и косовой аллювий сложен илами с примесью тонкозернистого песка, там, где вскрываются базальные горизонты покровных отложений, появляется песчано-галечный и галечный материал. Русловые отложения р. Сектелях обогащены продуктами разрушения пород основного состава.

В Куонамском СФЦР аллювий русла, низкой и высокой пойм, первой надпойменной террасы широко развит в долинах основных рек – Маят, Биллях, Эбелях, Чычах-Чымара, Булгунняхтах, где ширина долин местами достигает 1,5 км.

Первая надпойменная аккумулятивная терраса развита на всей реках, ее высота – 2,5–7 м, мощность аллювия достигает 5–10 м на крупных реках и 2–3 м на их притоках. Терраса имеет двучленное строение: русловая фация мощностью до 8,5 м представлена косослоистыми песками, гравийно-галечно-песчаными осадками и галечниками. В составе последних до 90 % составляют плохоокатанные, преимущественно мелкие обломки местных карбонатных пород. В поле развития пермских, юрских отложений и магматических пород основного состава преобладают обломки песчаников, сидерита, долеритов, базальтов. Грубообломочного материала – до 20 %. Пески разнозернистые кварц-полевошпатового состава с небольшим количеством глинистого материала.

Верхние горизонты террасы (пойменная фация мощностью до 4 м) образованы илисто-суглинистыми и супесчаными горизонтальнослоистыми осадками с прослоями растительного детрита, линзами и клиньями льда.

Разрезы пойменных террас по строению и литологическому составу сходны с разрезами первых надпойменных террас, мощность аллювия высокой поймы колеблется от 3 до 6 м, низкой – от 1 до 5 м при мощности галечного горизонта соответственно 1–3 и 0,5–5 м.

Русловые и косовые отложения представлены преимущественно галечно-щебнисто-песчаным материалом, мощность и состав которого зависит от геоморфологического строения долин и литологии размываемых пород. На участках, где реки врезаются в коренные породы, аллювий отсутствует. Косы развиты только на крупных реках, на реках Мал. Куонамка, Маспаки и Делинге их протяженность достигает 1–2 км при ширине 100–200 м. На других реках косы распространены незначительно и наблюдаются в нижнем и среднем течениях. Мощность руслового и косового аллювия – 1–3 м.

В Среднеоленёкском СФЦР первая надпойменная аккумулятивная терраса р. Оленёк сложена суглинками и супесями с прослоями растительного детрита, мелкозернистого песка, галечно-гравийного материала и линзами льда. Галька представлена известняками и, реже, кремнистыми породами, мощность аллювия – 12 м. На реках Моторчуна и Кюннюктях террасы сложены суглинками и глинами с галечно-гравийным материалом, представленным известняками и, реже, кремнистыми породами, мощность – 1,6 м.

На р. Оленёк пойменные отложения представлены суглинками с прослоями галечно-гравийного материала и линзами льда, мощностью высокой поймы – до 8 м, низкой – 4 м. На реках Моторчуна и Кюннюктях пойменные отложения представлены торфяно-илисто-глинистыми образованиями с линзами и прослоями льда мощностью до 3 м.

Русловые отложения большинства рек района сложены песчано-гравийно-галечным материалом, в составе которого преобладают известняки.

Голоценовый возраст аллювия русла, низкой и высокой пойм и первой надпойменной террасы определен комплексом пресноводных моллюсков из старичных фаций. Моллюски представлены ныне живущими формами [47]. Спорово-пыльцевой комплекс (СПК) первой надпойменной террасы характеризуется спектрами лесного типа, типичного для раннеголоценового времени [46, 234].

Э о л и й (vH) развит на поверхности лессоидов в Вилуйском СФЦР на левобережье р. Бур. Представлен песками и супесями, слагающими дюны, бугры и гряды. Они характеризуются сложной линзовидной и перекрестной слоистостью, обусловленной распределением минеральных частиц, как по крупности, так и по удельному весу. Содержат значительное количество растительных остатков и прослой погребенных почв. Эолий формируется за счет перевевания покровных отложений верхнего неоплейстоцена, поэтому датируется голоценом. Мощность – до 5 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Элювий и солифлюксий (e,s) выделяются в Куонамском СФЦР и Вилуйском СФЦР. Развиты на пологих ступенчатых склонах, где они формируют маломощный покров, состоящий из щебенки и дресвяников с суглини-

стым и супесчаным заполнителем на поверхности коренных пород. Мощность – до 6 м.

Коллювий и делювий (с,d) представлены глыбниками, отломниками, щебенкой, дресвяниками с супесчаным и суглинистым заполнителем. Выделяется в пределах глубоковрезанных участков речных долин, на крутых склонах и у подножий плато, бронированных магматическими породами основного состава. Мощность отложений в основании склонов достигает 20 м.

Делювий и солифлюксий (d,s) широко развиты на пологих склонах во всех СФЦР. Представлены суглинками и супесями с дресвой и щебнем, плащеобразно перекрывающими склоны водоразделов, нередко они перекрывают аллювий террас. Разрез их состоит из двух нечетко разделенных слоев: верхнего илисто-суглинистого (средняя мощность – 2 м) и нижнего суглинисто-щебнистого или щебнисто-суглинистого с глыбами, редкой галькой и гравием (средняя мощность 1,2 м). В других разрезах наблюдается слоистость, выраженная чередованием суглинка растительного детрита и льда. Известны отдельные находки алмазов. Мощность отложений не выдержана и колеблется в среднем от 1,0 до 7 м, максимальная – до 16 м.

Коллювий (с) развит на крутых обрывистых склонах речных долин и образует несортированные глыбовые, щебнисто-глыбовые и дресвяно-щебнистые осыпи и шлейфы; также образуется у подножия крутых склонов и под скальными выходами пород устойчивых к выветриванию. Мощность – 5–10 м.

Элювий и делювий (e,d) развиты во всех СФЦР на пологих участках междуречий в верхних частях склонов средней крутизны и на малорасчлененных водоразделах. В составе – глыбники, щебенка, дресвяники, суглинки щебнисто-дресвяные, иногда с галькой, глины, супеси, пески. Мощность – 6 м.

Делювий (d) формируется на склонах средней крутизны под действием временных потоков и плоскостного смыва. В составе отложений суглинки и супеси щебнисто-дресвяные, иногда с галькой и гравием, глыбами и валунами, пески, глины. В области распространения песчано-глинистых юрских и меловых пород делювий представлен суглинками бурыми, книзу песчанистыми – на песках, или суглинками серовато-зелеными с обилием щебня алевролитов на алевролито-аргиллитовых породах. Мощность у подножия склонов достигает 10 м.

Элювий (e) занимает плоские поверхности водоразделов. В его составе суглинки, часто с дресвой, щебнем и глыбами подстилающих пород, супеси (иногда с гравием и галькой), глины, пески. Мощность – до 2 м.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования занимают сравнительно ограниченную часть площади листа R-50, отличаясь при этом широким разнообразием состава, генезиса и возраста пород. Они представлены тремя магматическими формациями, относящимися к рифейскому, среднепалеозойскому и раннемезозойскому тектоно-магматическим этапам развития Сибирской платформы: платформенные вулканические и гипабиссальные базиты нормальной и умеренной щелочности, плутонические образования щелочного ультраосновного состава с карбонатитами, а также широкая гамма разновозрастных кимберлитов. Большая их часть тяготеет к центральным частям площади листа – Уджинскому и Куойкскому поднятиям и Суханской впадине, а также к южной границе пограничной зоны Анабаро-Оленёкской антеклизы и Лено-Анабарского краевого прогиба.

РИФЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНОГО СОСТАВА

ВЕРХНЕУДЖИНСКИЙ ДОЛЕРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (BRF₃vu)

Образования этого комплекса изучены только в области распространения рифейских отложений на Уджинском поднятии. Комплекс магматических пород, развитых на этой территории, изучался многими авторами, однако общепринятой их систематизации не существует до настоящего времени. Показателем этого являются весьма существенные различия в определении не только возрастной, но и генетической принадлежности магматитов различного состава и морфологии слагаемых ими тел. Так, Э. Г. Эрлих полагал [47], что все без исключения магматические образования Уджинского поднятия относятся к пермо-триасовой трапповой формации. Комплекс мощных пластообразных и секущих тел, развитых в верховьях р. Удя, в том числе так называемый Верхнеуджинский силл мощностью 70 м, рассматривался К. М. Константиновым [99] как интрузивные тела раннетриасового возраста, В. И. Охлопковым [296] – как покровы базальтов молодинской толщи того же возраста. «Большая уджинская дайка» в долине р. Удя относилась как к рифейскому [26, 137], палеозойскому [172], так и мезозойскому [47] комплексам.

Проведенные нами на Уджинском поднятии полевые работы показали, что среди них выделяются две группы тел, относящихся, видимо, к различным интрузивным фазам.

К первой принадлежат синхронные и комагматичные рифейским вулкани-там интрузии, представляющие собой, видимо, в основном подводящие маг-матические каналы центров извержений и связанные с ними межпластовые силлы; как те, так и другие формировались в приповерхностных условиях и были сложены, естественно, субвулканическими породами, близкими к ба-зальтам по химизму и петрографическим характеристикам. На площади Уджинского поднятия на стратиграфическом уровне, маркированном вулка-нитами унгуохтахской свиты, с полями развития последних ассоциируют не-многочисленные тела магматических пород небольших размеров и близкого петрографического состава. Они представляют собой маломощные (5–20 м) дайки и пластовые тела долеритов, залегающие в слоистых толщах унгу-охтахской и улахан-курунгской свит в непосредственной близости от центров вулканических извержений. Дайки имеют преимущественно субмеридио-нальную и север-северо-восточную ориентировку, совпадающую с генераль-ным направлением зоны разломов, контролирующей размещение вулканиче-ских аппаратов, длину 1–2 км и мощность в несколько метров. Наиболее крупная дайка из этой группы тел, обнажающаяся в ряде коренных выходов вдоль правого борта долины р. Удя на участке от устья р. Улахан-Курунг-Юрях в южном направлении (т.н. 55, 74, 2061А*), имеет длину около 5 км, мощность – 10–20 м. В районе ее южного окончания (т.н. 2061А) располагается один из центров извержений, с которым связано небольшое поле туфов площадью несколько квадратных километров, мелкие потоки базальтов и не-сколько маломощных даек, ориентированных в северо-северо-восточных румбах.

В трех обнажениях в устье р. Улахан-Курунг-Юрях и в 2 и 6 км выше него (т.н. 62, 65, 72, 73) были изучены также маломощные силлы, залегающие в карбонатно-кремнистых образованиях верхней части улахан-курунгской сви-ты согласно с напластованием ее пород (аз. пад. ВСВ $80^\circ < 12^\circ$). Видимая мощность этих тел – 8–12 м. Они сложены долеритами, идентичными тако-вым, слагающим дайки, интенсивно измененными, иногда миндалекаменны-ми (шф. 72/1, 62, 65/1). Нижний контакт тел не вскрыт; верхний, хорошо об-наженный (т.н. 73) – ровный, согласный, на нем почти не проявлено воздей-ствие интрузивного тела на вмещающие породы, кроме незначительного их уплотнения.

Дайки и силлы сложены близкими разновидностями мелкозернистых, в приконтактных частях – тонкозернистых долеритов, обычно сильно изме-ненных, карбонатизированных, имеющих мелкозернистые толеитовые струк-туры (шф. 55/1), свидетельствующие о приповерхностных условиях их фор-мирования.

Вторая группа рифейских интрузивных базитов представлена нескольки-ми мощными секущими телами с признаками, свойственными более глубин-ным абиссальным частям вулканических систем. Среди них доминируют мощные (до 120 м) дайки, очень редко – штоки, сложенные более крупнозер-нистыми породами. Эти более глубокие уровни дайкового комплекса выве-дены на дневную поверхность в пределах Уджинского поднятия.

*Здесь и далее к т.н. см. базу данных, папку R-50\R50_db\Fakt\Bpd\DB_BPD_R-50.mdb.

Наиболее мощная (до 120 м) дайка этого комплекса обнажается на восточном склоне поднятия (правый берег р. Удя в районе устья руч. Унгуохтах), в его центральной части (истоки руч. Улахан-Курунг-Юрях) и на западном его борту (долина притока р. Чымара). Дайка интродуцирована в тектонической зоне северо-западного простирания (около 300°), пересекающей центральную часть поднятия южнее массива Томтор. Она залегает в толще рифея, прорывая весь его изученный разрез, в том числе и толщу туфов унгуохтахской свиты; перекрыта пермскими отложениями. Судя по характеру магнитного поля над ней, дайка залегает вертикально, кулисообразно, на большей части своей протяженности – на глубине десятков–первых сотен метров, лишь изредка выходя на современную дневную поверхность. Протяженность ее составляет, судя по выходам и связанной с ней аномалии магнитного поля, более 40 км; это так называемая «Большая уджинская дайка» [137].

Основная часть дайки сложена преимущественно хорошо раскристаллизованными средне- и крупнозернистыми трахидолеритами и габбродолеритами, иногда – конгадолеритами кварц- и биотитсодержащими (шф. 27, 28/2), с очень незначительным количеством витрофирового мезостазиса. В приконтактовых частях тела они сменяются более мелкозернистыми разновидностями долеритов. Породы обычно сильно изменены аутометасоматическими процессами: плагиоклаз почти нацело замещен соссюритом и пумпеллиитом, пироксен – амфиболом, лейкоксенном и актинолитом. Дайке свойственны мощные (первые десятки метров) зоны контактовых изменений вмещающих пород: скарнирование, карбонатизация и уплотнение боковых пород, возникновение скоплений сульфидов (преимущественно марказит и пирит), образующих гнёзда диаметром до 20 см. В экзоконтакте ее апикальных частей развиты более высокотемпературные образования – скарны, различного типа роговики, зоны интенсивной перекристаллизации.

Состав слагающих дайку пород, их петрографические особенности и характер контактовых изменений существенно отличают ее от рассмотренных выше субвулканических пород; ее становление происходило, видимо, в более глубоких условиях, близких к гипабиссальным.

Возраст верхнеуджинского комплекса был определен ранее по результатам изотопного анализа К-Аг методом. Диапазон датировок оказался достаточно широким; он делится на две группы значений: первая – от 1350 ± 82 до 1335 ± 66 млн лет; вторая – от 1090 ± 25 до 890 ± 84 млн лет [296].

Было выполнено также изотопное датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом плагиоклаза из образца «габбродиабаза», отобранного из тела неправильной морфологии в южной части Уджинского поднятия. Полученное значение возраста – 1074 ± 11 млн лет – оказалось близким к результатам второй группы [26]. Имеется также U-Pb датировка по апатиту одной из даек 1386 ± 30 млн лет [199], близкая к возрастам второй группы.

Были получены также результаты анализа U-Pb методом по цирконам из проб, отобранных нами из долеритов упомянутых выше силла (т.н. 2061А/1) и мощной дайки северо-западного простирания (т.н. 26/1). В целом они в какой-то мере согласуются с датировкой второго – верхнерифейского этапа интрузивного магматизма, а также с результатами определения возраста связанных с ними базальтов унгуохтахской свиты (гл. «Стратиграфия»). Однако они

внутренне противоречивы, поскольку удовлетворительно коррелирующиеся между собой цифры возраста силла и базальтов (соответственно $801,6 \pm 7,8$ и $815-811 \pm 5-6$ млн лет) оказались более молодыми по сравнению с возрастом прорывающей их дайки ($826,3 \pm 6,2$ млн лет*, ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ»). При этом противоречие усугубляется тем, что дайка сформирована в гипабиссальных условиях, предполагающих, что к моменту ее внедрения прорываемые ею поверхностные вулканы были перекрыты толщей пород мощностью по крайней мере в несколько сотен метров.

Опираясь на эти результаты, следует полагать, что в рифее интрузивный магматизм осуществлялся, видимо, в течение трех этапов: древнего, проявившегося на границе нижнего и среднего рифея, более молодого, связанного с границей среднего и верхнего рифея, и самого позднего, активизировавшегося, по-видимому, после завершения формирования уджинской свиты.

Вулканические аппараты

С полями распространения пирокластических образований унгуохтахской свиты среднего рифея ассоциируют вулканические аппараты, являвшиеся подводными каналами при извержениях. Лучшее изучено один из них, обнаруженный в левом пабереге р. Удя, в 3 км выше по течению от устья р. Улахан-Курунг-Юрх (т.н. 67) в слоистой карбонатно-кремнистой толще улахан-курунгской свиты (рис. 7); он находится на расстоянии около 200 м от крупного обнажения туфов (т.н. 66), вскрытая мощность которых превышает 30 м.

Он представляет собой линейную зону, простирающуюся в северо-восточном направлении (аз. прост. СВ 50°), сложенную вертикально залегающими телами (дайками) долеритов (базальтов) и туфов, с зажатыми между ними крупными блоками (рифами) вмещающих осадочных пород. Мощность отдельных тел долеритов – 3–5 м, туфов – 2–3 м до 20 м и более. Пластина осадочных пород представлена карбонатно-кремнистыми полосчатыми породами улахан-курунгской свиты мощностью около 8 м.

Долериты (шф. 67/1) мелко- и тонкозернистые, с псевдоморфной офитовой структурой, часто с мелкоплитчатой (1–3 см) вертикальной отдельностью, иногда «скрученной», отражающей, видимо, флюидальную текстуру пород. Порода сильно изменена вторичными процессами, с развитием хлорита, эпидота, лейкоксена, серицита, кальцита. Контакты с туфами и осадочными породами четкие, без видимых признаков изменений.

Туфы лапиллиевые и агломератовые (рис. 8), по большей части витрокластические, реже – ксенотуфы лито-витрокластические. В составе ксеногенной примеси – вмещающие карбонатно-кремнистые породы, измененные карбонатные породы, алевролиты, аргиллиты. В краевой южной части выходов туфы постепенно сменяются агломератовыми ксенотуфобрекчиями (шф. 67/6), в которых размер ксеногенных обломков достигает 0,5 м. Часть обломков имеет округлые, сглаженные очертания, поверхность их покрыта черной стекловатой реакционной каймой толщиной до 2 см. Встречаются обломки

*См. базу данных, папку R-50\R50_db\Fakt\Bpd\Sbd\Analiz\Абс.Возр\2061a.

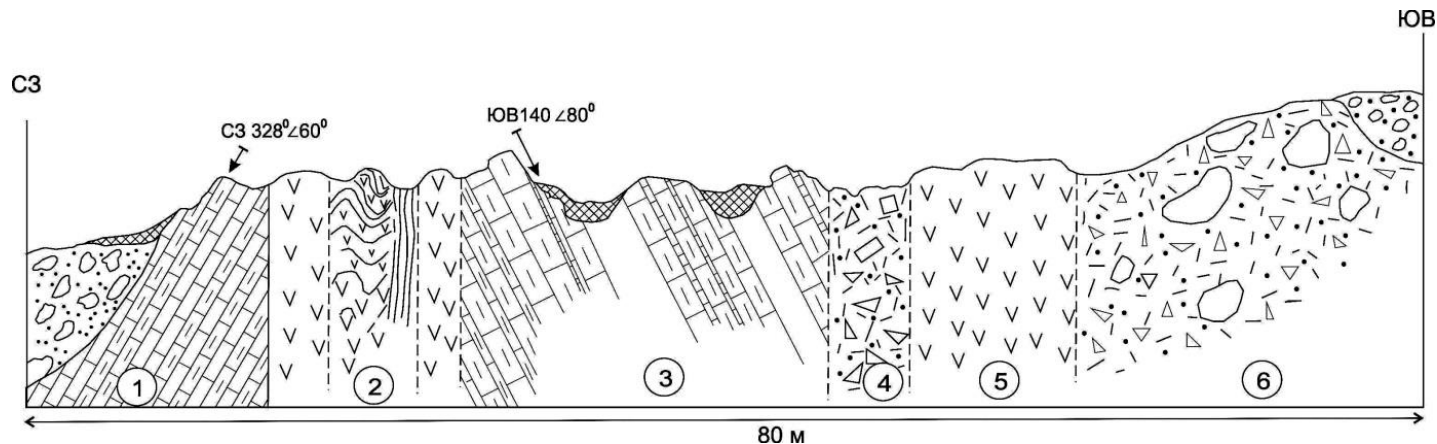


Рис. 7. Стрoение вулканического аппарата вулканитов унгуохтахской свиты (т.н. 67).

1 – вмещающие карбонатно-кремнистые отложения улахан-курунгской свиты; 3 – те же породы в крупном блоке (рифe); 2, 5 – базальты мелко- и тонкозернистые, иногда с флюидальной текстурой; 4 – туфы витрокластические, ксенотуфы лапиллиевые и псефитовые; 6 – ксенотуфы и туфы витрокластические лапиллиевые, переходящие в агломератовые и ксенотуфобрекчии, включения кластолав.

до 20 см, сложенные сильно измененной кластолавой миндалекаменного андезибазальта (шф. 67/3), обломки в которой цементированы родственным им по составу базальтом, имеющим такую же миндалекаменную текстуру.

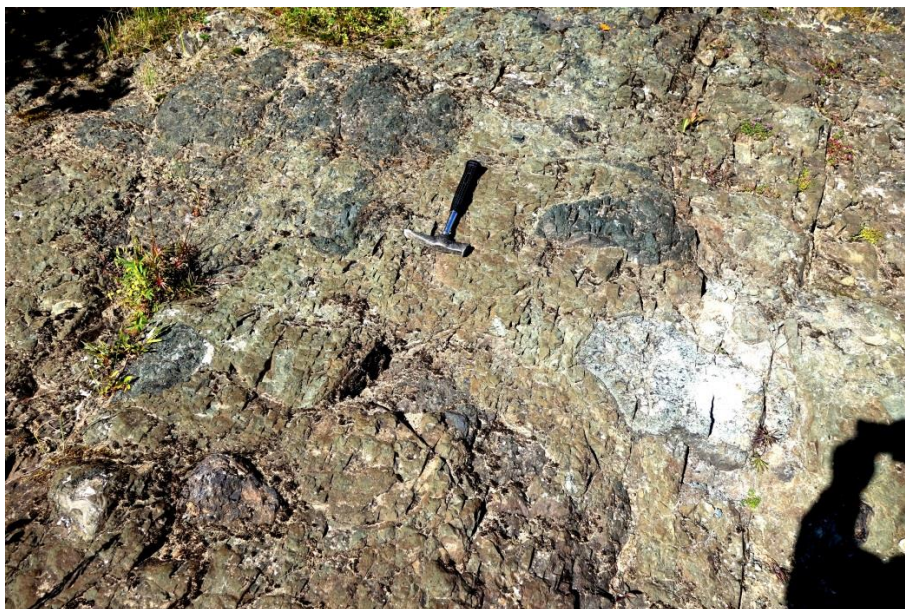


Рис. 8. Агломератовая ксенотуфобрекчия канала извержения унгохтахской свиты (R_{2un}) (т.н. Ч-67, левый берег р. Удя, в 1,5 км выше устья руч. Улахан-Курунг-Юрях).

Вмещающие карбонатно-кремнистые породы на северо-западном контакте задраны, лежат с крутым (около СВ 60°) наклоном в сторону от вулканической зоны.

Вскрытая мощность зоны – около 80 м. Признаки ее присутствия прослеживаются как в северо-восточном (т.н. 76), так и в юго-западном (т.н. 71) направлениях; общая протяженность зоны составляет, по меньшей мере, 3 км.

Другие вулканические аппараты (т.н. 57, 58, 71) обнажены значительно хуже. Они маркируются в основном участками развития крупнообломочных и агломератовых разновидностей туфов, туфобрекчий, их повышенными мощностями, иногда – присутствием небольших потоков базальтов мощностью до нескольких метров.

Четкая структурно-тектоническая связь рассматриваемых интрузий с образованиями вулканических аппаратов, единство состава слагающих их пород позволяют считать их ассоциацией магматических пород, возникшей в течение единого этапа вулканического процесса. С этих позиций они отвечают понятию «вулканический комплекс».

Расположение участков развития вулканогенных пород и вулканических аппаратов по площади показывает, что они образуют зону север–северо-восточного направления (С–СВ 7–10°) шириной около 5 км; прослеженная ее

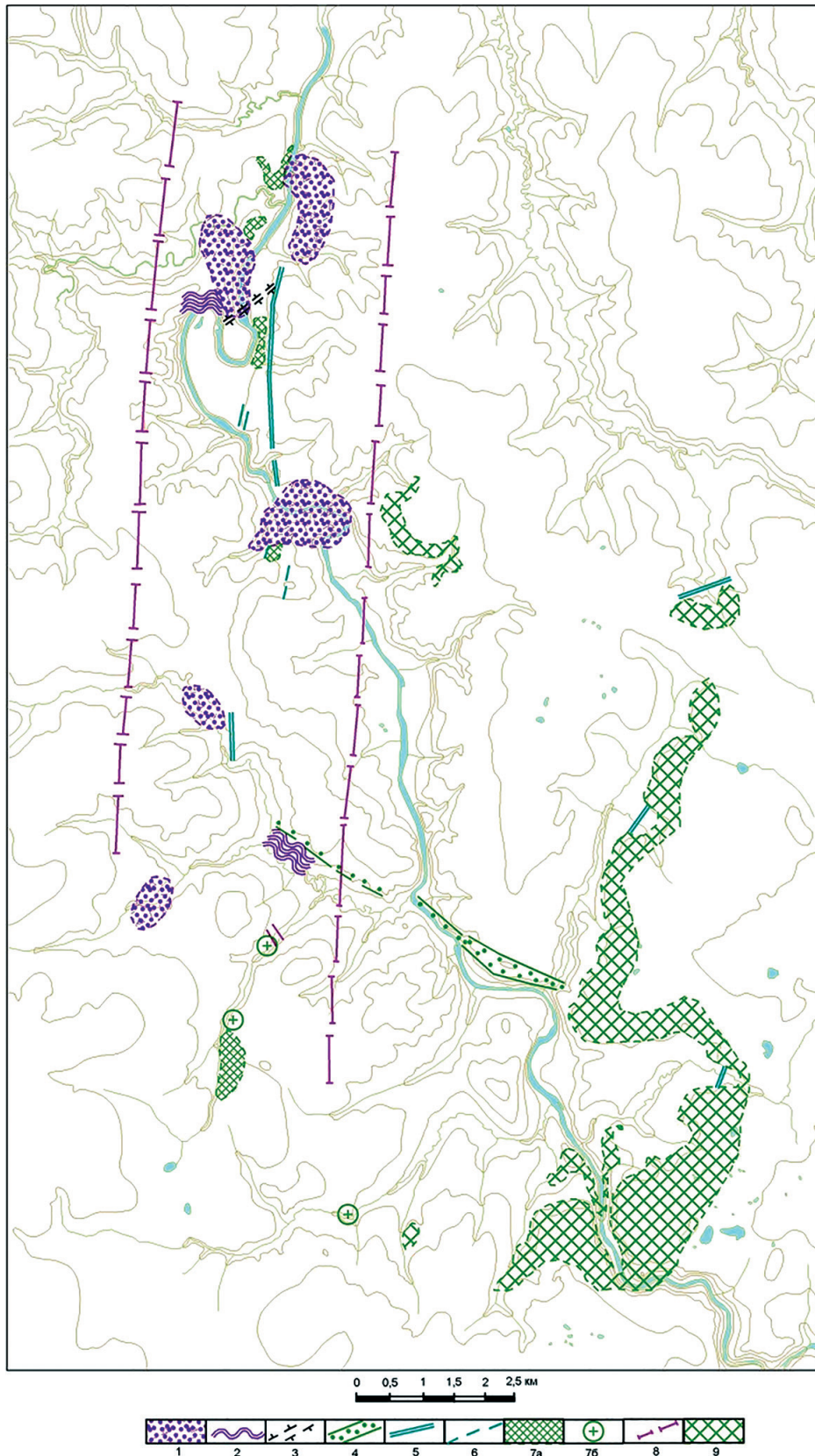


Рис. 9. Распространение магматических образований основного состава на восточном склоне Уджинского поднятия.

Рифейский вулканогенный трапповый комплекс: 1 – туфы витрокластические и ксенотуфы агломератовые, лапиллиевые, пепловые, ксенотуфобрекчии, туфогенно-осадочные породы; 2 – потоки базальтов; 3 – зоны подводящих каналов извержения: ксено- и витрофировые лапиллиевые туфы, агломератовые ксенотуфы, ксенотуфобрекчии, базальты; 4 – мощные дайки северо-западного простирания: долериты, габбродолериты, трахидолериты, иногда конгадолериты кварц- и биотитсодержащие, микродолериты; 5 – дайка, выполняющая главный магматический канал извержений – долериты; 6 – мелкие секущие тела – долериты, микродолериты; 7 – пластовые тела траппов (а) и штоки (б); 8 – предполагаемые границы зоны рифейского вулканизма.

Раннетриасовая интрузивная трапповая формация. Молодинский долеритовый комплекс: 9 – мощные пластовые и секущие тела долеритов, микродолеритов.

протяженность составляет около 25 км. Она пересекает почти всю площадь выходов рифейских отложений Уджинского поднятия, следуя вдоль его восточного крыла (рис. 9) – видимо, параллельно осевой части авлакогена. Осевая часть последнего может быть расположена как восточнее, так и западнее этой зоны.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА С КАРБОНАТИТАМИ

К их числу относятся магматические образования формации щелочных ультраосновных пород и карбонатитов, входящие в Уджинскую магматическую провинцию среднепалеозойского возраста. Все они расположены в центре северной половины листа R-50, в осевой части Уджинского поднятия, на междуречье средних течений рек Удя и Чычах-Чымара.

В состав провинции входят два различных по генезису, возрасту и составу слагающих их пород магматических комплексов: уджинский ийолит-карбонатитовый, массивов центрального типа, и чимаро-уджинский щелочно-ультраосновных лампрофиров, диатремово-дайковый.

Породы первого из них слагают собственно интрузивные массивы комплекса. Более молодые образования, относящиеся к альнёт-тингуаитовой формации, образуют чрезвычайно многочисленные мелкие тела-сателлиты: дайки, жилы, штоки и трубки взрыва, тесно связанные с массивами; они пользуются очень широким распространением как в пределах самих массивов, так и во вмещающих их осадочных породах, образуя вокруг массивов ореол диаметром около 40 км.

Как и подавляющее число других аналогичных геологических образований мира, магматиты Уджинской провинции связаны с краевой частью континентальной плиты – северной окраиной Сибирского континента. Контролирующие их структуры растяжения отвечают рифтогенным этапам деструкции земной коры, проявившимся в течение фанерозоя. Массивы ультраосновных–щелочных пород локализуются обычно в осевых частях рифтов, над участками наиболее высокого залегания поверхности Мохо, и синхронны им. Но иногда они (как и молодые карбонатитовые центры Восточной Африки) располагаются на удалении от осевых частей синхронных рифтовых долин [198]. В некоторых случаях вмещающие карбонатиты структуры функционировали в рифтовом режиме задолго до проявления щелочно-ультраосновного магматизма. Это относится и к рифейским авлакогенам, контролирующим размещение среднепалеозойских (уджинский комплекс) и раннетриасовых (маймеча-котуйский комплекс) массивов севера Сибирской платформы.

Рассматриваемые образования представляют собой продукты длительного формирования многофазных интрузивных и вулканоплутонических массивов преимущественно центрального типа. Для них характерно зонально-кольцевое, изредка линейное строение, обусловленное сочетанием дугообразных и радиальных даек, штоков, жильных, штокверковых и метасоматических зон разнообразных очертаний, сложенных последовательными сериями пород, сформировавшимися в несколько дискретных магматических фаз. Фазы

внедрения разделены временными промежутками, измеряемыми, как считается [178], десятками, иногда первыми сотнями(?) млн лет; они частично, а иногда полностью замещают предшествующие образования. В итоге этого длительного процесса сформировались массивы, имеющие весьма сложную структуру, на глубинах более 10–15 км переходящие, возможно, в линзовидные и линейные трещинные тела.

Изучение плутонов уджинского комплекса показало, что в их образовании принимает участие более или менее полный набор однотипных породных групп. Почти общепринятым является мнение, что их формирование, начавшееся с гипербазитов, продолжилось породами мельтейгит-уртитовой серии и завершилось нефелиновыми (щелочными) сиенитами, фоскоритами и карбонатитами. Отнесение их к интрузиям центрального типа основано на преимущественно концентрически-поясовом расположении разновозрастных дифференциатов, обусловленном ведущей ролью кольцевых расколов. Не менее важными структурными элементами сложных массивов являются также штоки и радиальные дайки.

УДЖИНСКИЙ ИЙОЛИТ-КАРБОНАТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (Еv-δPZ₂U)

Многофазные интрузии центрального типа

Интрузивные массивы, входящие в уджинский интрузивный комплекс, расположены в центральной осевой части Уджинского поднятия. Они составляют линейную группу тел север–северо-восточного (7–10°) простирания в его осевой части. В нее входят три массива (плутона) центрального типа (Томтор, Богдо и Промежуточный) и т.н. «минерализованная зона» Чимара – видимо, объект того же типа, но имеющий близкую к линейной неправильную форму и сложное строение, что скорее всего связано с его положением в зоне мощного разлома субмеридионального простирания. Массивы представляют собой округлые в плане на дневной поверхности тела, сложенные образованиями одной и той же магматической формации, различающиеся лишь размерами, набором слагающих их пород и их количественными соотношениями. Несмотря на масштабные геологосъемочные и тематические исследования, внутренняя структура и условия формирования массивов не вполне ясны, поскольку все они в большей своей части перекрыты мощным чехлом более молодых осадочных образований и изучены только с помощью редкой сети скважин и материалов геофизических исследований. Петротипом комплекса является рассматриваемый ниже массив Томтор.

Массив Томтор является наиболее крупным среди массивов этого комплекса. Он представляет собой один из крупнейших в мире щелочных ультраосновных массивов с карбонатитами – интрузивное тело штоко-(столбо)-образной формы с более или менее четко выраженным грубо-концентрически-зональным размещением дискретно сформированных серий пород, имеющее в современном эрозионном срезе почти правильную эллипсоидальную форму; размеры его 21 × 16 км, площадь около 250 км². Он относится, видимо, к типу плутонических, о чем свидетельствуют округлая форма, крупные размеры и комплекс слагающих его пород. С ним сочетается также обширный ореол развития более молодых диатремовых и дайковых тел.

Судя по геофизическим данным, массив представляет собой практически вертикально залегающее тело, границы которого, (особенно западная), несколько наклонены к его центру. Это подтверждается строением региональных геофизических полей – как магнитного, так и поля силы тяжести, в которых он отчетливо выделяется в виде четких локальных аномалий ΔT и Δg , контуры которых в целом достаточно точно совпадают между собой и с границами массива, установленными буровыми и горными работами. Магнитная аномалия над массивом имеет простое концентрически-зональное строение (R50\R50_db\Допм\Строение магн-поля над массивом Томтор.jpg). Аномалия поля силы тяжести состоит из двух экстремумов с максимумом в ее западной части, минимумом – в восточной, что объясняется, видимо, различным составом и свойствами пород, залегающих на этих участках [178].

Массив почти полностью перекрыт плащом четвертичных, юрских, а на отдельных участках – пермских и, возможно, каменноугольных отложений мощностью 5–125 м; представление о его составе и строении базируется почти исключительно на данных бурения, горных работ, результатах аэро- и наземных геофизических исследований. Массив интрузирует рифейские карбонатно-кремнистые и терригенные породы – доломиты, сланцы и алевролиты улахан-курунгской свиты, а также терригенные породы томторской свиты венда, часто заключая их ксенолиты, иногда – очень крупные (сотни метров) блоки («риффы»). В досреднепермское время по породам массива сформировалась мощная кора выветривания различных типов, с продуктами переотложения которой связано уникальное редкометалльно-редкоземельное месторождение.

Как и другие массивы уджинского комплекса, Томтор представляет собой полихронный плутон, сформировавшийся в несколько этапов. Он сложен преимущественно породами ийолитовой формации, образовавшимися в течение пяти интрузивных фаз:

- 1 – оливиниты, пироксениты (мелилитолиты?) сохранились только в виде ксенолитов среди пород второй фазы;
- 2 – якупирангиты-ийолиты и их метасоматически измененные разновидности;
- 3 – щелочные и нефелиновые сиениты;
- 4 – фоскориты – апатит-магнетит-оливиновые породы;
- 5 – ранние (кальцитовые) и поздние (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и сидеритовые) карбонатиты.

Томтор относится к числу массивов, в которых центральный шток сложен породами последней, заключительной интрузивной фазы – карбонатитами.

Первая интрузивная фаза. Оливиниты, пироксениты (мелилитолиты?). О существовании этой фазы свидетельствуют только ксенолиты оливинитов, содержащиеся в якупирангитах второй фазы. Кроме того, к их числу отнесены также плотные фарфоровидного облика породы преимущественно нефелин-кальцит-диопсидового состава гранобластовой структуры (диопсид 40–65 %, кальцит 25–30 %, нефелин до 10–15 %), развитые в центральной части массива Богдо; они образуются по мелилитолитам под воздействием якупирангитов [296].

Вторая интрузивная фаза. Якупирангит-ийолитовая серия и их метасоматически измененные разновидности.

Породы якупирангит-ийолитовой серии слагают две полукольцевые зоны в западной и восточной частях массива, разомкнутые на севере и юге; они представляют собой единую систему сближенных дугообразных крутопадающих даек различной мощности и протяженности, жил, штоков и штокообразных тел, которым соответствуют отчетливо выделяющиеся в магнитном поле области высоких значений ΔT : от +100 до +400 нТл. Мощности зон 1–2,5 км, местами до 4 км. В осевой части кольцевого пояса залегают метасоматически измененные (рудоносные) якупирангит-ийолиты, с которыми ассоциирует серия более интенсивных (до 500 нТл) локальных магнитных аномалий.

Наиболее широко распространенными породами второй фазы являются мелко- и среднезернистые якупирангит-мельтейгиты, в меньшей мере ийолиты; уртиты играют резко подчиненную роль, слагая преимущественно шпирь, линзы и неправильной формы участки в ийолитах и мельтейгитах. С ними тесно связаны постепенными переходами малиньиты и шонкиниты, имеющие незначительное распространение. Их гипабиссальные разновидности представлены оливиновыми меланефелинитами, нефелинитами; фации краевой закалки в эндоконтактных зонах интрузий сложены оливиновыми меланефелинитами, лимбургитами, авгититами.

Минеральный состав пород якупирангит-ийолитовой серии изменяется от существенно пироксенового в якупирангитах до преимущественно нефелинового в уртитах: якупирангиты – моноклинный Prx 90–95 %, нефелин до 10 %; мельтейгиты – моноклинный Prx 50–90 %, нефелин 10–45 %; ийолиты – моноклинный Prx 20–50 %, нефелин 50–80 %; уртиты – моноклинный Prx до 20 %, нефелин – более 80 %. Содержание второстепенных минералов в этих породах резко изменчиво: биотит (флогопит) до 5–12 %, базальтическая роговая обманка до 4–10 %, магнетит (титаномагнетит) до 8–10 %, перовскит, сфен, апатит, гранат.

Малиньиты и шонкиниты отличаются от мельтейгитов и якупирангитов присутствием калиевого полевого шпата – соответственно 20–25 и 10–15 %, образуя между собой постепенные переходы.

Якупирангит-мельтейгиты – темноокрашенные среднезернистые породы массивной или трахитоидной, с участками шпиро-такситовой текстуры. Ийолит-уртиты – среднезернистые мезо- и лейкократовые породы массивной, с участками шпиро-такситовой текстуры (ийолиты). Структура их идиоморфнозернистая, призматически-зернистая и гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой.

Породы якупирангит-ийолитовой серии подверглись сильному воздействию метасоматических и гидротермальных процессов [327]. Наиболее интенсивно оно проявилось в зонах брекчирования и на контактах с дайками и жилами пород щелочно-ультраосновного состава, что вызвало образование эгирина, флогопита, моноклинного пироксена, замещение нефелина флогопитом и кальцитом, резкое увеличение содержания магнетита и апатита. Кальцитизация пород сопровождается обильной сульфидной минерализацией: пирита, марказита, реже халькопирита. В результате такой многократной переработки первоначальная порода превращается в слюдит, пироксен-слюдистую породу, магнетитовую, магнетит-апатитовую руду, карбонатную породу с сульфидами.

Минеральный состав измененных пород (%): эгиринизированный моноклинный пироксен до 90, нефелин – ед.зн., флогопит 1–100, апатит – до 25, гранат группы андрадита – до 25, перовскит – до 15, магнетит – до 95, карбонаты (кальцит, доломит, сидерит) – до 90, сфен, анатаз, рутил – до 1, пирит, халькопирит, пирротин – до 10, цеолиты – 5, калиевый полевой шпат и альбит – до 25, гидрослюда, хлорит, гидроокислы железа – до 15, амфибол – до 5, волластонит – ед. зн. Гранат (андрадит) образует отдельные округлые зерна размером до 3–4 см.

Апатит постоянно присутствует в виде зерен размером 0,2–1,5 мм, первично магматический – в виде пойкилитовых вростков в пироксене.

Монацит редок, встречается в единичных зернах округлой и неправильной формы, располагаясь между зернами темноцветных минералов.

Магнетит является минералом измененных пород. Он встречается в виде зерен, их скоплений, кристаллов, рудной пыли и сплошных масс, выполняя как бы роль цемента, заполняя все промежутки между зернами породообразующих минералов. Часто образует полосы и зоны, мощность которых достигает нескольких метров.

Сульфиды представлены пиритом, пирротинном, иногда халькопиритом. Слагают жилки мощностью до 20–30 см, часто образуют вкрапленность в измененных породах.

Встречаются также типоморфные для карбонатитов галенит, пирохлор, колумбит, цирколит, барит, которые слагают в измененных породах небольшие прожилки карбонатитового состава.

Третья интрузивная фаза. Ювиты, щелочные и нефелиновые сиениты слагают внешние кольцевые зоны массивов Томтор и Богдо. Среди них преобладают нефелиновые сиениты, переходящие в щелочные сиениты, и ювиты со шпировидными обособлениями уртитов и полевошпатовых ийолитов. Минеральный состав пород меняется от лейкократовых разновидностей до меланократовых; иногда даже в одном образце можно наблюдать переход от нефелинового сиенита к малиньиту или ийолиту. Такие колебания состава пород объясняются как процессами дифференциации магматического расплава, так и контаминацией (вплоть до полной ассимиляции) ксенолитами пород более ранних фаз, а также осадочных и вулканогенных пород рифея, которые подверглись интенсивному натриево-калиевому метасоматозу с образованием полевошпатовых и нефелин-полевошпатовых фенитов.

Пегматоидные сиениты образуют дугообразные полосы и линзы различной мощности, в пределах которых встречаются шпире пегматитов. Наряду с массивными встречаются также полосчатые и рассланцованные сиениты и ювиты, характеризующиеся чередованием лейкократовых пегматоидных разновидностей с меланократовыми.

Нефелиновые и щелочные сиениты представляют собой преимущественно среднезернистые породы, имеющие следующий минеральный состав (%): калиевый полевой шпат (ортоклаз) – 35–75, альбит – 1–20, нефелин – 0–50, биотит (флогопит) – 1–5, моноклинный пироксен – 1–10 (в меланократовых разновидностях до 30), сфен – до 1, рудный – до 3, амфибол, гранат, перовскит, рутил, анатаз, циркон, апатит, карбонат, цеолит, хлорит. В щелочных сиенитах резко преобладают калиевый полевой шпат и альбит – 90 %.

Нефелиновые сиениты и ювиты содержат (%): калиевый полевой шпат (ортоклаз) – 20–70, нефелин – 35–60, гранат (шорломит) – до 35, моноклинный пироксен – 0–20, биотит – до 8–10, сфен – до 5–7, апатит, рутил, рудный (титаномагнетит) – до 3. Вторичные – карбонат, канкринит, содалит. В малиньтах содержание нефелина понижается до 15–35 %, сфена – до 10 %.

Соотношения минералов показывают, что в процессе консолидации щелочных массивов наиболее ранними минералами являлись гранат, нефелин и, возможно, апатит. Затем кристаллизовались моноклинный пироксен и сфен; гранат кристаллизовался на поздней стадии, вместе с мелкими зернами других минералов [325, 327].

Нефелин, по-видимому, формировался на протяжении длительного времени, о чем говорит резко идиоморфный характер его выделений и развитие его ксеноморфных зерен по трещинам в моноклинном пироксене.

Моноклинный пироксен образует, по крайней мере, две генерации: эгирин-авгит и эгирин, равно как и сфен, который образует самостоятельные идиоморфные зерна (ранняя генерация) и замещает ранее выделившийся гранат.

Калиевый полевой шпат развивается по ранее выделившемуся нефелину и моноклинному пироксену.

Шлиры уртитов и участки, обогащенные гранатом, образовались, вероятно, в результате магматической дифференциации.

Нефелиновые сиениты с трахитоидной и призматически-зернистой структурой являются наиболее поздними образованиями, слагающими секущие жилы и маломощные дайки. В них нефелин кристаллизовался на последней стадии, занимая подчиненное положение в интерстициях между таблитчатыми зернами калиевого полевого шпата.

Четвертая интрузивная фаза. Фоскоритовая серия. Фоскориты (apatит-магнетит-пироксен-кальцит-оливиновые породы) сформировались в четвертую интрузивную фазу; они обнаружены пока только в массиве Томтор, где слагают преимущественно небольшие крутопадающие штоки, маломощные дайки, жилы или брекчированные зоны, обломки в которых имеют различный петрографический состав, а цементом являются преимущественно фоскориты. Мощность таких штоков не превышает 1–2 м [327].

Фоскориты – массивные или грубополосчатые породы; главными минералами в них являются оливин, кальцит, магнетит, пироксен, апатит. Соотношения их в породах самые разнообразные, вплоть до появления почти мономинеральных полос мощностью от 3 см до 0,5 м. Иногда в фоскоритах содержится вкрапленность пирита.

Структура пород пойкилитовая, брекчиевая. Текстура массивная полосчатая брекчиевидная или трахитоидная.

Минеральный состав фоскоритов (%): оливин – 1–75, моноклинный пироксен – 0–25, магнетит – 1–10, апатит – 1–15, флогопит – 1–15, кальцит – 5–75, пироклор – ед. зн.; перовскит, амфибол, серпентин, хлорит, сульфиды от 0 до 20, эпидот, доломит, сидерит, цеолиты, кварц – ед. зерна.

Фоскориты секутся многочисленными жилками, сложенными кальцитом с сульфидами железа, зернами магнетита, иногда с гнездами кварца, который изредка содержится в цементе брекчированных фоскоритов.

Пятая интрузивная фаза. В наиболее полно изученных карбонатитовых массивах выделяются четыре стадии их образования. При этом четко прослеживается смена (от ранних к поздним) кальциевых разновидностей кальциево-магнезиальными и железисто-магнезиальными: кальцитовые сменяются доломитовыми, анкеритовыми и сидеритовыми. Для каждой разновидности типичны определенный минеральный состав, текстура и структура, рудная минерализация и геохимические особенности. В массиве Томтор эта фаза представлена в основном ранними кальцитовыми карбонатитами ($\text{9PZ}_{2\text{u}_4}$), которые локализуются преимущественно в ядрах массивов. Они, по-видимому, слагают сближенные кольцевые и полукольцевые дайки различной мощности, формирующие центральные штокообразные тела карбонатитов. Кроме того, многочисленные маломощные (0,5–5 м) дайки и жилы кальцитовых карбонатитов секут практически все остальные породы массивов, локализуясь преимущественно вблизи центральных ядер.

Кальцитовый карбонатит представляет собой разноминеральную мраморовидную породу, в составе которой преобладает кальцит – до 99 %; в незначительных количествах присутствуют зерна магнетита, апатита, сульфидов. В тектонически ослабленных зонах, а также на контактах с другими породами кальцитовые карбонатиты обогащаются апатитом, рудными минералами и флогопитом.

Текстура кальцитовых карбонатитов массивная, реже грубополосчатая, иногда директивная. Структура неравнозернистая, мозаичная, гранобластовая, участками порфириовидная, брекчиевидная.

Минеральный состав (%): кальцит – 80–99, апатит – до 10, магнетит – до 3, пироксид – до 1, сульфиды железа – до 15, доломит – до 20, единичные знаки перовскита. Типоморфными акцессорными минералами этих карбонатитов являются пироксид, дизаналит, ильменорутил, апатит, колумбит.

Апатит образует единичные мелкие округлые короткопризматические зерна и игольчатые кристаллы длиной до 1 мм. Располагается он в промежутках между зернами кальцита, иногда образует в них пойкилитовые вроски. В брекчированных карбонатитах количество апатита резко возрастает; кристаллы апатита концентрируются в цементе породы, обтекая и цементируя обломки карбонатитов. В коре выветривания апатит разрушается, и по нему развиваются кальцит и франколит.

Пироксид слагает бесформенные округлые зерна размером 0,1–2,5 мм, кристаллы кубического габитуса и их сростки. В коре выветривания пироксид быстро разрушается.

Сульфиды постоянно присутствуют в неизменных кальцитовых карбонатитах и представлены обычно пиритом, реже пирротинном и марказитом. В зоне выветривания они лимонитизируются.

Ранние кальцитовые карбонатиты подверглись интенсивному метасоматическому воздействию со стороны поздних карбонатитов, особенно в пределах тектонически ослабленных зон, что выразилось в их доломитизации и анкеритизации, обусловило появление в них типоморфных минералов поздних карбонатитов.

Поздние карбонатиты – преимущественно метасоматические образования. Они представлены кальцитовыми, кальцит-доломитовыми, доломитовыми,

анкерит-доломитовыми и анкеритовыми разновидностями; тяготеют преимущественно к субмеридиональным зонам разломов в центральной зоне Уджинского поднятия, где слагают жилы, реже – штоки, дайки различной мощности, сопровождаясь окварцеванием, ожелезнением, сидеритизацией и гизингеритизацией. Их становлению предшествовала интенсивная фенитизация (жилы калиевого полевого шпата мощностью до 2 м в минерализованной зоне Чимара), связанная с теми же субмеридиональными зонами разломов. Поздние карбонатиты развиваются практически по всем интрузивным породам уджинского комплекса, часто содержат мелкие ксенолиты всех более древних пород. Л. Л. Степановым [327] к поздним карбонатитам отнесены также и сидеритовые разновидности. Карбонатиты с более или менее отчетливыми рвущими контактами отмечаются редко, в основном в пределах массива Томтор.

Кальцитовые карбонатиты II стадии являются обычно наиболее продуктивными комплексными рудами ниобия, фосфора. Породы обычно мелко-среднезернистые мраморовидные, серого и кремового цветов, состоят на 80–83 % из карбонатов с рассеянными зернами магнетита (5–20 %), пирита, сидерита, апатита, галенита, чешуйками слюды.

Доломитовые, анкерит-доломитовые и анкеритовые разновидности карбонатитов обычно мелко-среднезернистые, голубоватого и белого цветов, массивной текстуры, иногда с намечающейся линейной направленностью в ориентировке зерен. Встречаются прожилки как метасоматического характера с нечеткими границами и реликтами незамещенных карбонатитов предыдущей фазы, так и типичные жилы выполнения, особенно характерные для самого позднего анкеритового карбонатита, в котором четко проявляются крустификационные поперечные нарастания кристаллов анкерита в зальбандовых частях, с зональным распределением сульфидной и флюоритовой минерализации. Карбонатиты в различной степени брекчированы, содержат многочисленные зоны милонитизации, выполненные хлоритом или глиной трения; встречаются также открытые трещины с крустификационными щетками кварца.

Кальцитовые карбонатиты на проявлении Чимара представлены кавернозными хлоритизированными обохренными брекчированными породами с многочисленными зонками милонитизации, выполненными хлоритом. Структура породы тонко-среднезернистая, гетеробластовая, с шаровыми микровыделениями кальцита и полными псевдоморфозами кальцита. Все это свидетельствует о метасоматическом образовании кальцитовых карбонатитов, развивавшихся, вероятно, по металампрофирам. Типоморфным аксессуарным минералом кальцитовых карбонатитов является пирохлор.

Для поздних карбонатитов характерны типичные метасоматические структуры замещения следующей последовательности: кальцит-доломит-анкерит с образованием зональных кристаллов.

Породообразующие минералы представлены членами изоморфной серии доломит-анкерит: доломитом, железистым доломитом, анкеритом (параанкеритом), в анкеритовых карбонатитах отмечается сидерит.

Типоморфными минералами поздних карбонатитов являются апатит, пирохлор, фторокарбонаты редких земель (синхизит, бастнезит), ильменорутил,

сульфиды (пирит, сфалерит, галенит), флюорит. Синхизит и бастнезит являются типоморфными для доломитовой стадии или для начала анкеритовой; для доломитовых карбонатитов характерен также ильменорутил. Для анкеритовых разностей характерна сульфидная минерализация и флюорит, а также красный апатит.

Поздние карбонатиты вызвали доломитизацию и анкеритизацию ранних кальцитовых карбонатитов массива Томтор и интенсивную карбонатизацию всех пород, обрамляющих его карбонатитовое ядро (образования якупирангит-ийолитовой серии и блоки пород рифея), что привело к образованию поля карбонатных метасоматитов, хорошо выделяющихся по спокойному магнитному полю низкой интенсивности [296].

Метасоматически и гидротермально измененные породы. Внедрение массивов щелочно-ультраосновного состава оказало интенсивное воздействие на вмещающие терригенно-карбонатные породы рифея, выразившееся в формировании мощной зоны скарнирования, мраморизации и фенитизации.

Среди мраморов (кальцитовых и доломитовых) встречаются разновидно-сти, не содержащие примесей силикатных минералов, а также актинолитовые, диопсидовые, флогопитовые, эпидотовые и форстеритовые мраморы. Текстура мраморов массивная, окраска зависит от минерального состава: от белой (чистые кальцитовые мраморы) и желтоватой (доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы) до розоватой, зеленоватой и буровато-желтой (мраморы с форстеритом, флогопитом, диопсидом, эпидотом и актинолитом).

Карбонатная часть мраморов состоит преимущественно из кальцита, изредка – доломита (в экзоконтактных зонах массива Томтор до 60 %). Размер зерен карбонатов – от 0,2 до 2 мм, структура от гранобластовой до мозаичной. Актинолит (5–35 %) образует радиально-лучистые агрегаты и хорошо ограненные кристаллы. Форстерит (0,1–0,4 мм) слагает пойкилитовые вроски в зернах карбоната и интенсивно замещается серпентином. Флогопит (5–40 %) образует кристаллы до 2,5 мм и мелкочешуйчатые агрегаты. Эпидот (5–10 %) представлен короткопризматическими выделениями. Диопсид встречается в виде каркасных кристаллов и ксеноморфных выделений размером до 0,5–1,2 мм.

Фениты по доломитам, алевролитам, песчаникам рифея широко развиты в зонах экзоконтактов массивов Томтор и Богдо; у массива Промежуточный они отсутствуют. В составе фенитов резко преобладает (50–95 %) калиевый полевой шпат, слагающий зерна размером 0,2–0,5 мм, местами отмечается нефелин (до 30–35 %), присутствует альбит (зерна размером 0,2–0,3 мм, до 5 %). Они характеризуются развитием между зернами карбонатов и кварца ксенобластовых зерен калиевого полевого шпата и альбита. Образуют скопления размером 0,5 мм, по краям которых развиваются кристаллы эгирина (3–5 %) размером 0,05–0,1 мм и мелкочешуйчатые скопления биотита (10–15 %), а также аксессуарного сфена (до 5 %). Структура пород нематогра-нобластовая.

Магнезиальные скарны флогопит-шпинель-форстерит-кальцитовые обнаружены в экзоконтактной зоне массива Богдо. Состоят (%) из кальцита (40–60), форстерита (20–30), шпинели (до 10), флогопита (до 30). Структура

гранобластовая, лепидогранобластовая, текстура пятнисто-полосчатая, что обусловлено первичной слоистостью осадочных пород.

В зоне экзоконтакта массивов широко развиты также кристаллические известняки, характеризующиеся перекристаллизацией карбонатных пород с образованием разнозернистых участков мозаичной структуры; участками отмечается флогопитизация и серпентинизация.

Карбонатно-глинистые и кремнисто-глинистые породы в зоне экзоконтакта превращаются в хлорит-серпентиновые и хлорит-серицит-кремнистые образования, содержащие единичные зерна циркона, минералов из группы гумита(?) и рудного (до 1 %).

В сиенитах массива Томтор иногда встречаются ксенолиты, сложенные твейтозитами [347], которые, по-видимому, являются продуктами метасоматической переработки ксенолитов щелочно-ультраосновных пород более ранних фаз ийолит-карбонатитовой формации. Они содержат значительные количества темноцветных: эгирин-авгит – 20–50 %, нефелин – 40–45 %, актинолит – до 15 %, гранат (шорломит) – до 8 %, содалит – до 10 %, апатит и рудный минерал – до 2 %, сфен, кальцит. Структура от пойкилобластовой до призматически-зернистой. Характерны прожилки кальцита мощностью до 5 мм, содержащие хорошоограненные кристаллы граната и биотита размером до 3 мм.

Массив Богдо почти целиком перекрыт пермскими и юрскими терригенными образованиями; обнажена только его небольшая южная часть. По данным магнитных съемок, его диаметр составляет около 6 км, площадь – около 30 км². Однако в поле силы тяжести он представляет собой значительно более крупное тело, площадь которого – около 150 км. Это несоответствие объясняется, видимо, тем, что современным эрозионным срезом вскрыта лишь апикальная часть массива, и на глубине его размеры существенно возрастают. Этим же объясняется наличие очень широкой (600–1000 м) зоны мраморизации вмещающих пород, окаймляющей массив.

По данным буровых работ и геофизических исследований, массив сложен комплексом пород, в целом аналогичных массиву Томтор и образующих идентичную ему концентрическую зональность, хорошо подтверждающуюся зональным строением магнитной аномалии над ним (БД R50\R50_db\Dorm\Строение магн-поля над массивом Богдо.jpg). В магнитном поле он выделяется четкой положительной аномалией. В его центре также расположен небольшой шток карбонатитов диаметром несколько сот метров, которому отвечает спокойное магнитное поле низкой интенсивности.

Массив Промежуточный рассматривается как небольшой (диаметром около 0,75 км) сателлит массива Богдо, поскольку входит в единую с ним аномалию поля силы тяжести. Он выходит на дневную поверхность, перекрыт только глыбовым элювием; сложен в основном породами якупирангит-ийолитовой серии, образующими концентрическую зональность, аналогичную описанным выше массивам.

Массив (минерализованная зона?) Чимара расположен в 7 км южнее массива Томтор; контролируется зоной разрывных нарушений с северо-восточным простираанием 20–25°. Геологическое строение этого участка, очень плохо обнаженного, осталось не вполне ясным. Горными выработками

и буровыми скважинами здесь вскрыта мощная зона дробления осадочных пород рифея протяженностью около 4 км и мощностью от 0,5 до 1,5 км, инфицированная серией сближенных жильных тел карбонатитов и дайками карбонатизированных альнётитов. Карбонатиты относятся к поздним редкоземельным разностям кальцитового, доломитового и анкеритового составов, по составу, минералогическим и петрографическим особенностями идентичным соответствующим разновидностям пород пятой фазы массива Томтор [296]. Как магматические, так и вмещающие осадочные породы улахан-курунгской свиты в зоне дробления интенсивно изменены метасоматическими и гидротермальными процессами, сопровождавшимися привнесением тория, с чем связана их повышенная радиоактивность, в центральной части зоны достигающая 400 мкР/час. Повышенные значения радиоактивности, сопровождающиеся высыпками измененных пород, прослеживаются по простиранию зоны в северо-восточном направлении на 4 км; в магнитном поле зона никак не проявлена. Породам массива Чимара свойственна редкометалльная и редкоземельная минерализация, но в отличие от массива Томтор, в этом комплексе доминируют редкие земли.

Этот массив относится скорее всего к линейному типу; процесс его формирования был, видимо, сильно редуцирован, в результате чего в его составе отсутствуют образования большинства магматических серий, слагающих массив Томтор, кроме самой поздней и наиболее рудоносной. В работе [293] карбонатиты этого массива рассматриваются как гидротермально-метасоматические образования.

Все типы пород, слагающие массив, подверглись интенсивному воздействию процессов латеритного выветривания. Мощность коры, судя по данным бурения, составляет 90–100 м.

Рассмотренные выше массивы представляют собой ассоциацию полифазных интрузивных тел, сложенных плутоническими породами, сформированными в течение единого этапа эндогенного развития. Критерии, свойственные всем телам этой ассоциации, следующие:

- одновозрастность всех магматических тел;
- многофазное строение тел, однотипная концентрическая зональность и единая последовательность формирования слагающих их пород;
- устойчивость главных признаков магматических пород, выполняющих различные тела ассоциации.

Все это позволяет относить массивы щелочно-ультрасоснового состава Уджинской провинции к единому плутоническому комплексу.

Химический состав пород ийолитовой формации отображен в Базе данных R-50\R50_db\Fakt\Sbd\Analiz\Аналитика\Химанализы предшественников.xlsx.

ЧИМАРО-УДЖИНСКИЙ ЛАМПРОИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (Т᠋᠋PZ₂᠋᠋᠋)

Комплекс представлен ассоциацией субвулканических щелочно-ультрасосновых и щелочных пород, слагающих многочисленную (около 150 тел) серию трубок взрыва, даек, штоков и жил, сложенных обширным комплексом

пород, в котором выделяются образования, отнесенные к двум формациям: альнэит-тингвайтовой и альнэит-пикритовой. Первая, более многочисленная включает в себя: щелочные пикриты (биотит-пироксеновые и мелилит-биотит-пироксеновые); оливиновые мелилиты и их лампрофировые разновидности; альнэиты; ультраосновные фойдиты (оливиновые меланефелиниты, меланефелиниты, уачититы, авгититы, лимбургиты, мончикиты); фонолиты, ортофиры. Вторая объединяет беспироксеновые щелочные пикриты и оливиновые мелилиты. Эта совокупность автономных малых интрузий, сложенных полифазной и полифациальной ассоциацией пород, отвечает более позднему этапу развития магматического процесса по сравнению с первым, в результате которого были образованы массивы уджинского комплекса, и может рассматриваться как вулканический комплекс.

Альнэит-тингвайтовая формация

Эта формация, в которой мелилит-пикритовые образования преобладают над щелочно-мафическими и щелочно-салическими, имеет ясно выраженный щелочно-ультрамафитовый уклон. По геолого-петрографической специфике она является промежуточной между плутонической ийолит-карбонатитовой и кимберлитовой формациями. Обычно в полях развития пород этой формации находятся родственные кимберлитам щелочно-ультраосновные лампрофиры; изредка в ассоциациях с ними встречаются тела типичных кимберлитов (Маймеча-Котуйская провинция). Особое место среди них занимают так называемые беспироксеновые оливиновые мелилиты и беспироксеновые щелочные пикриты (мелилитовые, монтичеллитовые, биотит-кальцитовые). Главной их особенностью является то, что, будучи по петрографическим и петрохимическим характеристикам промежуточными между альнэитами и щелочными пикритами, с одной стороны, и кимберлитами – с другой, они часто пространственно ассоциируют как с той, так и с другой формациями.

Породы альнэит-тингвайтовой формации слагают крутопадающие, обычно вертикальные жилы, дайки, штоки различной (от 0,2–0,5 м до первых десятков и сотен метров) мощности, значительно реже – небольшие тела трубчатого типа. Расположение тел контролируется главным образом зонами разломов меридиональной ориентировки. Особенно часто они встречаются в местах, где массивы Томтор и Богдо пересекаются субмеридиональными зонами разломов – как в их обрамлении, так и в пределах самих массивов. Они прорывают образования всех магматических фаз массивов, а также вмещающие их карбонатно-кремнистые, терригенные и вулканогенные породы рифея [325].

Биотит-пироксеновые пикриты. Эти породы имеют порфирированную или неравномернозернистую структуры, массивную, реже полосчатую и шпиротакситовую, часто брекчиевую текстуры. Для них характерно почти полное отсутствие оливина, наличие вкрапленников биотита и моноклинного пироксена, образующего крупные (до 3 мм) ойокристаллы с пойкилитовыми вросками слюды. Основная масса породы обычно обогащена биотитом, изредка отмечаются лейсты мелилита. Минеральный состав (%): моноклинный пироксен (30–65), биотит (15–35), оливин (5–15), иногда – мелилит, моноклинный амфибол; второстепенные – титаномагнетит, ильменит, перовскит, апа-

тит, сульфиды и продукты изменения стекловатого мезостазиса – мелкочешуйчатый флогопит, серпентин, хлорит, карбонаты, лейкоксен. Содержание рудных минералов с перовскитом – до 10%. Структура порфировая, неравномерно-зернистая, с элементами пойкилитовой. Структура основной массы – мелко-среднезернистая.

Порфировые выделения: преимущественно моноклинный пироксен, реже биотит и оливин. Размер вкрапленников – 1–5 мм. Оливин во вкрапленниках хорошо огранён, обычно замещен хлорит-серпентином и карбонатами. Вместе с тем оливин образует мелкие округлые зерна, включенные в кристаллы пироксена и биотита. Моноклинный пироксен (авгит, титан-авгит) представлен удлинённо-таблитчатыми кристаллами, иногда с включениями слюды. Биотит обычно образует крупные (до 5 мм) пойкилобласты.

Основная масса от мелко- до среднезернистой сложена биотитом, пироксеном, изредка мелилитом, в интерстициях – с карбонатом и девитрифицированным стеклом.

В результате аутометасоматических преобразований пикриты местами переходят во вторичные карбонат-слюдистые метасоматиты. Характерны также калишпатизация и окварцевание, сопровождающиеся последующей кальцитизацией.

Изредка встречаются мелкозернистые агрегаты граната (гроссуляр-андрадит) и моноклинного амфибола.

Пикриты часто содержат ксенолиты различных вмещающих пород (преимущественно сиенитов) – до 50% объема породы и более. Ксенолиты чаще всего имеют резкие очертания и окружены иногда тонкой микрозернистой каемкой слюдисто-диопсидового состава.

По петрографическим особенностям, учитывая, что в фенокристаллах присутствует биотит, и что он часто начинает кристаллизоваться раньше пироксена с образованием пойкилитовых структур, биотит-пироксеновые пикриты относятся, скорее всего, к лампрофировым фациям.

В тяжелых фракциях протолочных проб содержатся хромит, магнезиоферрит, хромшпинелиды.

Оливиновые мелилититы. Породы имеют массивную, брекчиевую, изредка миндалекаменную текстуру, порфировую, гломеропорфировую структуру, мелко- и микрозернистую структуру основной массы [302, 303].

Минеральный состав: оливин, мелилит, моноклинный пироксен, биотит (флогопит), редко – нефелин, акцессорные – перовскит, магнетит, хромит, апатит.

Порфировые вкрапленники (до 25–30%) представлены оливином, моноклинным пироксеном (авгитом) и мелилитом. Зерна оливина часто образуют гломеропорфиновые скопления. Размер вкрапленников не превышает 1–4 мм. Соотношение вкрапленников оливина, моноклинного пироксена (авгита), мелилита – 3:1:0,5. Большинство вкрапленников замещено вторичными минералами. Оливин замещается серпентин-хлоритовым тонкочешуйчатым агрегатом, реже – карбонатом, окружен тонкой рудной оторочкой. По вкрапленникам пироксена развиваются флогопит, карбонаты, по краям – тонкозернистый агрегат диопсида. Лейсты мелилита практически полностью замещены карбонатом.

Основная масса состоит (%) из мелких псевдоморфоз карбоната по мелилиту (20–50), зерен моноклинного пироксена (до 20–30), мелкочешуйчатого флогопита (10–40) и серпентин-хлоритового агрегата (0–15). Размер зерен не превышает 1,0 мм. Постоянно присутствует рудный в виде бесформенных округлых зерен и пыли, и перовскит, образующий мелкие кубические кристаллы и их дендритовидные скопления. Количество рудного и перовскита не превышает 15 %.

Среди пород с брекчиевой структурой в зависимости от состава обломков и основной массы выделяются туфобрекчии, автолитовые и ксенотуфобрекчии; в последних присутствуют обломки пород субстрата. Брекчии оливиновых мелилититов в пределах одних и тех же тел нередко сменяются их массивными разностями. Размер обломков в них от 0,5 до 12 см и крупнее, форма от округлой до угловатой. Состав цемента брекчий практически идентичен массивным разностям оливиновых мелилититов, но количество порфириновых вкрапленников в них не более 5 %, а их размер не превышает 1,0 мм.

В основной массе брекчий часто встречается гранат (1–30 %), развивающийся по карбонату и моноклинному пироксену, образуя скопления зерен; последние имеют зональную окраску. Встречаются также мелкие зерна диопсида ярко-зеленого цвета и их скопления неправильной формы, замещающие зерна слабоокрашенного моноклинного пироксена, реже карбоната.

В результате аутометасоматических изменений оливиновые мелилититы переходят во вторичные слюдиты и слюдисто-карбонатные метасоматиты. Иногда по ним развиваются крупные (0,5–1,0 см) порфиробласты флогопита.

В тяжелой фракции протолочных проб встречаются магнетит, хромит, апатит, хромшпинелиды, изредка – редкие зерна пикроильменита, хромдиопсида, иногда галенит, пирохлор, флюорит.

Альнётиты представляют собой лампрофировые фации оливиновых мелилититов. Имеют массивную или брекчиевую текстуры, порфирировую структуру с мелко-микррозернистой основной массой [303].

Порфирировые вкрапленники (5–10 %) представлены оливином, флогопитом, моноклинным пироксеном (авгитом) и рудным минералом; соотношение первых трех минералов соответственно 3:1:0,5; размер не превышает 3 мм. Оливин почти полностью замещен серпентин-хлоритовым агрегатом, карбонатом. Зерна моноклинного пироксена часто окружены оторочкой из мелких зерен зеленого диопсида, биотита, флогопита.

Основная масса сложена мелкочешуйчатым флогопитом (25–60 %), серпентин-хлоритом (10–60 %), карбонатом (5–30 %), рудным и перовскитом (5–15 %); крайне редко появляются микролиты моноклинного пироксена и бурого граната.

Альнётиты на контакте в зоне закала 1–2 см превращены в черную скрытозернистую породу. Иногда они переходят в мелко-среднеобломочные (обломки до 10 см в поперечнике) брекчии, сцементированные кальцитом с мелкой сульфидной вкрапленностью.

В тяжелой фракции протолочных проб встречаются зерна магнетита, хромита, редко пикроильменита.

Меланефелиниты и оливиновые меланефелиниты (уачититы). Породы имеют массивную или брекчиевую текстуры, порфирировую, гломеропорфири-

вую структуру с мелко-микрозернистой основной массой. Сложены оливинном, моноклинным пироксеном, нефелином или продуктами их вторичных изменений; аксессуарные – перовскит, магнетит. Вдоль контактов тел в зоне до 10 см уацититы превращены в черную скрытозернистую массивную породу.

Порфиновые вкрапленники (10–30 %) представлены зернами цеолитизированного нефелина, округлыми зернами оливина и его гломеропорфирами скоплениями, удлинёнными зернами моноклинного пироксена, таблицами флогопита и зернами магнетита. Соотношение минералов соответственно 3:2,5:2:1:1, размер их – 1–10 мм и более. Оливин частично замещен серпентин-хлоритовым агрегатом, моноклинный пироксен – тонкочешуйчатым флогопитом, карбонатом, новообразованиями зеленого диопсида, граната, амфибола.

Основная масса микрозернистая, сложена флогопитом, карбонатом, моноклинным пироксеном, амфиболом, цеолитом, развивающимся по нефелину, зернами рудного и перовскита (в сумме до 10 %). Кроме того, иногда встречаются лейкоксенизированные кристаллы сфена, а также роговой обманки (до 30 %) и щелочного моноклинного амфибола.

В тяжелой фракции протолочных проб встречаются магнетит, хромит, единичные знаки пикроильменита и хромдиопсида(?).

Несколько тел подобного состава были изучены в долине р. Чымара, где они слагают три пластовых тела, залегающие в песчаниках и гравелитах томторской свиты. Мощность тел составляет 0,7–1,5 м, прослеженная протяженность – 300–500 м. Породы подверглись интенсивным автометаморфическим процессам флогопитизации и карбонатизации. Контактные изменения вмещающих пород не наблюдались.

Мончикиты представляют собой породы массивной текстуры, порфировой структуры, с мелко-микрозернистой основной массой [303].

Порфиновые вкрапленники (20–30 %) представлены округлыми зернами оливина и удлинёнными кристаллами моноклинного амфибола размером до 5 мм, в соотношении 1:3. Оливин полностью замещен серпентин-хлоритовым агрегатом и карбонатом, амфибол – тонкочешуйчатым агрегатом флогопита, щелочным моноклинным амфиболом и карбонатом.

Основная масса породы состоит из мелких кристаллов роговой обманки, зерен моноклинного амфибола (в сумме 60 %), карбоната, флогопита, цеолита, серпентина, хлорита, рудного, перовскита.

Ортофиры имеют порфировую структуру; структура основной массы ортофирная [303]. Фенокристаллы (до 10 %) представлены калиевым полевым шпатом призматического или неправильного габитуса размером 1–3 мм.

Основная масса микрозернистая, состоит из зерен калиевого полевого шпата размером около 0,05 мм. Около 5 % приходится на очень мелкие (менее 0,01 мм) кристаллы пироксена; около 1 % – на скелетные выделения рудного. Порода местами окварцована; содержание кварца – до 25 %. С ним иногда ассоциирует биотит (до 1 %).

Фонолиты встречены в осевой части Уджинского поднятия совместно с фенитами и мраморами [347] и вскрыты скважинами к югу от массива Томтор. Представляют собой массивные и брекчированные сильно измененные породы порфировой структуры.

Порфиновые выделения размером 1–3 мм представлены нефелином (10 %) и калиевым полевым шпатом (10 %). Нефелин обычно нацело замещен канкринитом. Фенокристаллы калиевого полевого шпата имеют таблитчатую форму; по ним интенсивно развивается серпентин и гидроокислы железа.

Основная масса фонолитов нацело замещена серпентином и гидроокислами железа.

Щелочные базальтоиды представляют собой сильно измененные зелено-вато-серые мелко-среднезернистые породы, часто нацело карбонатизированные, с крупными выделениями пойкилобластов флогопита, интенсивно хлоритизированные. Минеральный состав пород меняется от монцититового (плаггиоклаз 30–35 %, калиевый полевой шпат 25–30 %, моноклинный пироксен 25–30 %, +флогопит, +магнетит) до флогопит-кальцитовых метасоматитов (флогопит 15–20 %, хлорит 10–15 %, кальцит 20–85 %, нефелин до 5–10 %, рудные (ильменит, титаномагнетит) 2 %).

На одной из трубок были вскрыты мелкообломочные трахитовые туфы(?), обломочный материал в которых представлен известняками (до 30 %), а в основной массе сохранились реликты первичной флюидалной структуры.

Металампрофиры. К этой группе отнесены все интенсивно измененные разноминеральные породы щелочно-ультраосновного состава, в которых исходный минеральный состав и структура не сохранились. Они являются фактически метасоматитами флогопит-карбонатного, флогопит-хлорит-карбонатного и хлорит-карбонатного состава, которым часто свойственны окварцевание и калишпатизация, изредка – гизингеритизация с образованием специфических кварц-хлорит-сидерит-гизингеритовых метасоматитов [303].

Альнёт-пикритовая субформация

Данная субформация представляет собой ассоциацию беспироксеновых щелочных пикритов и оливиновых мелилититов, пространственно совмещенных с полем развития пород альнёт-тингвайтовой формации. Эти породы также выполняют трубки взрыва, дайки и жилы мощностью от 10–20 см до первых десятков и сотен метров, расположение которых контролируется, возможно, субмеридиональными зонами разломов. Представлены массивными разностями, эруптивными и автолитовыми туфобрекчиями.

Беспироксеновые щелочные пикриты представляют собой порфиновые породы с мелко- и микрозернистой основной массой, с массивной брекчиевой полосчатой, шпиротакситовой и микротакситовой текстурами. Обычно содержат автолиты, состоящие из фенокристаллов оливина и лейст флогопита, мелилита, кальцита.

Массивные пикриты часто содержат ксенолиты различных вмещающих пород, с увеличением содержания которых переходят в эруптивные брекчии.

Пикриты сложены оливином, биотитом, монтichelлитом, мелилитом, нефелином и акцессорными титаномагнетитом, ильменитом, перовскитом. Вкрапленники (15–50 %) представлены преимущественно оливином (до 90 %), реже биотитом (до 10 %), иногда монтichelлитом (в монтichelлитовых разностях). Оливин образует идиоморфные кристаллы и ксенокристаллы округлой формы, часто группирующиеся в гломеропорфиновые скопления или располага-

ющиеся субпараллельно, с образованием полосчато-директивной текстуры. Оливин обычно замещается карбонатом, идингситом, хлорит-серпентином. Размер вкрапленников оливина – 1,5–4 мм; вокруг них образуется тонкая (0,1 мм) каемка зерен и пыли рудного минерала. Вкрапленники слюды, как правило, идиоморфны (1–5 мм, изредка до 10 мм), деформированы и расщеплены, замещаются карбонатом и хлоритом.

Основная масса представлена тонкочешуйчатым серпентин-хлорит-флогопитовым агрегатом, по которому часто развиваются мелкозернистые скопления граната (гранатизация пикритов), реже моноклинного пироксена; участками прослеживаются скопления зерен карбоната и граната (гроссуляр-андрадит). Постоянно присутствуют мелкие бесформенные выделения рудного минерала и скопления кристаллов перовскита; в сумме они составляют до 10–15 % объема породы.

Обломки в пикритах сложены нефелиновыми сиенитами, массивными пикритами, зернами ортоклаза и нефелина, а также рифейскими доломитами, песчаниками и алевролитами угловатой, реже округлой формы размером от первых миллиметров до 10 см и более в поперечнике. Вокруг обломков массивных пикритов и ксенокластов оливина развита рудная оторочка толщиной до 0,2 мм, а вокруг нефелиновых сиенитов – кайма микрозернистого моноклинного пироксена, граната, гидрохлорита, карбоната. Обломки массивного пикрита превращены в мелкочешуйчатый серпентин-хлорит-флогопит-карбонатный агрегат с теньевыми контурами порфириновых выделений.

В одном из тел пикритов (аномалия 42/66) были обнаружены [303] микроксенолиты гранатового перидотита.

В брекчированных пикритах, их брекчиях и массивных разностях состав цемента идентичен, несколько отличаясь лишь количеством и размерами вкрапленников.

В монтчеллитовых пикритах наряду с порфириновыми породами встречаются и разнотельные. Содержание оливина в них снижается до 5–10 %, содержание монтчеллита возрастает до 30–50 %, мелилита до 30–40 %, в интерстициях появляется нефелин. Зерна оливина, обрастая оторочками монтчеллита, образуют редкие порфириновые вкрапленники размером до 3–5 мм.

Беспироксеновые щелочные пикриты в результате автометасоматоза переходят во вторичные слюдистые, карбонатные и карбонатно-слюдистые метасоматиты. Они изредка окварцованы с образованием прожилков до 2–3 мм толщиной.

В тяжелой фракции протолочных проб встречаются хромит, магнетит, хромшпинелиды, изредка пикроильменит и пироп(?). В одном из тел пикритов (аномалия 42/66), судя по [303, 327] были обнаружены три обломка кристаллов алмаза. Однако последующие попытки повторить эти находки закончились безрезультатно, и большинством исследователей они считаются недоверенными.

Во время полевых работ нами было обнаружено коренное обнажение пикритов, прорывающих толщу туфов унгуохтахской свиты на левом берегу р. Удя в 1,5 км выше устья р. Улахан-Курунг-Юрях (т.н. 66). Этот выход находится на расстоянии около 4 км от юго-восточной границы массива Томтор. Он представляет собой маломощную (до 0,2 м) вертикальную жилу

с азимутом простирания 330° , сложенную сильно измененными пикритами порфировой структуры. Вкрапленники, составляющие 30–35 % объема породы, полностью замещены карбонатом, сохраняя характерную форму кристаллов оливина. В основной массе карбонатом замещено все, кроме тонкозернистого рудного минерала и интерстиционного флогопита. Встречаются также мелкие зерна акцессорного хромита (шф. 66/18).

Еще один выход пикритов, представляющий собой высыпки полностью дезинтегрированной зеленовато-серой породы, превращенной в мелкую дрсву, был обнаружен нами в левом борту долины руч. Унгуохтах, в 1 км выше его устья (г.н. 37).

Беспироксеновые оливиновые мелилититы представляют собой породы с порфировой (оливинофировой) структурой, мелко-среднезернистые, с мелкозернистой основной массой, с массивной, брекчиевой, полосчатой и шпиротакситовой текстурой. Сложены (%) оливином (5–25), мелилитом (50–60), биотитом, флогопитом (до 15), стекловатым мезостазисом (5–50), рудным (до 10–15); количество вкрапленников не превышает 35 %. Вкрапленники представлены идиоморфными выделениями оливина (0,5–3,0 мм), более мелкими призматическими кристаллами мелилита (до 1,5 мм) и пластинками биотита (до 0,5–3 мм).

Основная масса состоит в целом из лейст нацело разложенного мелилита, чешуек биотита и апостекловатого хлоритизированного, серпентинизированного, карбонатизированного мезостазиса с равномерно рассеянными идиоморфными зернами титаномагнетита, перовскита и апатита размером 0,01–0,5 мм.

В массивных мелилититах часто содержатся мелкие ксенолиты вмещающих пород; во многих телах, сложенных массивными мелилититами, кроме того, встречаются участки с автолитово-брекчиевой текстурой. Автолиты представляют собой округлые обособления размером 0,5–7 мм мелилититов с разной степенью раскристаллизованности. Они сцементированы мелкозернистым агрегатом измененного мелилита, оливина, апатита, карбоната и всегда преобладающего вторичного серпентина.

В одном из тел мелилититов (аномалия 41/66) был обнаружен нодуль, в котором центральная часть, сложенная округлыми включениями интенсивно флогопитизированной глубинной апомелилитовой породы, заключена в мелко-среднезернистой, также глубинной по облику, нефелин-мелилитовой породе.

В результате автометасоматических преобразований мелилититы не только замещаются вторичными продуктами, но и перекристаллизуются во вторичные апатит-гранат-кальцит-флогопитовые, лейкоксен-серпентин-карбонатные породы [303]. Прослеживаются все переходы от пород, еще сохраняющих структурно-вещественные признаки мелилититов, к полным метасоматитам.

Содержания новообразованных граната, диопсида, моноклинного амфибола в метасоматитах достигают 20–30 %. Изредка по ним развивается окварцевание с образованием мелких (1–2 мм) кристаллов и гнезд и псевдоморфоз кварца по фенокристаллам оливина.

В тяжелой фракции протолочных проб встречаются магнетит, ильменит, хромит, перовскит, а также единичные знаки пирропа и пикроильменита.

Беспироксеновые оливиновые мелилититы при уменьшении содержания мелилита постепенно переходят в мелилитовые пикриты (тела с аномалиями 39/66; 41/66).

Результаты химических анализов пород альнётит-тингвайтовой и альнётит-пикритовой формаций выявили между ними достаточно отчетливые различия (БД R-50\ R50_db\Fakt\Bpd\Sbd\Analiz\Аналитика\Химанализы предшественников.xlsx).

На трехкомпонентной диаграмме $MgO-Al_2O_3-FeO$ фигуративные точки их химических составов образуют две частично перекрывающиеся области [296]. Точки пород кимберлитовой формации (беспироксеновые щелочные пикриты и беспироксеновые оливиновые мелилититы) образуют узкую вытянутую область, практически полностью располагающуюся на участке, отвечающем железо-глиноземистым разновидностям кимберлитов Южной Африки; частично оно перекрывает поле точек кимберлитов Якутии. При этом оно не захватывает область точек высокоалмазоносных кимберлитов. Область фигуративных точек пород альнётит-тингвайтовой формации в целом совпадает с областями оливиновых мелилититов и типичных альнётитов.

ГЕНЕЗИС, СТРУКТУРА И ВОЗРАСТ КОМПЛЕКСА ЩЕЛОЧНЫХ–УЛЬТРАОСНОВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УДЖИНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Вопросы генезиса щелочных–ультраосновных интрузий с карбонатитами, их состава, структуры и механизма образования являются предметом широкого обсуждения на протяжении более 100 лет. Однако в истолковании почти всех основных аспектов геологии этих образований до настоящего времени имеются серьезные расхождения. Во многом это объясняется чрезвычайно широким разнообразием состава и строения этих весьма многочисленных интрузивов (в мире их известно более 300) и различием геолого-тектонических условий районов их проявления. Применительно к рассматриваемым образованиям Уджинской провинции эти проблемы усугубляются их крайне слабой обнаженностью: все тела, имеющие в целом вертикальную ориентировку, картировались и изучались исключительно по данным бурения вертикальных скважин и геофизическим материалам, что не дало возможности уверенно оценивать их соотношения, а зачастую – размеры и морфологию.

В связи с этим для решения вопросов, связанных со структурой рассматриваемых интрузивов, особенно в части выделения различных породных ассоциаций и их соотношений, привлекались результаты исследований аналогичных образований в соседних регионах, в частности – в расположенной на западном склоне Анабарского массива Маймеча-Котуйской провинции. Возраст магматитов этой провинции мезозойский, но как в составе, так и геолого-тектонической обстановке их проявления много общего с рассматриваемыми породами Уджинской провинции.

В большинстве известных карбонатитовых провинций мира эти образования располагаются в краевых частях древних кратонов, где они возникают в зонах глубинных разломов под воздействием мантийных плюмов [80]. Именно такая позиция свойственна массивам Уджинской провинции, находящимся вблизи северной границы Сибирской плиты. Расположение массивов провинции в виде линейной зоны субмеридионального простираня свидетельствует, по мнению некоторых авторов, об их связи с глубинным разломом того же простираня, в области его пересечения – разломами субширотного простираня [296].

В других исследованиях подобные образования связываются с рифтовыми зонами. Наиболее наглядно связь карбонатитосодержащих интрузивных массивов с рифтами обнаруживается в системе Африканских рифтов, представляющих собой сложные грабены, образовавшиеся в условиях растяжения земной коры в осевых частях сводовых поднятий. Обычно массивы возникают в процессе формирования таких поднятий, а после заложения рифта – непосредственно в пределах его дна, иногда – на некотором удалении от него [178].

Однако связь интрузивов Уджинской провинции с гипотетической рифтогенной структурой далеко не столь очевидна. Если считать, что время их проявления – конец девона–начало карбона, то обнаружить какие-либо признаки подобной структуры этого возраста в районе Уджинского поднятия не представляется возможным – кроме поднятия и самих карбонатитовых комплексов. Многочисленные кимберлиты позднедевонского–раннекаменноугольного возраста и серия даек траппов среднего палеозоя (их активизация объясняется воздействием на литосферу этого района Сибирского суперплюма [106]) находятся достаточно далеко от поднятия, а их расположение уверенно контролируется свойственными им тектоническими структурами, никак не сопоставимыми со структурой уджинского комплекса. Можно только предположить, что развитие Уджинской рифтогенной структуры остановилось на стадии формирования поднятия и магматического комплекса и не привело к образованию грабена.

Но в любом случае считается общепризнанным, что образование щелочных ультраосновных комплексов связано с глубинными мантийными зонами Земли; глубина зарождения первичных магматических очагов – 70–100 км [174]. Их формирование охватывало, видимо, достаточно длительное время, в течение которого происходило изменение физико-химических условий среды – постепенное снижение температуры и давления, возможно, изменение ее химизма. Это приводило к широкому развитию процессов дифференциации и возникновению обширной серии многочисленных дифференциатов, которые выявлены в составе магматического комплекса Уджинских массивов: от глубинных ультраосновных парагенезисов (оливиниты, пироксениты, ийолит-мельтейгиты) до субвулканических и вулканических, все более насыщенных щелочами (флогопит-пироксеновые пикриты, оливиновые мелилититы, нефелиниты, фонолиты и трахиты). Глубокая дифференциация свойственна также и собственно карбонатитовой составляющей этих комплексов, о чем свидетельствует несколько генераций карбонатитов, различающихся минеральным составом и условиями формирования [160, 198]. Диф-

ференциация этих магм, как считается, может осуществляться как в результате фракционной кристаллизации, ведущей к выделению ранних кристаллов апатита, форстерита и магнетита, так и вследствие ликвации, вызванной ограниченной смесимостью карбонатной и рудно-силикатно-фосфатной жидкостей [111].

Однако этот результат может достигаться двумя различными способами. Один из них – длительная эволюция физико-химических условий в глубинном магматическом очаге с последовательным быстрым импульсным удалением продуктов фракционной кристаллизации различных этапов в результате воздействия на него тектонических процессов. Второй способ – дифференциация, осуществляющаяся в магматической колонне при медленном подъеме магматического диапира с отделением (возможно, в промежуточных очагах) кристаллизующихся на разных уровнях глубинности минеральных фаз, внедрением их в приповерхностные горизонты коры и последующей их консолидацией.

Очевидно, что в результате снижения РТ-параметров как в глубинном очаге, так и в магматической колонне при движении ее к земной поверхности, происходит дегазация магмы с выделением летучих и легкоподвижных компонентов (H_2O , CO_2 , CO , щелочей). При этом весьма сильно (на порядок) снижается вязкость магмы, что приводит к весьма существенному росту скорости движения магматического флюида. Последнее обстоятельство делает более вероятным предположение о зарождении магматических фаз с различными РТ-параметрами, сопровождаемых мощными потоками летучих, непосредственно в глубинном магматическом очаге. Фазы внедрения разделены временными промежутками, измеряемыми, по мнению некоторых исследователей, десятками, иногда – первыми сотнями миллионов лет [178]; последнее применительно к уджинскому комплексу образований, объединенных непрерывным трендом эволюции физико-химических параметров, представляется весьма маловероятным.

Следствием выделения огромного объема летучих является постоянно сопровождающая щелочные и карбонатитовые комплексы весьма интенсивная фенитизация вмещающих пород рамы, которая распространяется в радиусе 1000 м и более от контактов этих интрузий. Контактам карбонатитов в верхних горизонтах массивов свойственен в основном калиевый метасоматоз (ореолы ортоклазитов [198]), который на более глубоких уровнях часто сменяется натриевым (альбитизация, иногда флогопитизация пород основного состава [112]). Интенсивный щелочной метасоматоз в связи с формированием ийолит-карбонатитовых интрузий свидетельствует о том, что щелочные и карбонатитовые магмы могут содержать огромные объемы летучих – воды, углекислоты и щелочей, а часто наблюдаемое брекчирование вмещающих пород – о высоких давлениях летучих в магме, которая при достижении верхних горизонтов земной коры испытывает быстрое, взрывное увеличение объема. Высокэнергетические динамические напряжения, возникающие в связи с этим, на ранних стадиях этого процесса в условиях низкой проницаемости литосферы могут вызывать образование куполовидных структур, подобных Уджинскому поднятию, а впоследствии – кольцевых и конических трещин, используемых для внедрения очередных порций расплава.

В связи с высоким содержанием летучих во всех типах глубинных магм и контрастностью состава дифференциатов различных интрузивных фаз метасоматические процессы широко проявлены не только в экзоконтактах массивов. Каждой интрузивной фазе в Уджинских массивах свойственны проявления магматического замещения и ассимиляции ранее образованных пород, а также постмагматические контактовые и автометасоматические изменения [296].

Наиболее существенные противоречия возникали всегда при объяснении *способа формирования* собственно карбонатитовой составляющей щелочных ультраосновных комплексов. В наиболее полно изученных карбонатитовых объектах выделяется до четырех стадий их образования. При этом четко прослеживается направленное изменение и смена (от ранних к поздним) кальциевых разновидностей кальциево-магнезиальными и железисто-магнезиальными: кальцитовые карбонатиты сменяются доломитовыми, анкеритовыми и сидеритовыми. Каждой разновидности свойственны определенные типы морфоструктур, минеральный состав, текстуры и структуры пород, а также характерная рудная и геохимическая специализация [178].

Долгое время считалось, что карбонатиты *образуются путем* гидротермально-метасоматического воздействия летучих на породы ранее сформировавшихся магматических фаз. Однако в настоящее время преобладает представление о том, что карбонатиты, по крайней мере ранних фаз (кальцитовые и кальцит-доломитовые), формируются как интрузивные породы, и только поздние их фазы (анкеритовые и сидеритовые) могут быть образованы метасоматическим или гидротермальным способом. Они являются результатом сложного и длительного фракционирования магм щелочно-ультраосновного состава; возможность их возникновения в результате прямого селективного выплавления из мантии или эволюции более насыщенных кремнеземом магматических пород представляется маловероятной [80].

Оценки *условий кристаллизации* пород различных фаз щелочного ультраосновного комплекса показывают, что интервал температур их консолидации весьма широк. При этом начало кристаллизации первых силикатных минеральных фаз – оливина и пироксена (более 1000 °С) – отделено от консолидации карбонатитов (200–400 °С) значительным температурным интервалом [160]. В связи с этим возникает необходимость выделять карбонатиты в самостоятельный этап магматизма, завершающий формирование щелочно-ультраосновных комплексов.

Сколько-нибудь надежные данные о *глубине формирования* массивов отсутствуют, а косвенные признаки, позволяющие судить об этом, противоречивы. Так, порфиновый облик слагающих их пород и мощные зоны контактовых изменений свидетельствуют скорее о сравнительно небольшой глубине, измеряемой, видимо, первыми километрами: от 1,5 до 3–3,5 км. Об этом же говорит и большое количество (более 150) мелких тел-сателлитов главных массивов, сложенных субвулканическими интрузивными и пирокластическими фациями пород. Кроме того, в ряде исследований массив Томтор рассматривается как вулcano-плутонический комплекс, некоторые разновидности пород в его центральной части – как вулканические образования: туфы, туфобрекчии и лавы, а серия впадин в его центре считается реликтами каль-

дыры обрушения, возникшей в кровле приповерхностного магматического очага в процессе его опустошения [19, 20, 104] Но правильная округлая форма массивов является скорее признаком принадлежности их к более глубоким гипабиссальным горизонтам.

Вертикальная протяженность щелочных ультраосновных массивов, подобных Уджинским, оценивается по некоторым данным, в десятки километров. Это подтверждается данными по хорошо изученным районам, в частности на Скандинавском щите [177]. Из них следует, что в интервале глубин по крайней мере в несколько километров отсутствуют заметные изменения строения массивов, петрографического, минерального состава, текстурно-структурных особенностей слагающих их пород. Но по другим данным, протяженность карбонатитовых тел по вертикали составляет не более 5–7 км [176].

Глубина эрозионного среза массивов, видимо, невелика; показателем этого являются крупные реликты пород кровли (блоки пород томторской толщи) и обильные ксенолиты вмещающих пород в магматитах.

Существуют представления о том, что становление массивов обусловлено поступлением магмы из промежуточных магматических очагов. Применительно к массивам Уджинской провинции это означает, что глубина залегания такого очага должна быть близка к 10–15 км. Цепочечное расположение массивов объясняется тем, что на этих глубинах они связаны с единой трещинной структурой и сочленяются с линзовидными и линейными трещинными телами, сообщающимися в свою очередь с глубинным (или очередным промежуточным?) магматическим очагом.

Однако столь небольшая глубина очага не соответствует весьма обширному ореолу распространения интрузивно-эксплозивных тел-сателлитов, составляющему более 30–40 км и, судя по всему, вертикальной форме этих тел.

Следует также остановиться на *проблеме соотношения карбонатитового и кимберлитового магматизма*. Ранее их явная петрогеохимическая близость, а также иногда тесные пространственные и временные связи позволяли рассматривать эти формации как производные единой глубинной магмы [109], считая карбонатиты и кимберлиты родственными субформациями в ряду единого формационного типа ультраосновных щелочных пород [185].

В большинстве современных работ карбонатиты и кимберлиты понимаются как вполне самостоятельные формационные типы эндогенных образований – производные наиболее глубоко генерированных мантийных магм, типичные проявления магматизма стабильных платформенных областей. При этом подчеркивается, что их объединяет петрохимическое, геохимическое и минералогическое сходство, выражающееся в широкой конвергенции их магматитов. Это подтверждается также изотопными отношениями Sr и Nd, которые свидетельствуют о принципиальном сходстве мантийных источников карбонатитов и кимберлитов группы 1 [178].

Однако сопоставление свойств этих магматитов показывает, что специфичность каждого из них связана с различными условиями генерации исходных расплавов (в первую очередь, с глубиной, на которой осуществляется эта генерация) и их эволюцией, определяемой скоростью подъема магматической колонны (флюида) к поверхности. При этом делается вывод о том, что

по сравнению с карбонатитами кимберлитовые магмы генерируются на относительно больших глубинах, при минимальных степенях частичного плавления мантийного вещества и относительно слабой проницаемости литосферы для глубинных флюидов и магматических расплавов, но тем не менее при высоких скоростях подъема флюида. Столь же противоречив и вывод о том, что во время формирования карбонатитовых комплексов подъем магматического диапира происходит в условиях относительно хорошей проницаемости литосферы для глубинных расплавов, что «способствует длительному поддержанию высоких температур с постепенным их понижением и благоприятствует процессам дифференциации в магматической колонне и в промежуточных очагах» [178]. Совершенно очевидно, что условия для дифференциации магмы (при прочих равных условиях) являются функцией времени этого процесса, т.е. скорости ее подъема, и несопоставимые степени дифференцированности кимберлитовых и карбонатитовых магм – прямое свидетельство значительно большей длительности этого процесса для карбонатитов – при крайне ограниченных масштабах дифференциации в кимберлитах.

Кроме того, «родоначальные магматиты» этих двух групп образований совершенно различны: для кимберлитов – это мантийные ультраосновные и основные породы, минеральный парагенезис которых свойственен глубоким горизонтам мантии, в то время как для карбонатитов таковыми являются сходные по химизму, но резко отличные по минеральному составу и РТ-параметрам кристаллизации породы верхов мантии и коры.

Столь же велики различия в масштабах и интенсивности воздействия магматических расплавов этих формаций на вмещающие породы. Щелочным комплексам с карбонатитами свойственно весьма широкое развитие метасоматических процессов, вызывающих всегда сопровождающую их интенсивную фенитизацию пород рамы и даже формирование некоторых типов пород этого комплекса [178]. Это не идет ни в какое сравнение с крайне ограниченными масштабами экзоконтактового воздействия кимберлитовых магм, очень слабое метасоматическое/термальное воздействие которых на вмещающие породы ограничивается почти всегда первыми сантиметрами–десятками.

Время формирования интрузий уджинского комплекса. Геологические данные не позволяют уверенно установить период формирования массивов этого комплекса. Время этого события определено моложе середины венда, поскольку все массивы, интродуцированные главным образом в образованиях улахан-курунградской свиты верхнего рифея, содержат также крупные рифы пород томторской свиты венда, представляющей собой таким образом нижний возрастной репер. Обломки слагающих массивы пород обнаружены в базальных слоях перекрывающих их флористически охарактеризованных нижнепермских отложений, являющихся верхним возрастным маркером [47, 296]. Кроме того, на породах массива почти повсеместно развита кора выветривания, латеритный тип и весьма высокая мощность которой (до 400 м) позволяют достаточно уверенно связывать ее возникновение с каменноугольным периодом – эпохой наиболее жаркого и влажного климата в истории фанерозоя. На поверхности коры залегает толща, состоящая из продуктов ее денудации и переотложения в водной среде – томторская толща, возраст которой

с некоторой долей условности определен как средний карбон–ранняя пермь [170].

Таким образом, геологические данные позволяют определить время становления массивов в весьма широком (около 300 млн лет) интервале: середина верхнего венда – конец девона (начало карбона) (650–360 млн лет). Этот интервал может существенно сузить (до ордовика–девона) находка в «туфах ультраосновного–щелочного состава» (имелись в виду, видимо, брекчии альнёт-тингуаитовой формации) ксенолита известняка с остатками *Stromatoporoidea* [37], которая свидетельствует, что эта формация заведомо моложе конца ордовика.

Результаты многочисленных (более 200) радиологических датировок магматических пород различного состава Томторского массива, выполненные в различных лабораториях K-Ar и Rb-Sr методами, весьма противоречивы: они охватывают еще более обширный интервал времени – от 810 до 226 млн лет [10, 17, 83, 177; 178, 189, 190, 293]. Столь широкий разброс значений связан, вероятно, с влиянием наложенных процессов, искажающих результаты анализов.

Однако эти результаты явились основанием для того, чтобы считать массивы Уджинской провинции полихронными и выделять в истории формирования слагающих их магматических формаций рифейский (к которому относятся образования первых магматических фаз массива Томтор) и палеозойский (центральное карбонатитовое ядро массива Томтор, массив Богдо, тела чимаро-уджинского комплекса) этапы.

Сравнительно недавно была предпринята очередная попытка комплексного анализа возрастных рубежей формирования массива Томтор. При этом U-Pb методом анализировались акцессорные цирконы, извлеченные из щелочных сиенитов и «рудоносных туфов» (авторская интерпретация гипергенно-осадочных образований томторской толщи) и слюды из карбонатитов, лампроитов и сиенитов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом [20]. Возраст кристаллизации акцессорного циркона и, соответственно, щелочного сиенита определен в 689 ± 5 млн лет, циркона из «рудоносного туфа» – 394 ± 7 млн лет. Геохронологические исследования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом магнезиальных биотитов из карбонатитов первого этапа дали результат 693 ± 8 и 681 ± 6 млн лет, а для слюд из лампроита и рудоносного карбонатита второго этапа – соответственно 412 ± 2 и 400 ± 4 млн лет.

Интерпретируя эти результаты, авторы связывают первую датировку с формированием основного объема пород массива в позднерифейскую эпоху активизации щелочно-ультраосновного магматизма в зонах красевых разломов Сибирского кратона, возникших при его отделении от суперконтинента Родиния в период его распада [192]. Вторая дата, по их мнению, отвечает образованию поздних карбонатитов и лампроитов альнёт-тингуаитовой формации; она сопоставляется с девонской эпохой дробления литосферы восточной окраины Сибирского кратона под воздействием Вилуйского плюма, соответствующей магматической эпохе 414–387 млн лет [197].

В то же время необходимо обратить внимание на единый тренд химических составов всего комплекса пород массива и его сателлитов, что должно определенно свидетельствовать об общем едином и непрерывном ходе эво-

люции глубинного магматического очага; но 300 млн лет, разделяющие начальный и конечный этапы столь длительного процесса, представляются аргументом, делающим эти сопоставления малодостоверными.

Противоречивые результаты были получены при определении возраста U-Pb методом по пирохлору из отобранных нами образцов пород уджинского комплекса (выполнены в Лаборатории абсолютного возраста ГЕОХИ РАН). Возраст щелочного сиенита из делювиальных образований массива Томтор (проба 79) оказался близким к упомянутому выше для этого типа пород – 675 ± 13 млн лет. Результат для сиенита, отобранного из штока чимаро-уджинского комплекса на левом берегу руч. Хапчаныр (проба 37/4), оказался почти аналогичным, но существенно отличным от характерного для этого комплекса – 691 ± 70 млн лет.

Нам представляется, что рекомендация, предложенная в работе [114] и учитывающая всю совокупность геологических реперов и доминирующих значений U-Pb и Rb-Sr датировок, в соответствии с которой время формирования щелочно-ультраосновных пород Уджинской провинции связывается с одним и тем же этапом среднепалеозойской тектоно-магматической активизации Сибирского кратона, является наиболее логичным и корректным решением проблемы возраста этих магматитов на современной стадии изученности данной проблемы. В начале этого этапа были сформированы все четыре интрузивных массива, а на заключительных его стадиях, характеризовавшихся более высокой энергетикой и подвижностью остаточных магм в глубинном мантийном (промежуточном?) очаге вследствие высокой насыщенности их летучими, образовались мелкие эксплозивные тела-сателлиты; ареал их распространения намного превышает диаметр Томтора – наиболее крупного массива этого комплекса. Данное соотношение подтверждается неоднократно наблюдавшимися случаями пересечения интрузивных массивов дайками и трубками взрыва альнэит-тингвайтовой формации и находками в брекчиях лампроитовых диатрем ксенолитов пород уджинского комплекса.

СРЕДНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНОГО СОСТАВА

МОЛОДО-УДЖИНСКИЙ ДОЛЕРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (βPZ_2mu)

Интрузивные образования этого комплекса связаны с мощной региональной Молодо-Попигайской зоной разрывных нарушений, наиболее ярко проявленной на восточной границе листа R-50 в долине р. Оленёк на участке между устьями ручьев Некекит и Солохут и на пограничной площади соседнего листа R-51. Они представлены почти исключительно дайками северо-западного и близких к нему простираний. Петротипическим районом этих образований является долина р. Оленёк между устьями ее притоков – Буит, Амыдай и Мерчимден, где обнажается группа даек этого комплекса.

Дайки залегают в тектонических трещинах Молодо-Попигайской зоны, видимо, вертикально. Их характерное кулисообразное расположение свидетельствует о сдвиговом типе вмещающих их тектонических нарушений. Большая часть даек на дневной поверхности не обнажается и прослеживается только по геофизическим данным или на АФС; их выходы в одной и той же

трещине часто располагаются четковидно. Протяженность даек на дневной поверхности – от первых километров до 80 км, мощность в среднем – 10–20 м, иногда – до 120 м. Дайки интродуцируют карбонатные и терригенные породы венда и кембрия; перекрываются пермскими терригенными образованиями, залегающими на коре выветривания долеритов.

В истоках мелкого левого притока р. Мерчимден в 20 км юго-восточнее устья руч. Амыдай выявлена также уникальная для этого комплекса сильно искаженная кольцевая структура [295] размером 2×3 км, ошибочно принятая ранее [54] за шток дифференцированных до монзонитов пород; она сложена обычными для этого комплекса, но несколько измененными, ожелезненными средне- и мелкозернистыми долеритами. Мощность ее составляет до 20 м.

Основное количество мощных даек сложено крупно- и среднезернистыми долеритами, в центральной части – габбродолеритами. Долериты имеют офитовую, пойкилоофитовую и долеритовую структуры, массивную текстуру; состоят (%) из плагиоклаза (35–65 лабрадор, андезин), оливина (0–8), авгита (10–40), титаномагнетита и магнетита (5–10), апатита (до 3) и стекловатого мезостазиса (до 5). В умереннощелочных долеритах обычен пелитизированный калиевый полевой шпат (10–15%). Габбродолериты офитовой структуры сложены бурой роговой обманкой, биотитом, кварцем, реже встречается калиевый полевой шпат. В габбродолеритах в мезостазисе развиваются обычно титаномагнетит, клинопироксен, кварц, полевые шпаты, иногда – апатит.

В зонах эндоконтакта они сменяются мелкозернистыми разностями долеритов. Боковым экзоконтактам свойственны обычно уплотнение пород, мраморизация и перекристаллизация в зонах мощностью не более 1–2 м. В апикальных частях нескрытых и слабоэродированных тел мощность зон экзоконтактовых изменений почти на порядок выше.

По химизму породы близки к среднему составу сибирского траппа [119]. Они характеризуются нормальной, реже умеренной щелочностью, низкой и умеренной глиноземистостью, высоким содержанием диоксида титана (1,9–5,1%). При этом они содержат несколько меньше Mg, Ca, Al, но больше Ti, Fe, P, K и имеют более высокие значения коэффициента фракционирования (F) на петрохимических диаграммах. В них также содержится меньше Ni, Co, Cr, но больше Zn и V (БД R-50\ R50_db\Fakt\Vpd\Sbd\Analiz\Аналитика\Хим-анализы предшественников.xlsx).

Металлогеническая специализация пород определяется повышенным содержанием литофильных (B, Li, Rb, Cs) и халькофильных (Zn, Pb, Cu) элементов.

Возраст серии даек северо-западного простираения, расположенных в восточной половине листа R-50, ранее определялся по геологическим критериям и результатам K-Ar анализов как позднепермский–раннетриасовый [37, 55]. По данным других исследований, они были отнесены к позднему палеозою [43, 295]. Более поздние радиологические определения (K-Ar методом) возраста пород группы даек, расположенных у восточной границы листа R-50 в долине р. Оленёк и его притоков Мерчимден и Буит, дали результаты, подтверждающие в целом вторую точку зрения: 322 ± 5 млн лет; 408 ± 3 млн лет; 430 ± 9 млн лет; 414 ± 5 млн лет; 434 ± 2 млн лет; 426 ± 6 млн лет; 336 ± 4 млн лет [38].

В долине р. Куойка, в непосредственной близости от восточной границы листа R-50 U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» определен возраст пород двух даек молодого-уджинского комплекса [38]. Он составил 382 ± 4 млн лет (шесть замеров) и 299 ± 5 млн лет (четыре замера). Эти достаточно разноречивые результаты свидетельствуют, возможно, о более широком возрастном средне-позднепалеозойском диапазоне формирования этого магматического комплекса.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА (КИМБЕРЛИТЫ)

К этой группе магматических пород отнесены кимберлиты, чрезвычайно широко распространенные в пределах площади листа R-50. Со времени, прошедшего с момента создания ГК-1000 предыдущего поколения (1975, 1983 гг.), в результате повышенного интереса к ним как к возможному источнику алмазов, эти образования были объектом многочисленных поисковых и тематических работ; итогом явилось открытие большого числа новых тел, общее количество которых, увеличившись в несколько раз, достигло в настоящее время около 500; вместе с тем существенно возросло и количество информации, касающейся различных аспектов их геологии и состава. В результате представления о структуре кимберлитового комплекса, петрохимии, алмазонасности и возрасте различных ассоциаций пород изменились. При этом несколько изменилось и представление о генетической принадлежности части тел, сложенных некоторыми разновидностями кимберлитов и близкими к ним породами.

Не касаясь ведущейся несколько десятилетий и, тем не менее, все еще не завершенной дискуссии относительно содержания термина «кимберлит» и критериев диагностики и классификации этой серии пород, следует все же дать определение того, что подразумевается под этим термином в рамках настоящей работы.

Кимберлиты – сообщество разнообразных по облику, структурным и текстурным особенностям умереннощелочных и щелочных–ультраосновных пород, богатых летучими. Кимберлиты являются крайне гетерогенными образованиями; их основу составляет обширная гамма продуктов эволюции исходных (родоначальных) мантийных ультраосновных и основных магм, осуществлявшейся в весьма широком диапазоне глубин – от мантийных магматических очагов вплоть до близповерхностных, возникших в полостях кимберлитовых тел при их консолидации. Они состоят из оливина, обычно серпентинизированного, переменного количества флогопита (как и оливин, нескольких генераций), карбонат-серпентиновой основной массы и комплекса типоморфных аксессуарных барофильных минералов – пирропа, пикроильменита, хромшпинелида, хромдиопсида, циркона и алмаза, а также рутила, монтичеллита, перовскита. Кимберлиты содержат ксенолиты и ксенокристы мантийного ультраосновного и основного парагенезиса, иногда в значительном количестве. Кимберлиты, содержащие в ощутимых количествах ксенолиты боковых пород корового происхождения, рассматриваются как кимберлитовые брекчии.

Следует заметить, что отнесение пород к семейству кимберлитов определяется не только и не столько комплексом порообразующих, сколько акцессорных барофильных минералов; кимберлит представляет собой в этом отношении уникальное явление и «...выделение этого типа пород по наличию или отсутствию такого ультраакцессорного минерала, как пироп, является беспрецедентным случаем в петрографической практике» [89]. Тем не менее, оно, как представляется, совершенно оправдано возможностью продемонстрировать его главный диагностический признак – связь с глубинными зонами Земли и свойственным им магмогенезом.

Химический состав собственно кимберлитов тесно связан с составами родоначальных магм, претерпевших сложную эволюцию и в различной, обычно – невысокой степени контаминированных материалом вмещающих пород. Эта связь объясняет большое, иногда почти полное сходство химизма пород мантийных ксенолитов и кимберлитов (без корового ксеногенного материала, разумеется), выполняющих тела на приповерхностных уровнях коры – при, естественно, совершенно различном минеральном составе тех и других – кристаллизовавшихся в резко различных термобарических и геохимических обстановках.

Сравнение химических составов кимберлитовых пород любого кимберлитового тела/поля обнаруживает существование четкой тенденции изменения их химизма и минерального состава в направлении: массивные малослюдистые породы → слюдистые разности → слюдяные породы. При этом породы первой группы являются в общем случае ранней, а второй и третьей – более поздними генерациями пород.

Это определенно свидетельствует о существовании дифференциации кимберлитового расплава, шедшей в направлении накопления Fe, Ti, K, P, Mn, Ca при комплементарном падении концентрации Mg; она могла происходить как в промежуточных магматических очагах, в магматической колонне в процессе подъема магмы к дневной поверхности, так и непосредственно в полостях кимберлитовых трубок. Это изменение химизма среды приводило к увеличению содержаний в основной массе слюды, апатита, перовскита, карбоната, а также появлению ромбического пироксена и монтичеллита, иногда – лейцита.

На диаграмме $\Sigma\text{FeO}-\text{TiO}_2$ породы всех кимберлитовых полей площади образуют достаточно компактную ассоциацию с содержаниями железа в диапазоне от 6 до 14 % ΣFeO и титана – от 0,2 до 5 % TiO_2 . Областям фигуративных точек полей свойственна удлиненная форма, отражающая, видимо, эту особенность изменения химизма (рис. 10). Различия в ходе дифференциации расплава для разных полей отражаются в различном наклоне соответствующих им трендов. На диаграмме породы биригиндинского поля образуют область составов с низким содержанием TiO_2 , но в целом высоким ΣFeO . Близко к ним расположена область точек дюкенского поля, в котором, наряду с кимберлитами, велика доля карбонатитов.

Имеющиеся данные о химическом составе минералов кимберлитов различных типов иллюстрируют также закономерное изменение химизма некоторых из них в процессе дифференциации кимберлитовой магмы. Так, в основной массе слюдистых кимберлитов, по сравнению с массивными, уменьшается количество хромсодержащих рудных фаз, возрастает роль магнетита,

титаномагнетита, ильменита. Последний при этом характеризуется очень высоким значением пирофанитовой компоненты и по составу аналогичен ильменитам из щелочных ультраосновных комплексов и карбонатитов. Магнезиальный и хромистый оливин, свойственный слюдистым кимберлитам, в слюдяных пироксеновых кимберлитах хрома не содержит и становится более железистым; флогопит в том же направлении становится более титанистым и также полностью лишенным хрома [180].

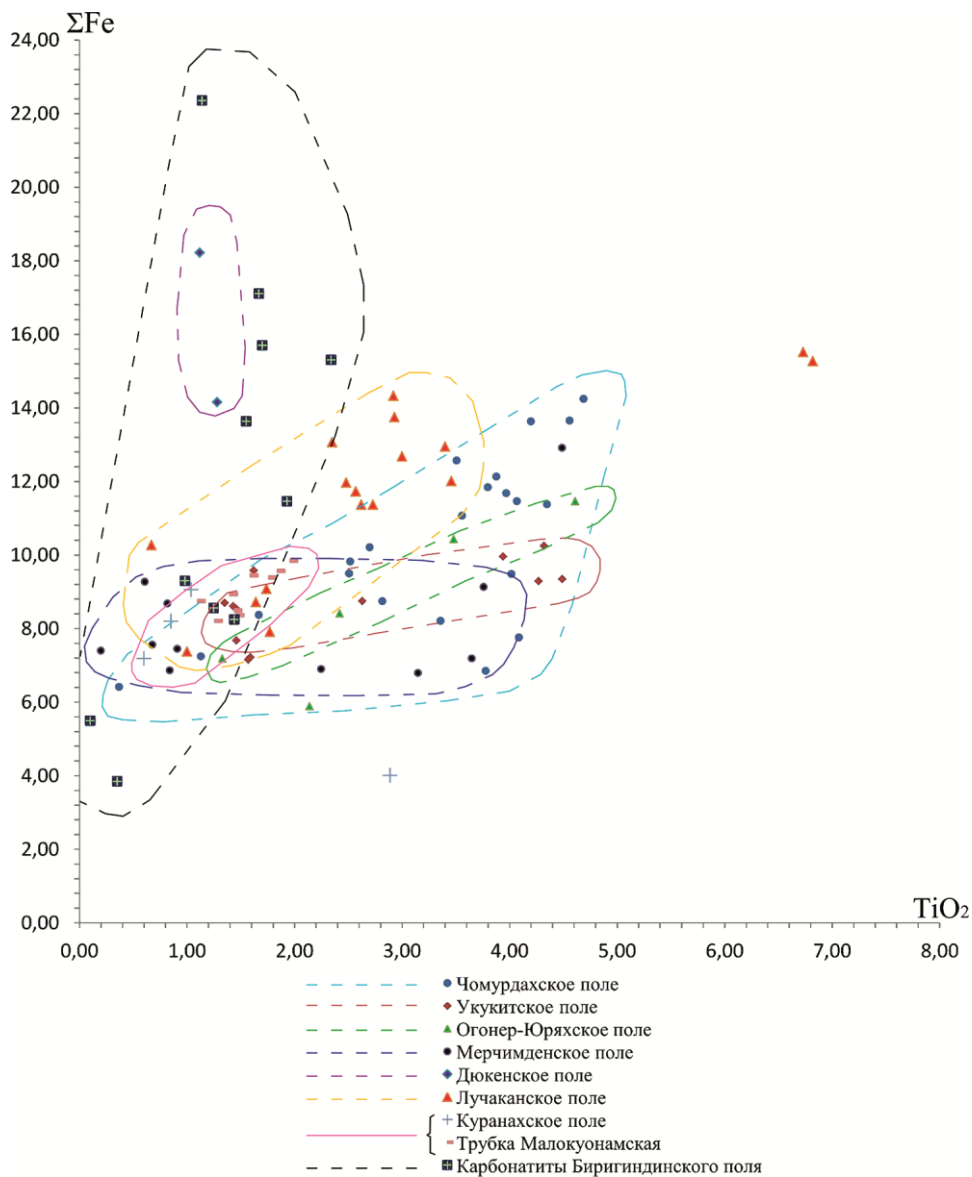


Рис. 10. Диаграмма соотношений ΣFe – TiO_2 в кимберлитах и карбонатитах листа R-50.

Все это приводит к тому, что в процессе эволюции кимберлитовых магм химизм и минеральный состав кимберлитов поздних фаз и их минералов приобретает все большее сходство с таковыми щелочных ультраосновных комплексов с карбонатами.

Последнее обстоятельство и создает обычно трудности при диагностике некоторых разновидностей обширной группы кимберлитов. Они особенно близки к беспироксеновым щелочным пикритам с повышенным содержанием калия ($K > Na$), глинозема и титана; по предложению Терминологической комиссии Международной патентной классификации (МПК) последние отнесены к сообществу кимберлитов в качестве их разновидности – кимберлитовидов (Петрографический кодекс, 2012). От кимберлитов их отличает отсутствие типоморфных барофильных фаз – алмаза, хромистого пиропового граната, пикроильменита и др., что обусловлено формированием их в совершенно иных термобарических условиях земной коры.

В соответствии с Петрографическим кодексом (2012 г.) рекомендуется выделять две группы кимберлитовых пород, отчетливо различающихся как по вещественному составу, так и петрогенетическим особенностям. Кимберлиты *первой группы*, соответствующие петротипу (Кимберли, Южная Африка) – калиевые ультраосновные породы с преобладанием среди летучих CO_2 , обычно с неравномернозернистой структурой, обусловленной присутствием макрокристов оливина; некоторые из них могут быть ксенокристами. Кимберлиты *второй группы (оранжиты)* – ультракалиевые щелочные породы с преобладанием среди летучих H_2O макрокристами и микрофенокристами флогопита и слюдами в основной массе; для оранжитов обычны округлые макрокристы и идиоморфные первичные кристаллы оливина. Оранжиты имеют большое минералогическое сходство с лампроитами.

Следует заметить, что это деление является в значительной мере условным, поскольку в пределах тел, сложенных массивными (бесслюдяными) разновидностями, обычны участки (зоны, жилы) слюдистых пород, являющихся производными процессов дифференциации кимберлитовой магмы в промежуточных очагах, подводящих каналах или даже в полостях достаточно крупных кимберлитовых тел и часто представляющих собой комплекс более поздних фаз внедрения кимберлитовой магмы [180]. Кроме того, признаки, приписываемые кимберлитам I группы (более высокая алмазоносность, возраст и др.), часто оказываются свойственными кимберлитам II группы (поля Венишия в ЮАР, Золотицкое в РФ и др.).

Главными, определяющими принадлежность пород к кимберлитам, являются рассмотренные выше минералогические и петрохимические критерии. Другими признаками, определяющими условия их проявления, являются связь с кратонизированными участками платформ, очень редко – с подвижными поясами; морфология тел – трубки взрыва, дайки, штоки, внутритрубочные жилы, силлы; группировка тел в поля и кластеры; иногда – зональная внутренняя структура полей.

Основываясь на изложенных выше принципах, мы рассматриваем породы, слагающие тела большинства полей развития магматитов ультраосновного-щелочного состава в пределах площади листа R-50 как кимберлиты – за исключением образований Биригиндинского поля, отнесенных (в соответствии

с главными критериями) к карбонатитам. Группировка тел и тесно связанные в пространстве ассоциации, возможно, полифазные и полифациальные, отвечающие этапу гипабиссального магматического процесса, характеризующиеся единством генезиса, глубинных магматических очагов и синхронностью возраста тел, позволяет рассматривать их как гипабиссальные комплексы.

Площадь листа R-50 представляет собой область наиболее интенсивного проявления кимберлитового магматизма Сибирской провинции: в ее пределах сконцентрирована основная часть проявлений кимберлитов Сибирской провинции – около 500 тел, входящих в состав девяти кимберлитовых полей. Среди них выделяются кимберлиты трех разновозрастных групп: среднепалеозойской, раннемезозойской и позднемезозойской. Область их распространения традиционно разделяется на кимберлитовые районы, каждый из которых объединяет несколько сближенных по площади и близких по возрасту и структурным особенностям полей, относимых к четырем кимберлитовым комплексам: среднеоленёкский, толуопско-мерчимденский, куонамский и куойкско-молодинский.

Расположение кимберлитовых полей среднепалеозойского возраста, как считается, контролируется Далдыно-Оленёкской кимберлитоконтролирующей зоной – крупнейшей региональной (в значительной мере гипотетической) структурой, с которой связаны почти все кимберлитовые поля палеозойского возраста Сибирской провинции. Она имеет северо-восточное простирание, общую протяженность более 1500 км; на юго-западе, за пределами района она включает Далдынское, Алакитское и Мунское алмазоносные поля, в пределах листа R-50 – Чомурдахское, Укукитские, Огонёр-Юряхское и Мерчимденское. На ее северо-западном продолжении (лист R-51) находятся среднепалеозойское Толуопское поле, а также три мезозойских: Куойкское, Молодинское и Хорбусуонское. Следует заметить, что она выделена исключительно по линейному расположению упомянутых кимберлитовых полей и никак не выражена ни в геофизических материалах, ни на фотоизображениях земной поверхности любого масштаба.

СРЕДНЕОЛЕНЁКСКИЙ КИМБЕРЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (1D₃-C₁50)

Район распространения среднеоленёкского комплекса расположен в бассейне среднего течения р. Оленёк. Он занимает центральную и южную части Суханской впадины, сложенной карбонатными и глинисто-карбонатными породами среднего–верхнего кембрия. В восточной части района на наиболее высоких водоразделах сохранились реликты нижнеюрских(?) отложений, представленных песками, алевролитами, галечниками. Кимберлиты и комагматичные им породы слагают около 400 трубок взрыва, даек, штоков и жильных тел, входящих в три кимберлитовых поля: Чомурдахское, Укукитское (Западно- и Омонос-Укукитское), Огонёр-Юряхское.

Чомурдахское кимберлитовое поле расположено в бассейне среднего течения р. Оленёк в междуречье Сопка–Чомурдах–Тирехтях–Ченка-Юрягэ. В его пределах на листе R-50 выявлено 49 кимберлитовых тел, из которых 27 трубочного типа и 22 дайки (трубки Ильменитовая, 31 июля и Уральская,

входящие в это поле, расположены в пределах листа Q-50). Площадь поля ~ 2480 км². Кимберлитовые тела перекрыты маломощным делювием, иногда – аллювиальными образованиями. Оно изучено весьма детально: практически все его тела вскрыты горными выработками или буровыми скважинами и опробованы на алмазы пробами достаточно большого объема.

Внутренняя структура поля контролируется тектоническими нарушениями северо-восточной ориентировки, совпадающей с генеральным направлением Далдыно-Оленёкской зоны; ему соответствуют простирания всех даек (преобладают аз. прост. СВ 35–40°, изредка до 60°) и основной части длинных осей удлиненных трубок; у нескольких трубок они меняются на СЗ 320–340°. Кимберлитовые тела поля группируются в большинстве случаев в линейные ассоциации (кластеры), ориентированные в том же направлении. Иногда они формируют кластеры изометричной формы (Светлая–Чомур, Бортовая–Ан/79), сложнопостроенные, состоящие как из относительно изометричных, так и дайкообразных тел, имеющих иногда различную ориентировку.

Протяженность даек (подтвержденная горными работами) составляет обычно первые десятки–сотни метров, но некоторые из них прослежены на расстоянии 800–1700 м (дайки Ж-2, XI/79, Перевальная-I). Их мощность составляет, как правило, от 0,4 до 2 м. Иногда на дайках встречаются раздувы диаметром 20–30 м, представляющие собой, видимо, небольшие трубки взрыва.

Трубки взрыва имеют чаще всего удлиненную форму, очень редко – овальную и изометричную. Их размеры в среднем составляют (30–40 м) × (50–70 м). Самыми крупными трубками являются Дружба (340 × 60 м), Водораздельная-I (200 × 15–30 м), Надежда-I (180 × 20–55 м), Светлая-I (155 × 100 м). С удлиненными трубками часто ассоциируют дайки.

Для Чомурдахского поля характерны тела сильно удлиненной формы, отнесенные к дайкам, для которых соотношение размеров осей составляет 5–10, иногда до 20; однако аномально большие мощности таких тел (10–60 м – Водораздельная-I, Дружба и др.) совершенно нетипичны для обычных кимберлитовых даек, мощность которых очень редко достигает 3–4 м. Ранее часть таких тел рассматривалась как трубки взрыва, а другая – как дайки [306, 329], но при этом мощности «даек» (Ан 23/79) иногда существенно превосходили мощности «трубок» (Бортовая-II). Все это заставляет сомневаться в генетической принадлежности подобных тел.

Штоки в пределах поля не выделялись. Однако нам представляется, что к их числу следует отнести, по крайней мере, два тела, характеризующиеся исчезающе-малыми концентрациями МИК (тела 23/79, 21/79).

Дайки сложены массивными кимберлитами интрузивной фации, реже – порфиоровыми, в различной степени слюдистыми (содержание флогопита вкрапленников и основной массы – до 10–15 %). Около половины трубок выполнено кимберлитовыми брекчиями с порфировым кимберлит-цементом, среди остальных преобладают автолитовые разности брекчий с различным содержанием ксенопримеси; реже встречаются брекчии с массивной текстурой цемента.

На общем фоне выделяется группа тел (преимущественно трубок), в кимберлитах которых содержится ощутимое количество МИК: пикроильменит,

пироп, хромшпинелиды, а также монтichelлит и перовскит; присутствие хромдиопсида не отмечено ни в одном из тел. При этом пикроильменит всегда преобладает над пиропом, часто очень резко – на 1–2 порядка. Шпинелиды встречаются обычно в столь же незначительных количествах, что и пироп. К числу таких тел относятся трубки Чомур, Спорная, Светлая, Дружба, Горняцкая, Снежинка, Олимп, Алла, Курунг-81, дайка Перевальная-I и группа тел Водораздельная.

Тела второй группы (трубка Надёжная, дайка Сопка-II, трубки и дайки Бортовая, Ж-1-3,) сложены кимберлитами, содержащими единичные зерна пикроильменита и пироба при сопоставимых содержаниях остальных МИК.

К третьей группе отнесены тела, в кимберлитах которых выявлены только серпентинизированные вкрапленники оливина, флогопита в виде микролитов основной массы, редко – порфирировых его выделений, а также перовскита, монтichelлита и апатита (дайки и тела различной морфологии – 23/79, 25/79, 26/79, 34/79, 43/79, 5/86).

Тела первой группы можно уверенно отнести к кимберлитовой формации; отнесение к ней тел второй группы несколько условно; что же касается тел третьей группы, то они скорее всего представляют собой пикриты или близкие к ним по типу породы, являясь, видимо, продуктами дифференциации кимберлитовой магмы в промежуточном очаге.

Строение и петрографический состав пород трубок взрыва первого типа могут быть иллюстрированы на примере трубки Чомур. Она выполнена грубообломочными кимберлитовыми брекчиями, содержание ксенопримеси в которых колеблется от 60 до 90 %, и слюдистыми порфирированными кимберлитами, слагающими отдельные блоки.

Порфирированные кимберлиты содержат до 17,5 % оливина I генерации, 21,0 % оливина II генерации, 38,6 % флогопита, 2,4 % магнетита, до 3,0 % перовскита при объеме основной криптозернистой карбонат-серпентиновой массы до 17,5 %. Состав минералов тяжелой фракции слюдистых кимберлитов (вес %): пикроильменит (0,57), пироп (0,07), оливин (0,02), магнетит (0,30); в виде редких знаков встречаются хромшпинелиды и апатит.

Минеральный состав кимберлитовой брекчии резко отличается от порфирированных кимберлитов: оливин I генерации отсутствует, оливин II генерации – до 6,2 %, флогопит – 4,9 %, магнетит и перовскит – до 4,0 %, основная масса – 25,0 %. Обломочный материал представлен ксенолитами осадочных пород (20 %), количество автолитов – 20 %. Содержания минералов тяжелой фракции (вес % фракции): пикроильменит 0,58; пироп 0,07; магнетит 0,19; пирит 0,01; хромшпинелиды и гидроокислы Fe – единичные знаки.

В кимберлитах трубки содержится ощутимое количество мантийных включений: оливинитов, перидотитов, пироксенитов и змеевиков с гранатом-пиропом. Многочисленны ксенолиты метаморфических пород фундамента, состав которых исключительно разнообразен: чарнокитовые гнейсы, гранулиты, амфиболиты, эклогиты с оранжевым гранатом.

Близки к ним по типу кимберлиты тел куста Спорная, которые содержат уникально высокое количество ксенолитов мантийных пород (эклогитов, реже оливинитов) и метаморфических образований фундамента (гранатизированных кристаллических сланцев, амфибол-пироксеновых и биотит-пирокс-

сен-амфиболовых гнейсов, изредка – диоритов и диабазов до 0,5 % от объема породы) при незначительной доле обломков вмещающих осадочных пород. Особенностью пород этой трубки является очень высокое содержание рудных минералов [127]. Состав (%) тяжелой фракции характеризуется преобладанием пикроильменита – 36; содержание пиропа – 14, магнетита – 26; хромшпинелиды встречаются в виде редких знаков.

Глубинные включения (обычно эклогиты) и ксенолиты пород фундамента обнаружены также в породах трубки Дружба и дайки Ж-1 [205]. Иногда отмечается повышенное содержание пиропа, сопоставимое с пикроильменитом (трубка Курунг-81 – около 1 % веса тяжелой фракции) [329].

Характерная особенность кимберлитов поля – редкая встречаемость ксенолитов траппов. В телах Перевальная-I, IV, Алла содержится большое количество обломков битуминозных сланцев куонамской свиты кембрия, в современном срезе здесь полностью эродированных.

Химический состав кимберлитовых пород поля обычен для кимберлитов Сибирской провинции. Массивные (малослюдистые) кимберлиты, слагающие дайки и отдельные блоки в некоторых трубках, имеют низкие содержания Ti, Fe, K. В слюдистых кимберлитах содержания Ti, Fe, K повышены при почти обычном количестве Al. В них заметно повышена также концентрация P, Mn, в меньшей степени – Ca, и понижена – Mg. Слюдяные кимберлиты отличаются максимальными концентрациями Ti, Fe, K, Mn и в общем случае – Al. Эти разновидности пород идентичны по своим петрохимическим особенностям жильным кимберлитам Якутии и пикритовым порфирирам карбонатитовых комплексов.

Алмазы были обнаружены в трубках Светлая, Дружба, Уральская (лист Q-50), Чомур, Славная в штоке 21/79 [204].

Кимберлитовые тела поля прорывают карбонатные отложения верхнего кембрия, что является их нижним возрастным репером. Возраст кимберлитов охарактеризован изотопными анализами, преимущественно Rb-Sr изохронным методом, как по породе в целом, так и по флогопиту, а также единичными анализами по циркону – методом треков и U-Pb (SHRIMP). Они демонстрируют широкий спектр датировок, возможно, отражающих различные этапы активизации кимберлитового магматизма в пределах Чомурдахского поля. Среди них доминируют значения, соответствующие двум главным среднепалеозойским этапам – от 378 до 382 млн лет, в меньшей мере – 405–429 млн лет, и второстепенному – 440–448 млн лет. Верхнепалеозойские датировки (341–357 млн лет) имеют подчиненное значение. Несколько значений с аномально древними датировками (500–860 и 1780 млн лет) характеризуют, видимо, ранние эпохи активизации магматизма в мантийном магматическом очаге [84].

Укукитское кимберлитовое поле. Обширная (более 200 тел) ассоциация проявлений кимберлитового магматизма, тяготеющая к центральным частям Суханской впадины, в большинстве известных нам геологических материалов (в т.ч. и в Легенде-2009) представлена как два самостоятельных поля – Западно-Укукитское и Восточно-Укукитское (Омонос-Укукитское и Нижне-Укукитское). Однако особенности геологического строения этих полей, их тектонической структуры, петрографические и минералогические характери-

стики свидетельствуют об отсутствии существенных различий между ними. Наиболее ярко и наглядно выглядит единство их структуры, поскольку в каждом из них подавляющая часть кимберлитовых тел связана с единой системой тектонических нарушений северо-восточного простирания, контролирующих их размещение. Кимберлитовые породы этих полей мало различаются между собой по содержанию МСА, их набору и количественным соотношениям. Роднит их также равно убогая алмазонасность. Практически одинаков их изотопный возраст (350–380 млн лет для Западно-Укукитского и 340–390 млн лет – для Восточно-Укукитского поля).

Некоторые отличия минерального и петрохимического составов касаются несколько большей доли тел в составе Восточно-Укукитского поля, которым свойственно преобладание слюдястых разновидностей кимберлитовых пород и преимущественно пикроильменитовая специализация, и как следствие – более высокие средние содержания Ti, Fe, K. Однако кимберлитам, входящим в те или иные поля, свойственны часто достаточно интенсивные вариации этих параметров, отражающие зональность полей (примером может служить расположенное неподалёку Куойкское поле [294]), что не являлось основанием для их разделения по этим признакам.

Все это свидетельствует о том, что они происходят из одного и того же мантийного источника, относятся к единой эпохе кимберлитобразования и представляют собой единую ассоциацию, вследствие чего их следует рассматривать как единое поле – Укукитское.

Укукитское поле расположено в бассейнах рек Омонос и Укукит. Вмещающими кимберлиты породами являются карбонатные отложения кембрия. Общая площадь поля – около 3530 км². Всего в границах поля выявлено 228 тел, из них 117 трубок, 20 штоков и 87 даек. Кимберлитовая природа всех опробованных тел сомнения не вызывает, но следует иметь в виду, что около 25 % объектов в западной и более половины в восточной части не вскрыты горными выработками, не опробованы на алмазы и представляют собой аэромагнитные аномалии, заверенные шлиховым опробованием, показавшим присутствие в тяжелой фракции шлихов зерен МСА. Ранее [129] часть тел, в породах которых содержатся монтичеллит и мелилит, была отнесена к пикритовым порфирирам или альнёитам. Однако впоследствии установлено, что эти минералы достаточно часто встречаются и в обычных кимберлитах, особенно в породах их поздних фаз и продуктах внутритрубочной дифференциации [180].

Разрывные нарушения, контролирующие внутреннюю структуру поля, совпадают с направлением региональной Далдыно-Оленёкской зоны; она четко определяется кимберлитовмещающими тектоническими элементами северо-восточного (35–45°, преимущественно 40–45°) простирания. Из 228 тел поля около 92 % удлиненных тел, а также линейных кластеров ориентированы в северо-восточных румбах, менее 5 % – в северо-западных и около 3 % – в субширотном и субмеридиональном направлениях. Кимберлитоконтролирующие тектонические нарушения в пределах поля представляют собой в большинстве случаев разломы без смещения или со смещением с небольшой (первые метры) амплитудой.

Распределены кимберлитовые тела по площади поля крайне неравномерно. Встречаются как одиночные тела, так и обособленные группы, состоящие из 2-7 трубок и даек (трубки Укукитские, Октябрьская-Кубанская, 72-77/77, Белый Пуп-48в/77 и др.). Центральная часть поля представляет собой участок с уникально высокой концентрацией кимберлитовых тел: здесь на площади около 200 км² сосредоточено более 60 трубок, штоков и даек, что отвечает плотности 0,3 тела/км². В большинстве случаев они перекрыты делювиальными образованиями. Уникальной по степени обнаженности, соперничая с известной трубкой Обнаженная в Куойкском поле, является трубка Ленинград, вскрывающаяся в прирусловом обрыве р. Омонос протяженностью более 100 м и высотой до 20 м. Отличительной особенностью поля является наличие нескольких изометричных кустов, включающих несколько мелких тел, сложенных близкими по составу породами (группа Лекес, Кубанская, 150/78 и др.). Часть из них представляет собой, видимо, штокообразные тела, залегающие на некоторой глубине, с серией линзовидных тел на поверхности.

Не совсем ясна структура и принадлежность куста трубок Балтийская, Фестивальная, Василеостровская и Петроградская, расположенного на восточной границе поля, на расстоянии более 20 км от остальных объектов. Эта группа имеет признаки тектонического контроля как северо-западного, так и северо-восточного простираний. В настоящее время ее включают в состав Восточно-Укукитского поля [271], но ранее, как и в Легенде-2009, она входила в Моторчунское поле [84, 114]. Скорее всего, это небольшая автономная ассоциация четырех тел, подобная Усть-Силигирскому полю.

Протяженность даек достигает 1400 м (дайка ан. 27/65) и даже 3000 м (дайка Сохатый). Как правило, их мощность составляет от 0,1 до 2 м, но часто встречаются тела, называемые дайками, но имеющие, как и в Чомурдахском поле, аномально большую – до 30 м и более(!?) мощность; их следует рассматривать как штоки. Штоки и трубки имеют размеры (10–150) × (45–600) м. Трубчатые тела в современном эрозионном срезе имеют форму от округлых изометричных до неправильных удлинённых и лапчатых. Залегание даек, штоков и трубок в основном вертикальное, но нередко они залегают наклонно, под углами до 50° к вертикали.

Кимберлитоконтролирующие тектонические нарушения в пределах Западно-Укукитского поля представляют собой в большинстве случаев разломы без смещения или со смещением с небольшой (первые метры) амплитудой. Контакты кимберлитовых тел с вмещающими породами сопровождаются зонами брекчирования, обычно маломощными. Однако на контактах трубки Ленинград ширина зоны нарушенного залегания пластов составляет до 10 м. Непосредственно на контакте развита глинистая зона дробления с обломками известняков мощностью 40–50 см, с зеркалами скольжения и примазками битума. Слои вмещающих пород приподняты и периклинально наклонены от трубки под углами от 10 до 80°, в некоторых случаях их падение становится обратным, в сторону трубки, с углами 45–70° [56].

Все без исключения дайки и штоки сложены интрузивными разностями кимберлитов, обычно слюдистыми, реже массивными порфиоровыми. Трубки выполнены в большинстве случаев (около 90 % от числа изученных) кимбер-

литовыми брекчиями с автолитовой, реже – массивной текстурой основной массы; в них встречаются обычно участки, сложенные кимберлитами интрузивных фаз внедрения. Содержание ксеногенного обломочного материала, среди которого доминируют обломки пород рамы – карбонатные породы кембрия, реже – долериты, составляет от первых до 70 %. Порфиновые вкрапленники представлены псевдоморфозами серпентина по фенокристаллам оливина, флогопитом, пикроильменитом, пиропом. В единичных знаках отмечаются также перовскит, рутил, магнетит, амфибол и др. Характерная особенность кимберлитов поля – интенсивная серпентинизация и карбонатизация оливина: неизменный оливин встречается обычно в виде редких знаков. Основная масса сложена карбонатом и серпентином, не более 3–5 % занимают флогопит, рудные минералы. В зависимости от минерального состава основной массы выделяются примерно в равных количествах слюдяные и бесслюдяные (массивные) разновидности пород.

Содержание МСА в большей части тел поля невелико; его отличает существенно пикроильменитовая ассоциация МСА. Но в некоторых трубках количество МСА достигает весовых содержаний: так, брекчии трубки Барык-I содержат на пробу 20 л до 3500 зерен пикроильменита, 220 зерен пироба, 250 – хромшпинелидов, а также единичные знаки хромдиопсида и энстатита. В брекчиях трубок куста Омонос в тяжелой фракции содержатся весовые количества моноклинного пироксена (50 %), пикроильменита (15 %), магнетита (2 %), перовскита (ед.зн.), альмандина (12 %), хромшпинелидов (15 %); при этом пироб и хромдиопсид встречаются только в единичных зернах. В трубке Русловая пикроильменит составляет до 1 % тяжелой фракции, а пироб встречается только в виде единичных знаков [338]. Вкрапленники пикроильменита, как правило, имеют размеры до 0,5–1 см, но иногда они достигают 3,5 см в поперечнике (трубки Кубанская-II, Узел). Однако пироб также присутствует в породах многих тел, причем в некоторых телах доминируют даже зерна лилового цвета (трубки Спектр, Узел, Кушва, Итим и др.). Некоторые его зерна окружены мощной келифитовой каймой толщиной до 2 мм. Особняком стоит трубка Мечта, в автолитовых брекчиях которой гранат составляет иногда до 1 % объема породы, заметно преобладавая над пикроильменитом. Вместе с тем в отдельных телах содержание пикроильменита также приближается к 1 %, слюдястые брекчии трубки Светлая содержат аномально высокие (более 1500 зерен на пробу 20 л) концентрации хромшпинелидов при очень низких содержаниях пироба и пикроильменита.

Ксенолиты мантийных пород встречаются очень редко (трубки Барык-I, Ленинград, Лорик). По концентрации глубинных ксенолитов уникальна трубка Русловая, которой свойственна высокая степень «свежести» всех глубинных минеральных парагенезисов, среди которых преобладают пиробовые перидотиты, гигантозернистые перидотиты с хромдиопсидом, пироксениты, совершенно свежие дуниты и эклогиты.

Кроме того, в брекчиях трубки Ленинград встречены обломки магматических и метаморфических пород кристаллического фундамента: диоритов, амфиболитов, биотит-амфиболовых, амфиболовых, пироксеновых, двупироксеновых плагиогнейсов, плагиоклаз-пироксеновых роговиков, пренитовых сланцев, коровых эклогитов.

Химический состав кимберлитовых пород поля обычен для кимберлитов Сибирской провинции и в целом аналогичен таковому для Западно-Укукитского поля (БД R-50\R50_db\Fakt\Bpd\Sbd\Analiz\Аналитика\Химанализы предшественников.xlsx).

Надёжные геологические реперы, которые помогли бы определить возраст кимберлитов поля, неизвестны. Для многих тел имеются определения абсолютного возраста, выполненные в основном Rb-Sr и K-Ar методами по породе в целом, и единичные – по флогопиту и циркону U-Pb (SHRIMP) методом. Несмотря на существенную дисперсию, все они характеризуют среднепалеозойский возраст тел. Большинство датировок укладывается в инт. 340–390 млн лет; вторая эпоха кимберлиитообразования выявлена для трубки Хайыргастах, возраст которой составил 235–257 млн лет. K-Ar и часть Rb-Sr датировок дают результат 407–434 млн лет, что дает основание [84] выделять в пределах поля три эпохи кимберлиитообразования. Следы дотрубочных эпох активизации мантии, установленные для ксеногенных включений в кимберлитах, имеют значения 460–594, 854, 1000–1300 млн лет [84].

Относительно близким ко второй упомянутой выше эпохе оказался результат определения возраста перовскита U-Pb методом, выполненным на вторично-ионном микроанализаторе SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по пробе Ан-152-4 из кимберлитовой трубки Спектр (ан.152), полученной нами из коллекции ИГАБМ СО АН РФ. По замерам в разных зернах он оказался равным 194 ± 5 – 211 ± 5 млн лет (БД R-50\R50_db\Fakt\Bpd\Sbd\Analiz\Абс.Возр\Ан-152-4).

Огонёр-Юряхское (Верхне-Моторчунское) кимберлитовое поле расположено на водоразделе правого притока р. Оленёк – р. Мерчимден и р. Куогас-Улуйбут-Моторчуна. Это одно из самых мелких полей Якутской провинции, но на нем находится самая крупная трубка т.н. «Северных полей» провинции – Аэрогеологическая, открытая в 1957 г. геологами ВАГТа. Поле включает 16 тел, из них одна крупная («трубка-лидер»), четыре значительно более мелкие трубки и 11 даек. Площадь трубки Аэрогеологическая в современном эрозионном срезе составляет около 16 га. Площадь остальных трубок (Сестра-19, 25-I, 25-II и др.) не превышает 1 га. Дайки имеют прослеженную протяженность до 1000 м, мощность 0,2–2,0 м. Все дайки и длинные оси большинства трубок ориентированы обычно по азимуту СВ 30° с вариациями от 25 до 45°, следуя направлению контролирующей Далдыно-Оленёкской зоны.

Все трубки поля прорывают известняки верхнего кембрия. Северо-восточная часть трубки Аэрогеологическая перекрыта нижнеюрскими песчано-глинистыми отложениями мощностью до 2 м, содержащими большое количество гальки, в нижней части – обломков кимберлита и зерен его типоморфных минералов. Остальные тела перекрыты только маломощными элювиально-делювиальными образованиями.

Трубка Аэрогеологическая имеет неправильную форму. Общая ее длина составляет 1050 м. Основная северо-восточная часть трубки имеет несколько округленную, эллипсоидальную форму длиной 520 м и шириной 380 м. На юго-западном окончании трубка сильно сужается; длина этой части – 530 м, ширина – 120–150 м. В экзоконтакте трубки вмещающие породы кембрия сильно нарушены: их слои падают под углом 75° от контакта, в полосе кото-

рого имеется зона дробления, выполненная известняковой брекчией с включениями зерен пикроильменита и оливина.

Трубка выполнена кимберлитовой брекчией, в которой намечаются по меньшей мере три различные по петрографическому составу генерации пород. Брекчия содержит ксенолиты вмещающих пород (50–55 % объема) размером от долей миллиметра до 7 см, редко до 10 см. Цементирующая их масса имеет серпентин-карбонатный состав и содержит вкрапленники оливина, пироба, пикроильменита, флогопита. Оливин нацело замещен серпентином. Гранат – пироп кроваво-красного цвета, встречается очень редко в виде зерен округлой формы или их агрегатов размером до 1 см. Распределение его в породе неравномерное. Пикроильменит обычен, слагая мелкие округлые зерна или их агрегаты; иногда имеет лейкоксеновую оболочку толщиной до 1 мм. Флогопит редок, образует пластинки размером 3×4 мм или сростки неправильной формы. В кимберлит-цементе содержится мелкозернистый магнетит и микрочешуйки флогопита.

Форма других трубок обычно овальная, размеры колеблются от 40×30 до 50×120 м. Все они сложены кимберлитовой брекчией, обычно более мелко-обломочной, часто автолитовой (Вика), иногда с высоким содержанием пикроильменита (зерна до 3 см – Сестра-19) и флогопита (до 1–2 см); часть зерен последнего имеет кристаллографическую огранку.

Дайки сложены обычно порфиrowыми кимберлитами, состоящими из мелких зерен перовскита и магнетита (2–5 %), погруженных в карбонат-серпентин-флогопитовый агрегат. Порфиrowые выделения образованы в основном псевдоморфозами серпентина и карбоната по оливину; включения флогопита редки, размеры их не превышают 1 см. Общий объем порфиrowых включений в кимберлите составляет 10–55 %.

Экзоконтакты большинства даек тектонически нарушены; с ними связаны зоны дробления, милонитизации и интенсивного термального воздействия с развитием вторичной минерализации (кальцитизация, ожелезнение, сульфидизация) мощностью до 1,8 м. Часто наблюдаются задиры пластов вмещающих пород с амплитудой до нескольких метров; углы их наклона на контактах даек 3с/75, 7с/75, 14с/75 и др. составляют 10–30° [243].

Все тела поля, по данным опробования, алмазоносны, но повышенное содержание алмазов имеет только трубка Аэрогеологическая. Размеры алмазов, содержащихся в ней, крайне неравномерны; они меняются по разным пробам от 0,09 до 0,239 кар/м³.

Радиологические определения возраста пород трубки U-Pb методом по циркону дали значения 409,5 млн лет [84], а по трекам в цирконах – 450±24 млн лет, что указывает на их вероятную принадлежность к ордовикско-девонской эпохе кимберлитового магматизма [16]. Более поздние исследования показали, что изотопные датировки укладываются в интервал значений 409–453 млн лет, который свойственен практически всем кимберлитовым полям Среднеоленёкского района [84].

Jing Sun и др. в своем недавнем исследовании образцов перовскита из нескольких кимберлитовых полей Якутии с помощью U-Pb и Sr-Nd методов по перовскиту определили возраст трубки Аэрогеологическая в 410±4,5 млн лет [195], что хорошо согласуется с приведенными выше результатами.

ТОЛУОПСКО-МЕРЧИМДЕНСКИЙ КИМБЕРЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (tD_3-C_1tm)

Этот комплекс расположен в Нижне-Оленёском районе. В его состав входит два кимберлитовых поля: Мерчимденское и Толоупское. На площади листа R-50 находится только часть кимберлитовых тел первого из них.

Мерчимденское кимберлитовое поле занимает бассейн нижнего течения р. Мерчимден. Кимберлитовые тела интродуцированы в верхнепротерозойские, ранне- и среднекембрийские карбонатные и карбонатно-терригенные породы, прорванные траппами палеозойского возраста и перекрытые иногда терригенными осадками перми. В границах листа R-50 находится 45 кимберлитовых тел из 54; из них трубок 32, даек 11, штоков два. Площадь поля составляет около 980 км².

Это единственное поле палеозойского возраста, внутренняя структура которого ортогональна структуре контролирующей Далдыно-Оленёнской зоны; она очень четко определяется кимберлитовмещающими тектоническими элементами северо-западного (преимущественно 310–320°) простирания, на 3–5° отличающимися от простирания большинства разломов этого района (305–310°), выделяющихся по аномалиям магнитного поля над выполняющими их дайками долеритов. В районе трубок Трилобит был вскрыт контакт дайки траппов, к которой с юго-востока подходит дайка кимберлитов; соприкоснувшись с трапповой дайкой, она меняет направление и далее следует вдоль нее, что определенно свидетельствует о ее более позднем внедрении [295]. Кимберлиты образуют полосу, протягивающуюся на 60 км в северо-западном направлении.

Форма трубок и штоков обычно несколько вытянутая, реже изометричная, иногда неправильная (Львиная лапа), поверхностная площадь их от 0,007 до 0,7 га, единичных – 1,26 (Немагнитная) и 1,5 га (Восток-6). Преобладающая мощность даек – от 0,3 до 5 м, установленная протяженность – сотни метров.

Дайки сложены кимберлитами мелкопорфировыми, обычно слюдястыми, с единичными ксеногенными обломками. Штоки выполнены кимберлитами того же типа, но более крупнопорфировыми и с более высоким содержанием ксенопримеси.

Трубки выполнены кимберлитовыми брекчиями с различным содержанием ксенолитов вмещающих пород, изредка – глубинных нодулей и пород, слагающих фундамент платформы. Кимберлит-цемент порфировый, обычно в различной степени слюдястый, реже – массивный. Более крупные тела сложены иногда брекчиями двух-трех фаз (трубка Подснежная), различающимися содержанием ксенопримеси, размерами обломков и минеральным составом. В них изредка встречаются внутритрубочные жилы мощностью в несколько сантиметров, выполненные кимберлитом с более высоким содержанием флогопита, вплоть до слюдястых и слюдяных разностей.

Содержание МСА в кимберлитах поля сравнительно с кимберлитами палеозойских полей среднеоленёцкого комплекса весьма высокое; оно меняется от единичных до 20–30 тыс. зерен на пробу объемом 20 л, составляя в среднем первые сотни зерен.

Почти 70 % тел свойственна существенно пироповая (до 80 % веса тяжелой фракции) минеральная ассоциация МСА с подчиненным количеством

пикроильменита, хромшпинелидов, изредка – циркона, хромдиопсида, энстатита. Двадцать процентов тел имеют пикроильменитовую ассоциацию (до 99,9 %) с незначительными концентрациями других МСА; в менее 10 % тел доминирует хромшпинелевая ассоциация. В нескольких телах встречены глубинные включения шпинелевой фации глубинности.

Большая часть кимберлитовых тел опробована шлиховым и мелкообъемным опробованием; алмазы в пробах не обнаружены.

Определения абсолютного возраста кимберлитов поля выполнены в основном Rb-Sr методом. Их результаты дают значительный разброс значений. В инт. 300–400 млн лет находится 21 определение, в инт. 400–500 млн лет – 12, более 500 млн лет – одно определение. Определения по Rb-Sr изохроне дают три возрастных интервала: 343–379, 381–405 и 415–438 млн лет, что позволяет предполагать наличие трех этапов активизации кимберлитового магматизма соответствующих возрастов. U-Pb (SHRIMP) методом получены значения возраста 419–428 млн лет. Определения K-Ar методом (495–498 млн лет) считаются завышенными. Возраст кимберлитов поля считается среднепалеозойским (D_3-C_1).

Недавно были получены новые данные о радиологическом возрасте кимберлитов Мерчимденского поля с помощью U-Pb и Sr-Nd метода по перовскиту из трубки Операторская; возраст ее составил $417,8 \pm 5,2$ млн лет, что соответствует раннему девону [195].

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Магматические образования этого возраста развиты только в северной половине площади листа R-50. Они входят в полосу, протягивающуюся от северо-западного угла листа R-50 в восток-юго-восточном направлении через северную краевую часть платформы в пограничной области с Лено-Анабарским краевым прогибом, продолжаясь на листе R-51 в среднем течении р. Оленёк, затем – в бассейне р. Молодо (где они были выделены в 1989 г. под названием «молодинский комплекс»). Далее к юго-востоку они перекрываются толщей юрских и более молодых пород. Общая протяженность полосы превышает 450 км при ширине 30–80 км. На остальной части площади листа R-50 эти образования не известны.

В этой полосе они ассоциируют с комагматичными им пирокластическими и, возможно, эффузивными образованиями молодинской толщи, образуя северо-западную часть крупного самостоятельного района развития раннетриасовых вулканитов основного состава, выделенного нами под названием «Молодо-Уджинский вулканический пояс». Главной областью проявления этих вулканитов является Тунгусская синеклиза, сформировавшаяся под воздействием на литосферу платформы Сибирского суперплума [192].

По особенностям вещественного состава, условиям залегания и возрасту среди них выделяются две группы интрузий: молодинский долеритовый ($\beta T_1 m$) и эбехаинский трахидолеритовый ($\tau \beta T_1 eb$) комплексы.

МОЛОДИНСКИЙ ДОЛЕРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (βT₁m)

Эта обширная группа разнородных интрузивных тел имеет ряд общих признаков, позволяющих объединить их в единый магматический комплекс. К их числу относятся:

– синхронность образования, почти полное отсутствие в породах более древних, чем пермские, и более молодых, чем раннетриасовые;

– общность структурно-тектонического положения в границах активной Молодо-Уджинской зоны разломов;

– ряд сквозных признаков вещественного состава: повторяемость в интрузиях разного типа одних и тех же разновидностей пород, чрезвычайно широкое распространение продуктов контактового термального метаморфизма при весьма незначительной активности гидротермально-метасоматических процессов;

– общность фациальных условий становления интрузий, осуществлявшегося в приповерхностной обстановке, о чем свидетельствует преобладание толеитовых структур пород и весьма высокая интенсивность пирометаморфизма.

В составе комплекса выделяются два основных типа интрузий:

1) недифференцированные и слабо дифференцированные интрузии, слагающие отдельные массивы, развитые в полях развития пермских терригенных и кембрийских карбонатных пород;

2) недифференцированные интрузии, слагающие многочисленные пластовые, пластообразные и связанные с ними секущие тела, залегающие в толще раннетриасовых туфов и пермских осадочных пород.

Недифференцированные и слабо дифференцированные пластовые интрузии слагают в основном вершины платообразных возвышенностей, образуя южное обрамление полосы развития мезозойских траппов общего северо-западного направления. Они представляют собой пластовые и пластообразные тела, залегающие в соответствии с тектонической структурой вмещающих их образований, обычно – субгоризонтально, но в напряженной тектонической обстановке приобретая сложную форму. В большинстве случаев локализованы в породах перми, в единичных случаях – в их пограничной зоне с кембрийскими и рифейскими образованиями. Породы кровли почти всегда полностью денудированы; ее реликты представлены пермскими, иногда – триасовыми образованиями. Мощность тел составляет обычно 10–40 м, иногда достигая 80 м. Изредка встречаются небольшие штоки диаметром 20–50 м округлой в плане формы.

В состав этих интрузий входит ограниченное число пород: толеитовые палагонитовые, анальцимовые долериты, толеитовые габбродолериты, микродолериты. Долериты средне- и мелкозернистые, иногда оливиновые темно-серые, с зеленоватым оттенком. Структура пород пойкилоофитовая с участками толеитовой и офитовой, долеритовая. Плагноклаз составляет 40–65 % объема породы, моноклинный пироксен – 25–40 %, оливин – до 10 %, рудный минерал (ильменит и магнетит) – до 2 %. Мезостази́с (до 10 %) представлен девитрифицированным стеклом. Палагонитовые долериты содержат до 20 % палагонита, развивающегося по мезостази́су и оливину. Габбродолериты выполняют редкие шпильки диаметром до 0,2 м в центральных частях тел. Струк-

тура их габбровая, минеральный состав аналогичен долеритам, но при повышенном (до 45 %) содержании идиоморфных зерен моноклинного пироксена и рудного (до 7 %). В единичных случаях встречаются шлиры анальцимовых долеритов (анальцим в них выполняет роль мезостазиса), редко – анальцимовых лейцититов, фенокристаллы в которых сложены псевдолейцитом и анальцимом [296]. Эта группа пород представляет собой, видимо, продукты внутрикамерной дифференциации магмы основного состава.

На юго-восточном окончании этой полосы расположен крупный (площадь более 80 км², мощность до 150 м) интрузивный массив – хонолит, изученный Б. В. Олейниковым [137] в устьевой части правого притока р. Оленёк – Барая, в непосредственной близости от восточной границы площади листа R-50. Долериты, слагающие его, характеризуются двумя ассоциациями минералов, возникших как в промежуточном магматическом очаге, так и в магматической камере, в которой происходила консолидация интрузива. Химический состав пород свидетельствует об очень незначительном диапазоне его внутрикамерной дифференциации.

Во время полевых работ 2016 г. нами были изучены два интрузива, вскрывающиеся в каньоне р. Удя ниже устья руч. Томтор (т.н. 15–21), где они залегают субпараллельно.

Нижнее тело, развитое локально, представляет собой типичный межпластовый силл, интродуцированный в верхнюю часть разреза тонкослоистых и строматолитовых пород уджинской свиты рифея, залегающий согласно с ее слоистостью, с наклоном в юго-восточных румбах под углом около 10°; он имеет мощность около 20 м. Силл сложен долеритами оливиновыми мелко- и среднезернистыми, с пойкилоофитовой и офитовой структурой, в приконтактной зоне – трахидолеритами более мелкозернистыми (шф. 12/3, 12/9). Интрузивная природа этого тела не вызывает сомнений, поскольку как нижний, так и верхний его контакты вскрыты в обнажениях и были изучены непосредственно в шлифах (шф. 12/6 и 22/1). Строение этого тела и его контактов показано на рис. 11.

Магматическая порода на обоих контактах представляет собой стекловатую массу тончайшей интерсертальной структуры с редкими вкрапленниками плагиоклаза и, видимо, полностью измененного пироксена. Непосредственно на контакте развита черная стекловатая корка закаливания толщиной около 2 мм с мельчайшими вкрапленниками и обломками метаморфизованной и переплавленной вмещающей породы. Вмещающие породы на контактах перекристаллизованы и окварцованы в зоне толщиной около 0,5 м.

Верхний интрузив занимает большую площадь, прослеживаясь в бортах долины р. Удя и ее притоков на участке длиной около 80 км. В каньоне в районе устья руч. Томтор он имеет форму искаженной асимметричной воронки – лополита с центриклинально залегающими бортами. В наиболее погруженной центральной части его мощность превышает 70 м; изменение отдельности и степени раскристаллизации пород на некоторых уровнях интрузии свидетельствует о том, что она образовалась в течение нескольких последовательных импульсов, следовавших через короткие промежутки времени. Лополит сопровождается на этом участке серией секущих тел, служивших, видимо, подводными каналами для подъема магматического расплава. Его

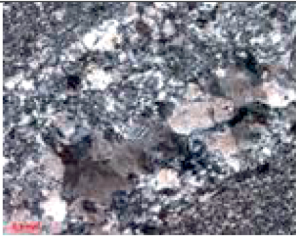


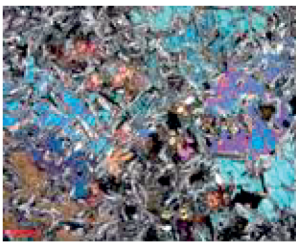



Индекс	Фото шлифа	Мощность, м	№ шлифа	Петрографическая характеристика
RF _{3ud}		1	22/3	Термально метаморфизованная слоистая осадочная порода в 1 м выше контракта, с реликтовой параллельно- и линзовиднослоистой текстурой. Структура разномасштабная мозаичная с элементами порфириблестовой и гранофириковой. Шлиф занимает шесть слоев толщиной 1–5 мм и несколько еще более тонких линз. На месте аргиллитовых (?) прослоев с карбонатом возник тонкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат с зародышами порфириблестов (до 0,1 мм), возможно граната, который, не успев кристаллизироваться, был замещен хлоритом с кварцем. На месте прослоев без карбоната образовался крупнозернистый кварц-полевошпатовый агрегат, местами с гранофириковой структурой
		0,1		Во вмещающей породе вдоль контакта в полосе шириной до 1 мм рассеяны пластинки коричневого биотита
βT _{1m}		20	22/1	Верхний контакт силла и вмещающей осадочной породы. Почти аналогичен нижнему контакту в шлифе 12/6. Отличие лишь в большей роли карбоната в контактовой зоне долерита. Черная стекловатая корка закалывания на контакте толщиной 2 мм. Все вкрапленники плагиоклаза и темноцветных замещены карбонатом; много карбоната и в стекловатой основной массе.
			16/1	Долерит оливинсодержащий мелко-среднезернистый. Структура пойкилофитовая. Изометричные ойкилокристаллы клинопироксена до 3 мм заключают обильные пойкилитовые вставки, среди которых преобладают таблички плагиоклаза до 1 мм, реже - зерна оливина до 0,5 мм, частично замещенного идингситом, а также филлосиликатами. Оливина менее 10%, рудного минерала – не более 3%.
			12/3	Долерит мелкозернистый псевдооливиновый. Структура офитовая с элементами пойкилофитовой и гранофириковой. Ксеноморфные кристаллы клинопироксена до 1,5 мм включают идиоморфные мелкие (менее 1 мм) таблички плагиоклаза (состав – лабрадор An ₅₇ (угол Np': (010) в разрезе ∠PM=32°) и псевдоморфозы хлорита по оливину. Изредка в интерстициях развит тонкоструктурный кварц-полевошпатовый гранофириковый агрегат. Рудный минерал (титаномагнетит?) – около 3–5%
			12/6	Нижний контакт силла и вмещающего слоистого известковистого алевролита. Контакт четкий. Силла на контакте представляет собой мелкопорфиристый олигофиристый базальт с 8–10% вкрапленников плагиоклаза (лабрадор № 61 с углом Np': (010) в разрезе ∠PM=34°) и сильно карбонатизированной основной массой тончайшей интерсертальной микроструктуры; единичные неплагиоклазовые вкрапленники полностью замещены карбонатом. Вдоль контакта в базальте протягивается черная непрозрачная корка закалывания толщиной 1,5–2 мм, с такими же мелкими вкрапленниками плагиоклаза и полностью замещенного темноцветного минерала (по форме сечений похожего на оливин), которых здесь столько же, сколько и на удалении от контакта, и стекловатой основной массой. Кроме вкрапленников, присутствуют обломки полнокристаллической кварц-полевошпатовой породы, возможно, метаморфизованный и частично переплавленный (?) с микроструктурой, приближающейся к гранофириковой (?), вмещающий алевролит
RF _{3ud}		0,1		Вмещающая параллельно-слоистая осадочная порода – известковистый алевролит, ближе к контакту сменяющийся известковистым аргиллитом с линзами кварцевого алевролита – перекристаллизована с образованием мозаичного кварц-полевошпатового агрегата. Частично перекристаллизован и окварцован и органогенный детрит

Рис. 11. Строение силла траптов молодинского долеритового комплекса и его контактов с осадочными породами уджинской свиты рифея.

западный и северный борта пологие (около 10–12°), залегают в верхней части разреза уджинской свиты.

В северной части каньона интрузив поднимается до границы рифея и перми, а еще севернее, на выходе из каньона – до верхней части пачки пермских песчаников. Южный и восточный борта воронки более крутые (до 20°); за ее пределами залегание тела выполаживается и оно лежит субгоризонтально, согласно с вмещающими породами.

Интрузив сложен долеритами оливинсодержащими мелко-среднезернистыми, с пойкилоофитовой структурой (шф. 16/1); ойкокрсталлы пироксена имеют размер до 5 мм. Изредка в верхних частях тела встречаются микродолериты и роговики по кварц-полевошпатовым песчаникам кровли (шф. 17/1). В 15 км севернее силл сложен аналогичными пойкилоофитовыми долеритами (шф. 53).

Становление этого интрузива происходило в субвулканических условиях, о чем свидетельствуют толеитовые структуры входящих в его состав пород. Природа его понималась разными исследователями по-разному. Э. Н. Эрлих [47], К. М. Константинов [99] считали его интрузивом, В. И. Охлопков [296] рассматривал его как эффузивную составляющую выделявшейся им «туфолоавовой» молодинской толщи.

Группа интрузивных массивов молодинского комплекса выделена также в крайней северо-западной части площади листа R-50, на водоразделе рек Анабар, Удя и Маят, включая и т.н. «Уджинский силл» на водоразделе р. Удя и руч. Кюрюктюр [99]. Несмотря на большую площадь, мощность последнего, видимо, невелика, поскольку он сложен лишь мелкозернистыми разностями пород. Одна из интрузий комплекса, сложенная мелко- и среднезернистыми долеритами, вскрыта скважиной на правом борту р. Чычах-Чымара (скв. 2 (4) [296]).

Недифференцированные интрузии пластообразных и секущих тел.

Этот тип интрузий пространственно и генетически связан с областью развития вулканогенных образований раннего триаса в краевой зоне Анабаро-Оленёкской антеклизы. Он представлен толеитовыми палагонитовыми долеритами, микродолеритами, очень редко – толеитовыми габбродолеритами.

Характерными особенностями рассматриваемых интрузий являются:

– пространственная связь с терригенными образованиями перми, генетическая – с толщей вулканитов раннего триаса;

– весьма сложная и разнообразная морфология тел, особенно их верхних частей;

– высокая концентрация интрузий в пределах занятых ими участков;

– чрезвычайно интенсивное термальное и крайне слабое гидротермально-метасоматическое воздействие интрузий на вмещающие породы.

Интрузии образуют единую ассоциацию пластовых и пластообразных тел, иногда аналогичных рассмотренным выше силлам, и связанных с ними весьма многочисленных дайкообразных тел, представляющих собой апофизы в слабо литифицированных породах кровли, чаще всего – в пирокластических образованиях раннего триаса, реже – в осадочных породах перми.

Следует подчеркнуть, что интрузии этого типа никогда не встречаются в жестком кембрийском и протерозойском цоколе.

Эти интрузии детально изучались авторами во время проведения минерагенического картирования в бассейне среднего течения р. Оленёк и его притоков – Куойка, Беенчиме, Мерчимден (северная часть листа R-51 и северо-восточная часть листа R-50) [294, 295]. В результате этих работ представления об их морфологии и генезисе существенно изменились по сравнению с существовавшими ранее.

Строение и петрографический состав пластовых элементов этой группы интрузий аналогичны рассмотренным выше интрузивным массивам. Основное отличие заключается в чрезвычайно сложном строении их верхних прикровлевых частей, которое характеризуется большим количеством отходящих от основного пластообразного тела апофиз, проникающих в породы кровли на 5–20 м. Среди них преобладают дайкообразные тела самой различной формы и размеров. Обычно это достаточно узкие (первые метры–10 м, изредка до 100 м) извилистые, реже – прямолинейные вертикальные тела протяженностью от десятков метров до 0,5–1 км, часто ветвящиеся и образующие при этом сложнопостроенные ячеистые и петельчатые системы. Ориентировка их чаще всего беспорядочная, хаотическая, но иногда серии субпараллельных пересекающихся тел образуют участки с относительно упорядоченными полигональными ячейками с размером сторон 20–200 м. Внутренние части ячеек сложены туфами, реже – осадочными породами перми, на контакте с интрузиями всегда ороговикованными. Детали этого весьма своеобразного рисунка очень отчетливо отражаются на АФС, даже и на плохообнаженных участках (рис. 12).

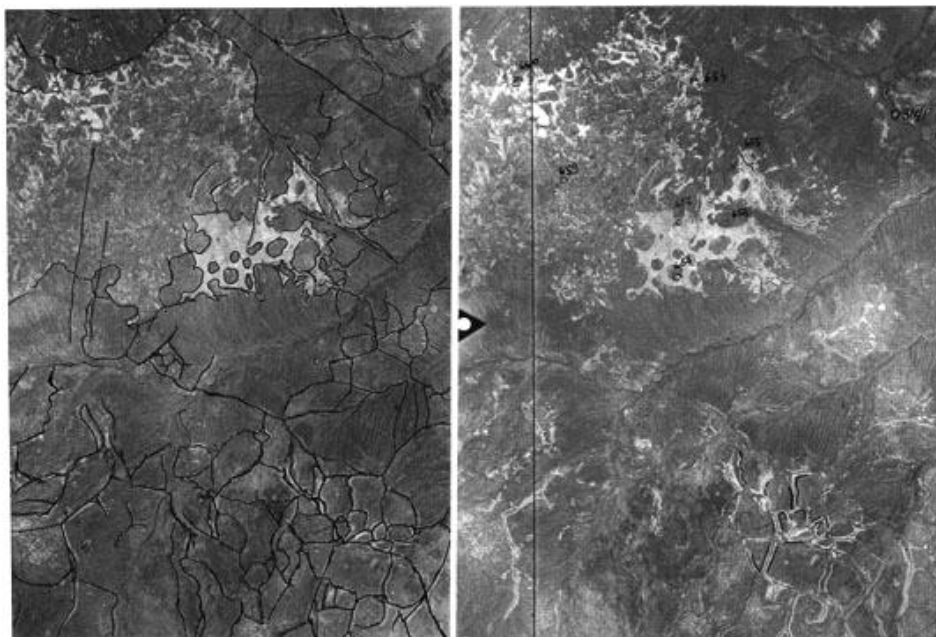


Рис. 12. Строение верхних частей интрузивов молодинского долеритового комплекса (стереопара аэрофотографий масштаба 1 : 37 000; водораздел р. Куойка и руч. Сектелях).

Концентрация секущих элементов комплекса – дайкообразных тел в кровле пластообразных тел, как правило, чрезвычайно высока; в полях развития туфов они занимают иногда до 40 % площади того или иного участка. Особенно велика она на правобережном водоразделе верхнего и среднего течений р. Куойка, где вмещающие туфы буквально пропитаны огромным количеством разнообразных по размерам, форме и ориентировке даек; отобразить во всех деталях столь сложную картину невозможно даже на картах масштаба 1 : 50 000.

Сложность строения этого интрузивного комплекса находит подтверждение в материалах аэромагнитных съемок, на которых участкам его распространения очень точно соответствуют зоны интенсивно возмущенного аномального, крайне резко расчлененного знакопеременного магнитного поля, преимущественно положительного. Интенсивность отдельных локальных максимумов ΔT_a достигает ± 2000 нТл и более, а горизонтальные градиенты ΔT_a составляют тысячи нТл/км. При этом вертикальные градиенты локальных аномалий очень велики (20–40 нТл/м), что свидетельствует о практически поверхностном залегании магнитовозмущающих объектов, которыми являются секущие тела [294, 339]. Это дает возможность уверенно выделять участки развития этого комплекса с помощью материалов аэромагнитной съемки – даже под чехлом перекрывающих его более молодых осадков.

Нижние части склонов сложены песчаниками и туфами, алевролитами и песками верхней перми, верхние их части – туфами и туфогенно-осадочными породами молодинской толщи. Граница между ними не дешифрируется.

В пограничной зоне между песчаниками и туфами субгоризонтально залегают пластообразные тела долеритов, от которых во вмещающие породы отходит большое количество апофиз – маломощных вертикальных даек, образующих густую сеть. Центральные части даек выделяются темным фототонном. Вдоль их контактов протягиваются зоны роговиков, которым отвечают обрамляющие их светло-серые полосы.

В западном направлении характер магнитного поля над этими интрузиями несколько меняется: к восточной границе Уджинского поднятия снижается интенсивность локальных аномалий, а к западу от него тела траппов часто приобретают обратную намагниченность [296]. В пределах центральной части поднятия эти интрузии отсутствуют.

Одной из важнейших особенностей интрузий комплекса является весьма широкая распространенность продуктов эндо- и экзоконтактовых изменений – афанитов; группа этих трудно различимых пород включает микродолериты и различного рода роговики. Последние представлены преимущественно апотуфовыми разностями; роговики по осадочным породам перми встречаются реже и мощности их значительно меньше. На долю афанитов в составе интрузий приходится до 30 % их суммарного объема. В кровле пластообразных тел мощностью 15–20 м мощность афанитов может достигать 10–15 м, а мощность зоны ороговикования на контакте секущих тел мощностью 2–3 м обычно сопоставима с мощностью собственно интрузивного тела [294].

В составе комплекса в северо-восточной части листа R-50 наблюдались также крутопадающие дугообразные тела диаметром 6–8 км, обнажающиеся иногда в краевых частях массивов (верховья руч. Прав. Сектелях, правобере-

жье верховий р. Куойка и др.). Соотношения с рассмотренными выше интрузиями позволяют считать их подводными каналами для этого магматического комплекса. Интрузии залегают в пермских и кембрийских образованиях, сложены обычно более крупнозернистыми разностями долеритов при существенно меньшей мощности зон эндо- и экзоконтактных изменений [294]. Ранее они рассматривались как многократные интрузии, представляющие собой подводные каналы, по которым осуществлялось неоднократное поступление порций магмы из расположенного на глубине магматического очага [184].

Несколько иначе построены эти интрузии на крайнем северо-западе листа R-50, на участке водораздела р. Анабар и приустьевой части р. Удя. Здесь упоминавшиеся ранее интрузивные пластообразные тела сопровождаются линейными, дугообразными и кольцеобразными секущими телами мощностью от первых метров до 30 м, образующими сопряженные системы протяженностью до 30 км.

Дешифрирование АФС, проведенное авторами на этом участке, дает основание полагать, что секущие тела являются подводными каналами для крупных пластовых тел, в том числе – и для упоминавшегося выше Уджинского силла, а также целой серии более мелких пластообразных и секущих тел (рис. 12). Характерное сочетание всех этих элементов магматического комплекса свойственно кальдерам обрушения, развивавшимся в кровле приповерхностных магматических очагов, что неоднократно наблюдалось нами ранее на юго-восточном обрамлении Тунгусской синеклизы в верховьях р. Вилюй [339].

Особенность интрузий молодинского комплекса – ограниченное количество входящих в их состав петрографических типов пород. Не менее 99 % объема тел сложено долеритами «нормального» облика и их эндоконтактовыми производными – микродолеритами. Проявления дифференциации в телах этого комплекса сводятся к образованию толеитовых габбродолеритов; они встречаются чрезвычайно редко, в виде маломощных сегрегаций – прожилков, шпиров и линз мощностью 1–30 см.

Толеитовые долериты, иногда оливиновые, имеют толеитовую структуру, сочетающуюся с пойкилофитовой, офитовой или долеритовой, которые сменяются зачастую очень быстро – даже в пределах одного шлифа; им свойственны резкие колебания зернистости и количества стекловатого остатка. Все это указывает на крайне неустойчивый режим кристаллизации, что вместе с обилием остаточной стекловатой фазы однозначно свидетельствует о приповерхностных условиях кристаллизации.

Состав толеитовых долеритов (%): плагиоклаз нескольких генераций (25–50); пироксен моноклинный и ромбический (15–40); оливин (0–15); рудные (титаномагнетит) и акцессорные (апатит) минералы – (до 10); мезостазис (основное вулканическое стекло, в различной степени девитрифицированное (5–35)).

Палагонитовые долериты отличаются повышенным (10–25 %) содержанием палагонита, они не образуют самостоятельных тел, постоянно чередуясь с обычными толеитовыми долеритами. Палагонит находится в породе в интерстициях.

Габбродолериты имеют крайне ограниченное распространение, встречаясь в виде небольших (3–10 см) шпиров, изредка – маломощных (3–6 см) прожилков в долеритах [296]. Все они относятся к толеитовым разновидностям, что обусловлено высоким содержанием стекловатого остатка. От «нормальных» долеритов отличаются в основном структурами (габбро-офитовая или призматически-офитовая, с участками офитовой, пойкилоофитовой, пегматитовой и пойкилитовой). Минеральный состав их аналогичен долеритам, отличаясь крупностью и идиоморфизмом кристаллов пироксена.

Анальцимовые долериты изредка встречаются в верхних частях секущих тел, слагая шпировые обособления размером до первых метров. Их образование, видимо, следует связывать с автометасоматическими процессами, происходившими непосредственно в месте консолидации интрузий.

Микродолериты эндоконтакта представляют собой афанитовые породы с микропорфировой, афировой структурами и атакситовой и массивной текстурами, иногда миндалекаменные. Порфиновые интрателлурические вкрапленники (5–20 %) представлены плагиоклазом, реже – оливином и крайне редко – клинопироксеном. Основная масса микродолеритов имеет весьма тонкозернистое строение (сотые и тысячные доли миллиметра), обладает микродолеритовой, интерсертальной или гранобластовой структурами. Минеральный состав отличается постоянным преобладанием клинопироксена над плагиоклазом (%): клинопироксен (35–50); плагиоклаз (25–40); оливин (0–3); ромбический пироксен (2–5); рудный минерал (2–5); вулканическое стекло (0–20).

Экзоконтактные продукты – роговики по туфам и терригенным породам перми. Воздействие интрузивных тел на туфы приводит к возникновению обширной гаммы продуктов переходного облика с постепенно нарастающей к границам интрузии интенсивностью контактового метаморфизма – от слабо измененных туфов к собственно апотуфовым роговикам. Об исходной породе в них напоминает лишь унаследованная ими тневая, реликтовая обломочная текстура туфов.

Основная ткань роговиков имеет однообразный плагиоклаз-пироксеновый состав; размер зерен – тысячные–первые сотые доли миллиметра; типичную роговиковую (микрогранобластовую) структуру и минеральный состав (%): пироксен (35–45); плагиоклаз (20–35); рудный (5–10); кислое вулканическое стекло интестиций (10–20).

Вблизи контакта с интрузивным телом, в апогее высокотемпературных изменений туфогенные породы приобретали способность к плавлению, что инициировало развитие процессов реоморфизма с образованием характерных прожилков бухитов, в которых содержание стекла возрастает до 70–80 %.

По данным Ю. С. Краковского [105] и Л. И. Шахотко [184], присутствие характерных минералов-геотермометров (тридимит, титаномагнетит с высоким содержанием SiO_2) позволяет определить температуру образования афанитов в 1000–1050°.

Среди роговиков по терригенным породам перми преобладают остеклованные песчаники, приобретающие высокую плотность и сливной облик. Они состоят на 65–75 % из реоморфического стекла, полностью хлоритизированного, новообразованных при его кристаллизации мельчайших кристаллов

пижонита, ортопироксена и олигоклаза, кристаллитов оливина, тридимита и муллита. По глинистым отложениям на контактах с интрузиями образуются кордиерит-тридимитовые роговики. Бухитизированные песчаники и кордиерит-тридимитовые роговики по таким признакам, как присутствие выплавленного стекла, кристаллизация тридимита, муллита и санидина, относятся к санидинитовой фации; температура их становления – 870–950 °С и выше.

Вышерассмотренные особенности морфологии магматических тел молодинского комплекса (рвущий характер контактов с вмещающими породами, часто секущая форма тел), строение их нижних и, особенно, верхних контактов (сопровождающихся мощными зонами высокотемпературных изменений вмещающих пород), совершенно несвойственные эффузивным образованиям, со всей очевидностью свидетельствуют об их интрузивной природе. Это относится ко всем участкам их развития, изученным авторами в восточной и средней частях упомянутой выше области их распространения на северо-востоке листа R-50.

Вышеизложенная информация о генезисе интрузивных образований основного состава мезозойского возраста основана главным образом на материалах геолого-минералогического картирования (ГМК), проведенного в северо-восточной части территории листа [294], в меньшей степени – на результатах ГГС-50 в районе Уджинского поднятия [296]. Нам представляется, что подход к пониманию строения этого магматического комплекса и его генезиса, использованный в последней работе, не вполне точно отражает все его особенности, и именно это явилось причиной ошибочного отнесения рассмотренных выше магматических пород к эффузивным образованиям.

Рассматриваемые магматические породы представляют собой интрузивную составляющую комплекса вулканогенных образований, комагматичную эксплозивным вулканикам молодинской толщи (Т₁ml); они тесно связаны с ними, входя в состав единой вулканической ассоциации (Петрографический кодекс, ст. III.4.22) и образуя единую протяженную вулканическую структуру – Молодо-Уджинский вулканический пояс.

Химический состав толеитовых долеритов комплекса близок к среднему составу интрузивного траппа Сибири; он идентичен ему по содержанию SiO₂, отличаясь несколько пониженными содержаниями Al₂O₃, суммы FeO + Fe₂O₃, при значительных ее колебаниях, несколько повышенной концентрацией MgO при близких к нормативным содержаниях Na₂O и K₂O (R-50\R50_db\Fakt\Bpd\Sbd\Analiz\Аналитика\Химанализы\предшественников.xlsx).

Интрузии молодинского комплекса уверенно отличаются от пород, отнесенных к верхнепалеозойскому молодо-уджинскому долеритовому комплексу. Отличия в более низкой степени раскристаллизации, повышенном содержании Mg и, как следствие, оливина, а также Ca, Ti, Fe, P, K; им свойственны пониженные значения коэффициента фракционирования. На петрохимических диаграммах [294, 296] фигуративные точки химических составов образуют четко обособленные поля. Кроме того, образования молодинского комплекса по сравнению с породами молодо-уджинского комплекса содержат больше Ni, Co, Cr и меньше Zn и V.

Особенности химизма и петрографии пород, входящих в молодинский комплекс, дают основания полагать, что он является частью триасовой ин-

трузивной трапповой формации, связанной с раннетриасовым этапом тектоно-магматической активизации Сибирской платформы, представляя собой продукты ее наиболее ранней стадии. В расположенных в непосредственной близости к западу районах Маймеча-Котуйской, Попигай-Куонамской, Мойеро-Оленёкской СФЗ (Анабаро-Тунгусская СФО) интрузивные образования первой триасовой интрузивной фазы относятся к катангскому долеритовому комплексу [114], особенности петрографического и химического состава которого полностью идентичны таковым для молодинского комплекса.

Вследствие этого молодинский комплекс рассматривается нами как полный возрастной и вещественный аналог катангского; он представляет собой фациальную разновидность последнего, возникшую в специфической геолого-тектонической обстановке (в толще комагматичных и сингенетичных ему вулканогенных образований молодинской толщи раннего триаса (T_{1ml}) и в слаболитифицированных терригенных породах перми) и обладающую по этой причине крайне своеобразной морфологией. Вследствие этого нам представляется, что катангский и молодинский комплексы могут быть объединены в единый – катангский; чтобы подчеркнуть его специфику, можно оставить за ним название «молодинский».

Возраст молодинского комплекса определяется достаточно уверенно. Геологические данные ограничивают нижний возрастной предел его образования поздней пермью – возрастом прорываемых им образований. В то же время он комагматичен туфогенной *молодинской* толще, которая представляет собой пирокластиты первого, самого раннего эпизода эпохи триасового вулканизма; возраст его в Тунгусской синеклизе однозначно определяется как инд.

Имеющиеся на рассматриваемой площади датировки пород молодинского комплекса К-Аг методом дают широкий интервал значений: от 222 до 391 млн лет (10 определений) [301]; 240–218 млн лет [294]; 240–507 млн лет [296].

Вулканические аппараты

С полями развития туфогенных образований молодинского интрузивного комплекса и молодинской толщи пирокластитов ассоциируют своеобразные структуры, которые рассматриваются как вулканические аппараты – видимо, в основном центрального типа. Такие структуры изучены в долинах рек Борго-Токур, Булгунняхтах, Чычах-Чымара, Ньюэюлях во время проведения ГГС-200 и ГГС-50 (ГК-200, R-50-IX, X, 1965; [296]). Они имеют форму расширяющихся вверх воронок или цилиндров диаметром от 6 до 50 м, выполненных туфами от мелкообломочных до агломератовых и интродуцированных штоками/дайками долеритов.

Один из них, расположенный на правом берегу р. Уджа против устья р. Улегир, имеет куполообразное строение; диаметр его жерла – 250 м. Стенки толщиной 12–18 м сложены массивными тонко- и мелкозернистыми базальтами. По направлению к центру структуры зернистость пород увеличивается. Одновременно в этом же направлении порода приобретает облик эруптивной брекчии; трещины в ней заполнены кальцитом. Связующая масса в брекчии – вулканическое стекло, туфы и туфогенно-осадочные образования, «пропитан-

ные» кальцитом и кремнеземом. Центральная часть жерловины диаметром около 100 м сложена гидротермально преобразованными туфами и туфобрекчиями. Неизменные эффузивно-интрузивные породы вулкана по своим петрохимическим характеристикам аналогичны долеритам одновозрастных силлов, залегающих в непосредственной близости от этой структуры [172].

На бортовой части вулканического аппарата, расположенного в 5 км западнее на том же разломе субширотной ориентировки, была пробурена скважина глубиной 248,9 м (скв. 8 (1) [301]). Она вскрыла семь покровов базальтов мощностью от 5 до 87 м, из которых верхний (87 м) и два нижних (по 4–5 м) представлены субщелочными разновидностями пород, относящимися, видимо, к эбехаинскому комплексу. Они чередуются в разрезе с пятью горизонтами туфов лапиллиевых и псефитовых мощностью до 44 м, два из которых состоят из обломков субщелочных базальтов [301].

Подобного типа структуры представляют собой скорее всего приповерхностные части вулканических построек, служившие каналами извержений пирокластического материала. Строение вулкана свидетельствует о продолжительной, неоднократно возобновлявшейся деятельности.

Химический состав туфов жерловой фации вулканических аппаратов (R-50\R50_db\Fakt\Bpd\Sbd\Analiz\Аналитика\Химанализы предшествующих.xlsx-табл. 83 Охлопков) в целом идентичен таковому для интрузивных пород молодинского комплекса (там же, табл. 81). При этом отдельные пробы (№ 1, табл. 83) были отобраны, видимо, из тел субщелочного состава, принадлежащих к эбехаинскому комплексу.

ЭБЕХАИНСКИЙ ТРАХИДОЛЕРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (τβТ,εβ)

К эбехаинскому трахидолеритовому комплексу отнесены несколько даек, расположенных на крайнем северо-западе площади листа R-50, на правобережье р. Анабар в районе горы Эбе-Хая и в приустьевой части р. Удя. Они представляют собой крайнее восточное окончание обширного дайкового пояса шириной около 20 км и протяженностью более 200 км, протягивающегося в западном–северо-западном (~280°) направлении вдоль северного обрамления Анабарского массива.

Комплекс представлен линейными крутопадающими дайками запад-северо-западного простирания мощностью от 3 до 60 м и протяженностью до 25 км, а также штокообразными телами до 3 км в поперечнике. Они обычно залегают в карбонатных отложениях кембрия и терригенных – перми, иногда – в пирокластических образованиях молодинской толщи. Дайки умереннощелочного ряда пространственно совмещены с образованиями молодинского долеритового комплекса, выполняя, подобно им, разломы преимущественно субширотного, иногда северо-западного и северо-восточного простираний. Монцонит-порфиры развиваются в оперяющих трещинах скола и образуют небольшие изометричные в плане секущие тела.

Дайки этого комплекса [171, 342] сложены трахидолеритами со шширами и полосами тешенитов и монцонит-порфиров и редкими жилами плагиоаплитов. Л. И. Шахотко в бассейне р. Фомич в составе даек выделяет также ще-

лочные пикриты и щелочные сиениты, без указания их объемов и форм залегания. Наряду с ними в состав пород комплекса иногда включаются тела, сложенные «нормальными» долеритами [301].

Трахидолериты представляют собой тонкозернистые породы порфировой текстуры с микролитовой и пилотакситовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены призматическими кристаллами клинопироксена (авгита), реже таблицами плагиоклаза и удлинёнными кристаллами апатита. Август отчетливо зонален, что является результатом его докамерного и внутрикамерных этапов кристаллизации. Он относится к титансодержащей разновидности (0,6–2 % TiO_2). Основной фазой-концентратором титана породы является ильменит, доля которого иногда достигает 25 %. Он содержит 0,6–1,1 % Al_2O_3 ; 1,9–4,1 % MgO и 0,2–0,7 % MnO . Плагиоклаз в порфировых выделениях редок; представлен обычно андезином и лабрадором. Базис пород слагают плагиоклаз, альбит и калиевый полевой шпат. Оливин в породе очень редок. Отличительная особенность порфиритов – обилие биотита и апатита – основных носителей фосфора и фтора. Кроме того, в породе обычны кальцит, базальтическая роговая обманка и сфен.

Монцонит-порфиры – мелкозернистые породы, порфировый облик которых обусловлен таблицами и призматическими кристаллами плагиоклаза и роговой обманки, клинопироксена и апатита, а также ксеноморфными зернами ильменита. Структура основной массы пород обычно пилотакситовая. Клинопироксен представлен августом, но по содержанию TiO_2 близок к августам из даек долеритов. Амфибол отвечает паргаситу и паргаситовой роговой обманке. Плагиоклаз порфирических вкрапленников соответствует лабрадору–андезину. Характерен также калиевый полевой шпат. Мелкозернистую основную массу монцонит-порфиритов слагают андезин, калиевый полевой шпат, биотит, ильменит, апатит, кальцит, реже – клинопироксен.

По химическому составу трахидолеритовые порфириты существенно отличаются от толеитовых долеритов. Они характеризуются существенно пониженным содержанием кремнекислоты и относятся к классу пород, недо-сыщенных SiO_2 . Им свойственно необычайно высокое содержание TiO_2 , достигающее иногда 10,5 % [138]. Основным минералом-носителем титана является ильменит, доля которого в породе достигает 25 %. Столь же высоко в них и содержание K_2O , в 3–4 раза превышающее таковое в долеритах молодинского комплекса, тогда как содержание Na_2O увеличивается не так сильно; это определяет калиевую специализацию этих магматитов. Количество P_2O_5 также намного выше его в долеритах. Им свойственны также низкие значения Al_2O_3 , MgO и CaO и резко повышенный спектр распределения LREE [171] (БД R-50\R50_DB\ФАКТ\BPD\SBD\ANALIZ\Аналитика\Химанализы предшественников.xlsx).

По всем этим параметрам они обнаруживают большое сходство со щелочными пикритовыми базальтами и меймечитами, развитыми в пределах Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов.

Монцонит-порфиры – наиболее богатые кремнеземом породы Эбехайнского дайкового пояса. Содержание TiO_2 в них остается высоким, но оно значительно меньше, чем в трахидолеритах. Заметно уменьшаются доли общего

железа и особенно – магния и кальция. При этом возрастает содержание глинозема и щелочей: иногда содержание K_2O достигает 9,63 мас %, Na_2O – более 4 мас %.

Геохимические особенности пород эбехаинского комплекса (высокие содержания TiO_2 , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , а также Ba, Sr, Zn, Pb) обособляют их в самостоятельную группу щелочных базитов, которые четко различаются по этим параметрам с долеритами молодинского комплекса.

По петрохимическим параметрам породы комплекса имеют большое сходство с продуктами континентальной оливин-базальтовой формации, выделенными в самостоятельный геохимический тип – трахидолериты краевых зон платформ.

Формирование интрузий эбехаинского комплекса, вероятно, приурочено к границе раннего и среднего триаса: они прорывают отложения нижней и верхней перми, содержат ксенолиты раннетриасовых долеритов катангского комплекса и перекрываются отложениями нижней юры. Определения радиологического возраста К-Аг методом охватывают интервал от позднего карбона (325 млн лет) до мела (121 млн лет) [171]. Возраст их в итоге принят как раннетриасовый, но более поздний, чем для интрузий катангского (молодинского) комплекса.

Возникновение Эбехаинского дайкового пояса связывается с заложением после становления трапповых интрузивов в раннем триасе новых глубоко проникающих разломов в краевой части Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов. Они, видимо, были связаны с более глубинными очагами магмообразования, что привело к выплавлению существенно щелочных расплавов.

Однако существует известная неопределенность в характере соотношений образований эбехаинского и молодинского комплексов. Несколькими скважинами, пробуренными во время крупномасштабных съемочных работ на междуречье низовьев рек Удя и Анабар [301], были вскрыты разрезы, не согласующиеся с концепцией более молодого возраста эбехаинского комплекса. В разрезах скважин 4 (2), 5 (3), 8 (4) чередуются пласты эффузивных и пирокластических пород различного состава. Так, разрез скв. 8 (4), пройденной на бортовой части крупной вулканической постройки в долине р. Удя, начинается с туфов щелочных базальтов, а средняя его часть представляет собой переслаивание туфов и базальтов нормального ряда с туфами и базальтами умереннощелочного ряда; заканчивается он базальтами умереннощелочного ряда [301]. Судя по количеству тел разных типов и составов, вулкан функционировал достаточно длительное время, извергая попеременно продукты как «нормального» основного состава, так и умереннощелочного.

Кроме того, проведенное авторами дешифрирование аэрофотоматериалов на участках совместного распространения этих магматических комплексов показало, что во многих случаях дайки, отнесенные к эбехаинскому комплексу, представляют собой скорее всего подводящие каналы к многочисленным пластовым телам, входящим в состав молодинского комплекса (рис. 12).

В связи с этим нам представляется, что эбехаинский комплекс может являться фаціальным (и, видимо, возрастным) аналогом молодинского, а особенности химического состава его пород объясняются особенностями химиз-

ма глубинных магматических очагов базитовых магм в области развития щелочных ультраосновных интрузий Маймеча-Котуйской и Уджинской провинций.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА (КИМБЕРЛИТЫ, КАРБОНАТИТЫ)

КУОНАМСКИЙ КАРБОНАТИТ-КИМБЕРЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (1- δ T₂-J₁km)

Этот комплекс представляет собой обширное сообщество кимберлитов и карбонатитов восточного склона Анабарского массива, образующих полосу общего северо-западного простирания, параллельную границе выходов метаморфических пород архейско-раннепротерозойского фундамента. К нему относятся ассоциации тел кимберлитов и карбонатитов раннемезозойского возраста, входящие в Анабарский кимберлитовый район. В границах листа R-50 среди них выделяются (с севера на юг): восточные части Дюкенского, Куранахского полей, а также Лучаканское и Усть-Силигирское поля. Всего в Анабарском районе обнаружено более 300 тел (на площади листа R-50 – 115). Кимберлиты и карбонатиты рассматриваются как две петрогенетические группы, сформировавшиеся в течение двух фаз магматизма [95]. Как те, так и другие представлены образованиями интрузивной и эксплозивной фаций.

Кимберлиты в этом комплексе на площади листа R-50 резко доминируют. Среди них во всех полях преобладают породы эксплозивной фации, выполняющие трубки взрыва. Кимберлитовые тела интрузивной фации более широко развиты в Лучаканском и Куранахском полях, в остальных – ограниченно. Штоки сложены кимберлитами и альнёитами (монтichelлитовыми, реже – мелилитовыми и пироксеновыми), иногда соседствующими в пределах одного и того же тела. Карбонатиты в упомянутых выше полях встречаются редко и только в интрузивной фации, слагая маломощные дайки.

Алмазы обнаружены менее чем в 10 % опробованных кимберлитовых трубок; их содержания крайне низки (от 0,001 до 0,05 кар/т); наиболее высокие свойственны телам Куранахского и Лучаканского полей.

Дюкенское кимберлитовое поле находится в бассейне р. Дюкен, правого притока р. Бол. Куонамка. Оно связано с областью развития рифейских и вендских осадочных пород, слагающих восточный склон Анабарского сводового поднятия.

Всего в Дюкенском поле обнаружено 111 кимберлитовых тел. В пределах площади листа R-50 находится 48 из них, в том числе 15 даек, 17 штоков и 16 трубок. Внутренняя структура Дюкенского поля определяется в равной мере контролирующими разрывными нарушениями как северо-западного (аз. прост. 300–330°), так и северо-восточного (аз. прост. 30–50°) простирания; субмеридиональные и широтные направления единичны. По этим нарушениям внедрены дайки, трубки взрыва и штоки, формируя линейные кластеры соответствующих направлений. Преобладающей формой трубок и штоков в поверхностном срезе являются субизометричная и овальная; изредка встречаются штоки неправильной формы. Размеры их колеблются от 25 × 5

до 50–110 × 400 м, преобладают тела среднего размера – 50 × 90 м. Длина даек, прослеженных горными выработками, составляет обычно 150–200 м, иногда до 275 м; мощность – 0,5–1 м. Иногда к дайкам отнесены тела, имеющие аномально большую (15–20 м) мощность, нетипичную для этой разновидности кимберлитовых тел (98/63-I,II). На дайках встречаются раздувы, представляющие собой небольшие трубки или штоки, диаметр которых достигает 60 м [207, 276].

Все дайки и 82 % штоков и трубок сложены массивными кимберлитами базальтоидного облика. Изредка встречаются трубки, выполненные порфировыми разновидностями кимберлитов, и только в единичных случаях – кимберлитовыми брекчиями (аномалии 45/63, 32/89, 38/89 и др.). Видимо, этим объясняется характерная особенность Дюкенского поля – широкое распространение монтichelлитовых кимберлитов, составляющих около 30 % общего количества порфировых пород. Породы бесслюдяного типа составляют 60 %.

К числу особенностей поля относится высокая степень намагниченности кимберлитовых пород, особенно слагающих штоки. Экстремальные значения напряженности магнитного поля над штоками изменяются по знаку и абсолютным значениям от –2020 до +19 020 нТл. В единичных случаях магнитное поле над трубками знакопеременное (ΔZ от –2020 до +990 нТл).

В Дюкенском поле ранее была выявлена только одна алмазонасная трубка. В результате последних работ алмазы обнаружены в восьми телах [305], что объясняется значительно увеличенным объемом проб, в среднем – 0,97 т на каждое тело. Однако содержания алмазов в них находятся на уровне минералогического интереса.

Изотопно-геохимическое исследование, проведенное С. А. Костровицким [305], показало, что возрасты кимберлитовых пород Куонамских полей укладываются на общую Rb-Sr изохрону с абсолютным значением 221 млн лет. Датировки свидетельствуют о том, что формирование щелочно-ультраосновных пород этих полей началось на рубеже раннего–среднего триаса (трубка Университетская) и закончилось примерно в середине раннеюрской эпохи (куст Олобу). На этом основании, а также с учетом прямых геологических признаков (средне- и поздне триасовый возраст связанных с ними вторичных коллекторов МИК и алмазов) основной этап проявления щелочно-ультраосновного магматизма на восточном склоне Анабарского поднятия с некоторой долей условности относятся к средне-поздне триасовому времени; его завершающие фазы, скорее всего – к нижней половине раннеюрской эпохи.

Результаты изотопных исследований с использованием метода Rb-Sr изохроны, полученные для нескольких кимберлитовых тел соседнего Ары-Мастахского кимберлитового поля, дали две группы возрастных датировок: 164 ± 4 – 170 ± 2 млн лет, и $215 \pm 2,2$ – $231 \pm 4,7$ млн лет, соответствующих, как считается, двум фазам кимберлитового магматизма: средне-верхнетриасовой и средне-верхнеюрской [195].

Лучаканское кимберлитовое поле находится в бассейнах рек Лучакан и Дяма-Лыхчан, в зоне сочленения Анабарской антеклизы и Суханского прогиба. В геологическом строении района поля принимают участие породы позднепротерозойского, ниже- и среднекембрийского возраста. Отложения осадочного чехла полого (<1 – 3°) погружаются на восток и юго-восток.

Степень изученности этого поля различна. Кимберлитовые тела вскрывались обычно небольшим числом горных выработок, опробовались единичными пробами малого объема. Часть тел осталась не только неопробованной, но и не вскрытой, и их кимберлитовая природа установлена только по присутствию МСА в шлиховых пробах из горных выработок. В его состав входит 54 кимберлитовых тела, среди которых 24 трубки, 10 даек, 19 штоков и один силл. Общая площадь поля – около 1000 км². Средняя площадь трубок взрыва и штоков составляет около 0,3 га; крупные тела в нем неизвестны.

Расположение поля контролируется, как считается [94], серией разломов глубокого заложения, обрамляющих Анабарский массив с востока. Оно имеет в целом выраженное удлинение в северо-западном направлении, но при этом характеризуется весьма хаотичным распределением удлиненных тел с различной ориентировкой длинных осей, что объясняется, по-видимому, напряженной тектонической обстановкой этого района. Среди даек, трубок и штоков, обладающих ясно выраженным удлинением (соотношение осей 3:1 и более) преобладают (по 35 %) тела, ориентированные в субширотном (80–110°) и северо-восточном (30–60°) направлениях. В северо-западных румбах (305–335°) ориентировано около 20 % тел, на долю субмеридиональных приходится около 5–7 %; изометричную в плане морфологию имеют только единичные трубки и штоки. Большая часть тел группируется в ассоциации – как линейные, так и изометричные, в которые входят обычно 3–6 тел.

На крайнем севере поля выделяется линейная ассоциация тел длиной ~6 км, шириной ~0,3–0,5 км, в которую входит 12 тел; четыре из них представляют собой штоки, семь – трубки взрыва и одно – силл. Общее простирание этой ассоциации ~В-СВ 80°, но при этом большинство удлиненных тел ориентировано в северо-восточном и северо-западном направлениях, а тела с субширотной ориентировкой, в общем соответствующей простиранию этой зоны, составляют меньшинство. Столь высокая концентрация тел при их весьма беспорядочной ориентировке связана, видимо, с тем, что кимберлиты внедрялись здесь в мощную зону дробления вмещающих пород.

Характерной особенностью кимберлитовых тел поля является их обычно неправильная, изрезанная в плане на дневной поверхности морфология, многочисленные случаи тесного контакта отдельных тел, когда в пределах одного и того же объекта находятся тела разного типа (группа Улахан-Лучакан – одна дайка и два штока; шток и трубка 75а/65-1; группа штоков Каппаметрическая (две трубки и шток); трубка и шток Флажок; трубки Лыхчан и др.). Иногда дайки мощностью 0,3–0,5 м разветвляются на несколько более мелких, мощностью несколько см (дайка Улахан-Лучакан). Возможно, что тесно сближенные ассоциации тел представляют собой приповерхностные части существенно более крупных тел, залегающих на глубине, как это наблюдалось в Куойкском и Харамайском полях [180, 294]. Сложность морфологии тел отражается в свойствах магнитного поля над ними: оно характеризуется часто сложным рисунком, сочетанием участков с прямой и обратной намагниченностью пород. При этом напряженность поля иногда достигает весьма высоких – до 8000 нТл – значений (штоки Оригинальное, Случайное). Все это, видимо, также является следствием влияния напряженной тектонической обстановки этого района.

Все дайки и штоки выполнены кимберлитами, обычно порфировыми, изредка – с ясно выраженной базальтоидной текстурой, в различной степени слюдястыми, иногда в приконтактовой зоне содержащими 3–5 % мелких обломков вмещающих пород. Части некоторых штоков иногда сложены кимберлитовой брекчией, что объясняется совмещением в пределах одного тела штока и трубки взрыва (шток 75а/65-1, тела Флажок–аномалия 87/65 [94]).

Кимберлиты имеют массивную текстуру, базальтоидную или порфировую структуру. Вкрапленники представлены псевдоморфозами серпентина по оливину, кальцитом с примесью хлорита и пылевидного магнетита. Обычны таблитчатые кристаллы флогопита, магнетита и перовскита. Породы нередко содержат многочисленные мелкие изометричные зерна монтichelлита, слагающие кайму вокруг вкрапленников оливина. Основная масса сложена монтichelлитом, магнетитом и перовскитом. Кристаллы последнего размером 0,01–0,2 мм округлой и округло-квадратной формы равномерно распределены в основной массе. Магнетит встречается как в виде пылевидных зерен, так и кристаллов до 0,2–0,3 мм, часто в сростании с перовскитом.

В породах, выполняющих штоки, содержание мелилита, перовскита и монтichelлита иногда достигает 30 %, что дало основание некоторым исследователям относить их к группе альнётитов (шток 89/65 [94]). Они обладают порфировой структурой, вкрапленники в них сложены оливином. Интерстиции между зёрнами монтichelлита, перовскита и магнетита выполнены флогопитом, карбонатом.

Кимберлитовые брекчии выполняют большую часть трубок, иногда – участки штоков. Они состоят на 10–50 % из округлых и угловатых обломков размером до 5 см, половина которых сложена хлоритизированными карбонатными вмещающими породами, а остальные приблизительно в равных долях – кимберлитами ранних генераций и псевдоморфозами по зёрнам оливина или их сегрегациям. Кимберлит-цемент обычно имеет порфировую структуру. Вкрапленники составляют около 30–35 %, представлены псевдоморфозами кальцита по оливину размером 0,5–1,0, иногда – до 7 мм, с примесью хлорита, серпентина и пылевидного магнетита. Основная масса сложена на 55–60 % хлоритом с чешуйками флогопита, карбонатом. Зёрна перовскита обычно неправильной формы, размером от 0,05 до 0,1 мм, часто замещаются лейкоксеном. Ильменит образует угловатые зёрна размером до 0,5 мм.

Судя по некоторым материалам, около 50 % трубок сложены кимберлитовыми брекчиями с автолитовой текстурой цемента [281]. Обломки кимберлитов ранних генераций округлой формы, размером от 0,5 до 7 мм. По составу они аналогичны связующему кимберлиту и отличаются только более темной окраской [252].

Наблюдавшийся изредка контакт кимберлитов с вмещающими карбонатными породами сопровождается зоной их осветления толщиной до 5 см. Иногда они в интервале первых метров от контакта приобретают ощутимый (25–35°) наклон в сторону от трубки (трубка Поздня) [276, 281].

Особенности состава пород Лучаканского поля, набор и химизм типоморфных МИК в них позволяют отнести тела поля к кимберлитовой формации. Однако в более поздних исследованиях часть тел отнесена к породам,

занимающим промежуточное положение между типичными кимберлитами Якутской провинции и пикритами [305].

Алмазы в незначительных концентрациях обнаружены только в диатремах Отрицательная, Лыхчан-II (Восточная), Лыхчан-I (Западная), Дама-I, Дама-II, Поздняя, Двойная-I, II, 79а/65 [168, 276, 305].

Нижняя возрастная граница формирования кимберлитов Лучаканского поля определяется наличием в них обломков углей, аргиллитов и туфопесчаников с органическими остатками поздней перми–триаса [16], а также ранне-триасовых долеритов. Верхним возрастным репером служат плинсбахские терригенные осадки, содержащие связанные с полем МИК к северо-востоку от него.

Определения абсолютного возраста изотопными методами нескольких тел Лучаканского поля, выполненные K-Ar, U-Pb и методом треков по циркону [16, 79], дали результат от 217 до 236 млн лет. Rb-Sr методом были получены даты 220 и 229 млн лет. Кроме этих значений, соответствующих триасу, Rb-Sr методом были получены данные 160 и 177 млн лет, отвечающие юре [84]. Следует заметить, что никаких корреляций этих сильно различающихся значений с минеральным или химическим составом кимберлитов, равно как и с морфологическими/структурными особенностями трубок не выявлено. Тем не менее, они дали основание предполагать существование в пределах этого поля двух фаз мезозойского кимберлитового магматизма – триасовой и юрской [84].

Близким к результатам U-Pb анализа оказался возраст перовскита, определенный U-Pb методом на вторично-ионном микроанализаторе SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по пробе ЛК-87 из кимберлитовой трубки Отрицательная (87/65), полученной нами из коллекции ИГАБМ (Якутск). По замерам в разных точках зерен он оказался равным 194 ± 5 – 210 ± 5 млн лет (R-50\R50_db\Fakt\Bpd\Sbd\Analiz\Абс.Возп\Lk-87).

Куранахское кимберлитовое поле. На территории листа R-50 находится только 10 тел (из 32) в восточной части поля (пять даек, два штока и три трубки взрыва), расположенные в бассейне р. Куранах, в области развития пород нижнего и среднего кембрия. Поле находится в непосредственной близости (около 20 км) от выходов метаморфических пород кристаллического цоколя Анабарского щита. Оно интересно тем, что в его состав входит трубка Малокуонамская – наиболее высокоалмазоносная, единственная из всех кимберлитовых тел Анабарского района с близкими к промышленным содержаниями алмазов; она расположена в непосредственной близости от западной границы листа.

Положение Куранахского поля в целом, как и Лучаканского, связано, видимо, с системой разломов, ограничивающих с востока Анабарское поднятие. Размещение кимберлитовых тел четко контролируется разломами СЗ простирации (310 – 330°), которому следует большинство удлиненных тел, и только дайка Куранах имеет простираание СВ 60° . В северо-восточной части поля расположен куст удлиненных тел Осень, состоящий из трех даек (60 – $180 \times 0,5$ м) и двух штоков – Осень-3 и Осень-7, имеющих размеры в плане соответственно 260×26 м и 120×20 м. Все дайки и штоки имеют отчетливо выраженное северо-западное простираание. Ранее эта группа тел в силу сло-

жившейся традиции относилась к Лучаканскому полю [271]; однако нам представляется, что их структурное сродство с телами Куранахского поля свидетельствует о их принадлежности к последнему. Остальные тела поля являются одиночными.

Трубки взрыва имеют овально-вытянутую и неправильную в плане формы, их средняя площадь – 0,15 га, размеры – от 90–320 × 55–100 м.

Две трубки сложены порфировым кимберлитом, одна – автолитовой кимберлитовой брекчией. Штоки выполнены порфировым кимберлитом в сочетании с автолитовой кимберлитовой брекчией. Все дайки сложены массивным или порфировым кимберлитом с содержанием флогопита до 15 %. Петрографический состав пород аналогичен соответствующим разновидностям пород Лучаканского поля.

Химический состав кимберлитов Куранахского поля для тел, расположенных в границах листа R-50, может быть проиллюстрирован на примере нескольких трубок (R-50\R50_db\Fakt\Vpd\Sbd\Analiz\Аналитика\Химсостав предшественников.xlsx). Для сравнения приведены также результаты химического анализа хорошо изученной алмазоносной трубки Малокуонамская, сложенной кимберлитами нескольких фаз. При существенном разбросе содержаний почти всех компонентов, кроме SiO₂, обращает на себя внимание устойчиво пониженные содержания MgO в восточных телах поля по сравнению с западными.

Особенности химизма кимберлитовых пород поля, их минерального состава позволяют отнести их к кимберлитовой формации. Невысокие содержания типоморфных минералов-индикаторов в кимберлитах характерны для т.н. «Северных полей» Якутской алмазоносной провинции, характеризующихся также значительно меньшими содержаниями алмазов по сравнению с ее «Южными полями».

Надёжных геологических возрастных реперов для Куранахского поля нет. Большая часть изотопных определений возраста выполнена разными методами для кимберлитов трубки Малокуонамская. Для кимберлитов двух фаз этой трубки U-Pb методом (SHRIMP II) по цирконам получен конкордантный возраст 229 ± 6 млн лет и 235 ± 12 млн лет [118]. Близкий возраст 226 ± 6 млн лет был получен для цирконов из этой трубки [167]. Датирование кимберлитов трубки Университетская по пяти измерениям (SHRIMP II) дало сходный результат: 230 ± 7 млн лет [118]. Таким образом, кимберлиты этих трубок определенно имеют среднетриасовый возраст.

Другие определения абсолютного возраста, выполненные Rb-Sr методом, дают широкий и явно некорректный временной разброс – от позднего девона до палеогена.

В последнее время были получены новые данные о радиологическом возрасте кимберлитов Куранахского поля с помощью изотопного анализа U-Pb и Sr-Nd методами по перовскиту из трубок, находящихся на листе R-49: Трудовая, Чита, Харьковчанка, Лось; он составил от 221 ± 4 млн лет до 222,7 ± 2,2 млн лет [195].

Судя по Rb-Sr изотопным данным, которые были получены для второй фазы трубки Малокуонамская – 170–188 млн лет, в Куранахском поле присутствуют также производные и юрской геологической эпохи [84]; это яви-

лось основанием для отнесения всего сообщества кимберлитов Куранахского поля в целом к среднетриасовой–позднеюрской эпохе кимберлитообразования [114].

Усть-Силигирское кимберлитовое поле представляет собой самую мелкую из всех известных обособленную ассоциацию кимберлитовых тел, состоящую всего из трех небольших трубок. Она расположена на левобережье р. Оленёк в бассейне р. Сенкю. Трубки локализованы в образованиях силигирской свиты среднего кембрия, образуя кластер общего северо-западного простирания.

Трубки очень мелкие, их размеры колеблются от 8×12 м (трубка Малютка) до 22×25 м (трубка Тюха). Форма их от овальной до искаженно-округлой. С трубками связаны отрицательные аномалии магнитного поля, экстремальные значения ΔT которых от -2265 до -4239 нТл.

Все трубки сложены кимберлитовыми брекчиями [213, 322], по другим данным – порфировым кимберлитом [338]. Алмазы в пробах из трубок не обнаружены.

Положение поля в общей ассоциации полей восточного склона Анабарского массива и его связь с разрывным нарушением северо-западного простирания явилось основанием для отнесения этих кимберлитов к верхнетриасовому–нижнеюрскому куонамскому карбонатит-кимберлитовому комплексу.

КУОЙКСКО-МОЛОДИНСКИЙ КИМБЕРЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (U₃km)

К этому комплексу относится только одно кимберлитовое поле – Куойкское, ранее объединявшееся с Молодинским в единое Куойкско-Молодинское.

Куойкское кимберлитовое поле. В границах листа R-50 находится только несколько тел крайней западной части Куойкского поля, входящего в Нижнеоленёкский район. Они образуют кластер Кыран северо-восточного простирания, который составляют четыре трубки и один шток. Все они прорывают карбонатные отложения кембрия и перекрыты чехлом четвертичных, в том числе – криогенных образований зоны «мёртвых льдов» мощностью до 23 м (трубка Подлédная). Шток Кыран-2 прорывает битуминозные сланцы куонамской свиты и песчаники перми мощностью около 9 м [294]. Все тела заверены буровыми скважинами.

Форма тел изометричная округлая или слегка вытянутая, размеры их невелики – от 17×32 м (трубка Кыран-1) до 78×79 м (трубка Подлédная). Трубки сложены кимберлитовой брекчией с 15–75 % обломков вмещающих пород и большим количеством зерен кварца, с массивным железистым кимберлитцементом основной массы, часто с автолитовой текстурой. Шток Кыран-2 сложен массивным железистым кимберлитом с 5 % ксенопримеси. Минералы-индикаторы представлены редкими зёрнами хромшпинелидов и пикроильменита; пироп встречается редко.

Одной из скважин была вскрыта апикальная часть штока Кыран-2, находящаяся на уровне границы битуминозных сланцев куонамской свиты и песчаников перми. От поверхности штока отходят апофизы мощностью до 45 м, имеющие при общем вертикальном направлении горизонтальные ответвле-

ния по межслоевым границам вмещающих пород. Апикальные части штока и апофизы насыщены зернами вмещающих песчаников. В одной из апофиз в штуфе из керна видна отчетливая зональность фронта магматической инъекции: мелкозернистый кимберлит, от которого отходят жилы карбоната и тонкие (первые миллиметры) прожилки сульфидов. Последние образуют весьма обильную мелкую вкрапленность в кимберлите, более редкую и крупную вкрапленность в песчанике и слагают также зальбанды жилки кальцита (рис. 13).



Рис. 13. Жилы кимберлита куойкско-молодинского комплекса, прорывающие битуминозные сланцы куонамской свиты кембрия и песчаники нижней перми (руч. Кыран – левый приток р. Оленёк на восточной границе листа R-50).

1 – битуминозные сланцы куонамской свиты кембрия ($C_{1-2}kn$); 2 – олигомиктовые песчаники онкучахской свиты нижней перми (P_{on}); 3 – вертикальная и горизонтальная жилы базальтоидного кимберлита куойкско-молодинского комплекса куста Кыран (U_3km) с обильной тонкой вкрапленностью сульфидов; 4 – жилка кальцита, развившаяся перед фронтом магматической инъекции; 5 – тонкие жилки сульфидов.

Алмазы в шлиховых пробах из шлама не обнаружены.

Возраст этих тел, судя по активному контакту кимберлитов штока Кыран-2 с вмещающими пермскими породами, может быть уверенно определен как послепермский. Для других кимберлитов поля выполнено большое коли-

чество определений возраста разными методами; им свойственен широкий разброс значений. Большая часть определений, сделанных с помощью более надёжных U-Pb методами по циркону и перовскиту, дала результаты в интервале 128–170 млн лет. Близкий результат (133–179 млн лет) дают многочисленные Rb-Sr датировки. С учетом соотношений кимберлитов поля с вмещающими триасовыми и юрскими образованиями считается, что кимберлиты комплекса были сформированы в позднеюрскую эпоху [84].

БИРИГИНДИНСКИЙ КАРБОНАТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (δJ_3 -K₁br)

К нему отнесены своеобразные взрывные карбонатизированные породы щелочно-ультраосновного состава, выполняющие трубки взрыва, широко развитые в нескольких полях вдоль восточного обрамления Анабарского кристаллического массива. Особенно многочисленны они в Старореченском (лист R-49) и Биригиндинском полях.

Биригиндинское поле карбонатитов. В это поле объединены две пространственно разобщенные ассоциации сближенных взрывных тел: восточная, расположенная в долине р. Мал. Куонамка ниже устья р. Куранах, включающая большую часть тел поля и входящая в площадь территории листа R-50, и западная, находящаяся в 30 км к северо-западу от нее (лист R-49). Поле состоит из 48 тел, из которых на площади листа R-50 расположены 23 трубки, два штока и четыре дайки. Все тела в границах листа R-50 интродуцируют породы рифея и венда. Большая часть тел открыта в процессе проведения специализированных поисковых работ геологами ВАГТа в 1985–1987 гг.

В структурном отношении поле находится на склоне Анабарского сводового поднятия. Как и для Дюкенского поля, расположение кимберлитовых тел контролируется в равной мере разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний; в меридиональном направлении ориентированы только две удлиненные трубки и одна дайка. Длина даек, прослеженных горными выработками, не превышает 150 м, преобладающая мощность 0,1–1 м, изредка – 6 м(?). Форма трубок в основном овальная, вытянутая, иногда неправильная или изометричная, преобладающий размер 50–70 × 100–150 м, изредка – 240 × 220 × 410 м (трубка Горелая). Падение тел крутое, субвертикальное, контактовые изменения незначительны [329].

Трубки взрыва выполнены эруптивными образованиями; они представляют собой своеобразные брекчии карбонатизированных щелочно-ультраосновных пород, которые в материалах различных исследований описывались как брекчии карбонатизированных щелочно-ультраосновных пород; брекчии щелочных базальтоидов; карбонатитовые брекчии; взрывные брекчии с ксенолитами карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород; щелочные базальтоиды. Дайки сложены массивными породами базальтоидного облика [121].

Ксеногенный материал брекчий представлен в основном обломками пород фундамента (гнейсы, чарнокито-гнейсы, кристаллические сланцы); встречаются обломки долеритов, песчаников, известняков, а также карбонатитов. Последние представляют собой породу с массивной текстурой, порфировой

структурой, с идиоморфными порфирированными кристаллами апатита (5–10 %) размером 0,2–2 мм, порфирированными кубическими кристаллами рудного минерала (5 %) размером 0,3–3 мм и аллотриоморфнозернистой карбонатной основной массой. Около некоторых зерен рудного минерала встречаются мелкие (0,01–0,1 мм) таблитчатые янтарно-желтые кристаллы пирохлора. Во всех трубках встречаются обломки фенитизированных пород, представляющих собой в разной степени измененные плагиогнейсы. Для них характерно развитие игольчатого эгирина, эпидота и щелочного амфибола. Встречаются также обломки серпентинитов и слюдитов.

В трубке Ксюша обнаружен небольшой глубинный ксенолит пироксенита(?), представляющий собой сросток кристаллов диопсида, энстатит-бронзита и хромшпинели (хромпикотит). Кроме того, в трубке МГРИ установлены сростки ортопироксена с диопсидом, слюдой и хромшпинелью. В трубке Халцедонова обнаружен ксенолит эклогитоподобной породы.

Порфирированные выделения в породах (до 10 %) представлены (в порядке убывания): псевдоморфозами карбоната, иногда с реликтами клинопироксена, флогопита или плагиоклаза, апатита размером 0,1–1,0 мм; табличками флогопита; изометричными и таблитчатыми кристаллами пироксена, апатита размером до 1 мм. Встречаются редкие крупные зерна граната, красно-бурой шпинели, псевдоморфозы серпентина.

Во всех трубках обычны автолиты овальной формы, сложенные карбонатной или серпентиноподобной стекловатой массой, с микролитами карбоната с директивной ориентировкой. В ядрах автолитов заключены иногда крупные кристаллы пироксена.

Основная масса брекчий сложена тонкозернистой карбонатной массой, иногда ожелезненной, с примесью стекловатого вещества. В нее погружены микролиты флогопита, пироксена и карбоната. В некоторых трубках (Шкипер, Гудок) в основной массе встречаются редкие зерна (0,05 мм) нефелина. Форма микролитов карбоната в основной массе и автолитах овальная, вытянуто-овальная, квадратная, прямоугольная, что, возможно, связано с тем, что карбонат развивался по разным минералам – мелилиту, нефелину, пироксену, амфиболу, флогопиту. Среди аксессуарных отмечаются редкие зерна циркона и рутила; кроме того, в тяжелой фракции проб содержатся весовые количества магнетита, ильменита, хромшпинели, пирита, а также единичные зерна перовскита, пирохлора, бадделеита, сфена, барита, оливина [330].

Вместе с тем более поздними работами в породах трубок ан. 98/65, 99/95, 109/65-I шлиховым анализом установлено присутствие редких зерен пикроильменита, хромшпинелидов, хромдиопсида и пироба, что дало основание отнести эти тела к беспироксеновым щелочным пикритам [305].

Почти все тела поля были опробованы достаточно представительными (~1 м³) пробами; алмазы в них не обнаружены.

По химическому составу рассматриваемые образования отличаются от кимберлитовых пород других Куонамских полей; в целом им свойственны более низкие содержания SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MgO (при высокой вариативности содержаний этих оксидов) и повышенные – CaO, MnO, Na₂O и P₂O₅. На диаграмме содержаний $\Sigma\text{FeO-TiO}_2$ они образуют самостоятельное поле пород с низкими содержаниями TiO₂ и весьма изменчивыми содержаниями ΣFeO

(рис. 10). Переходные по составу разновидности пород между ними отсутствуют, что может указывать на заметный перерыв во времени между проявлениями кимберлитового и более позднего щелочно-базальтоидного вулканизма.

Уверенно установить формационную принадлежность рассматриваемых образований крайне сложно из-за практически полной карбонатизации как порфировых вкрапленников, так и минералов основной массы. По составу некоторых пороодообразующих минералов, принадлежности к субщелочной серии они обнаруживают некоторое сходство с породами кимберлитовой формации; в то же время они не могут быть отождествлены с ними, поскольку только единичные из них содержат типоморфные минералы кимберлитов в исчезающе малых концентрациях.

Вместе с тем эти образования по многим признакам близки к щелочным – ультраосновным породам массивов центрального типа. К числу таких признаков относятся, в первую очередь, минералогические, главные из которых: присутствие пирохлора, бадделеита, апатита, циркона, колумбита и ферсмита, а также повышенные содержания радиоактивных и редкоземельных элементов. Кроме того, им свойственна четкая пространственная (и, видимо, генетическая) связь с залегающими на глубине не вскрытыми массивами щелочно–ультраосновного состава; существование таких массивов в расположенном поблизости Старореченском поле уверенно подтверждено геофизическими исследованиями [207]; об этом же говорит и весьма высокая концентрация тел рассматриваемых брекчий в пределах только очень ограниченных участков. В этом отношении они близки к многочисленным эксплозивным телам-сателлитам массива Томтор.

Вследствие этого нам представляется, что их следует относить к производным щелочных–ультраосновных магм, слагающих массивы центрального типа с карбонатитами, и выделять их в самостоятельный комплекс. Чтобы подчеркнуть их своеобразие, следует, видимо, возобновить наименование, присвоенное им в период их наиболее активного изучения в 1985–1987 гг. – биригиндиты [330].

Рассматриваемые карбонатизированные щелочно-ультраосновные породы прорывают отложения протерозоя и кембрия. На площади соседнего Орто-Благинского поля в отдельных диатремах щелочных базальтоидов сохранились вулканогенно-осадочные образования кратерной фации, имеющие, по результатам спорово-пыльцевого анализа, юрский возраст [278]. Об их возрасте можно судить также по наличию в них обломков обугленной древесины, которые по заключению И. А. Шилкиной (Ботанический институт АН СССР) принадлежат к роду *Arancariopitys* sp. из группы *Protopinaceae* [340], известному от низов юры до нижнего мела включительно. По результатам изотопного датирования, выполненного в ИГАБМ, в пределах поля выделено три этапа активизации магматизма: 87–107, 142–184 и 204–239 млн лет [84]. Определения возраста Rb-Sr методом по флогопиту (100–104 млн лет) и методом треков по циркону (100–184 млн лет) подтверждают юрско-раннемеловой возраст этих образований.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метаморфические образования распространены только на крайнем юго-восточном окончании Анабарского щита и связаны с хапчанской серией. Выход их незначителен. В связи с этим описание данных образований приведено в соответствии и по данным ГК-1000, R-49 [40].

Раннепротерозойский метаморфизм гранулитовой фации для пород хапчанской серии является первичным.

В составе хапчанской серии преобладают высокоглиноземистые, известково-силикатные и карбонатные породы: биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы, гранат-кордиеритовые и гранат-силлиманит-кордиеритовые, диопсид-скаполитовые и диопсидовые гнейсы, а также мраморы и кальцифиры. Пироксеновые гнейсы, двупироксеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы имеют подчиненное значение. Почти постоянное присутствие графита в составе гранатсодержащих пород серии является, наряду с широким развитием карбонатных пород, ее специфическим признаком.

Парагенезисы высокоглиноземистых пород [18] представлены главным образом силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой и лишь частично силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфациями. Наиболее характерны парагенезисы $Gr_{61} + Cord$, $Gr_{65} + Cord_{25} + Sil + Bt_{40}$, $Gr_{65-70} + Sil + Bt_{50-55}$, а также $Gr_{60-85} + Bt_{35-61}$, $Gr_{65-72} + Нур_{45-55} + Gf$. Дополнительными фазами каждой ассоциации являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц.

По данным А. Н. Вишневого [18], среди парагенезисов основных кристаллических сланцев, пироксеновых и двупироксеновых гнейсов гранатсодержащие разности установлены лишь в пределах Билляхской зоны смятия и повторного метаморфизма либо вблизи нее и характеризуются ассоциациями $Gr_{66} + Нур_{40} + CPx_{30} + Pl (An_{40}) + Q$, $Gr_{76} + CPx_{46} + Pl (An_{45}) + Q$ в самой Билляхской зоне и $Gr_{78} + CPx_{43} + Нур_{55} + Am_{53} + Pl$ вблизи ее восточного контакта. Гранат в данной группе пород полностью отсутствует восточнее Билляхской зоны, хотя двупироксеновые кристаллические сланцы и плагиогнейсы распространены достаточно широко. Известково-силикатные и карбонатные породы включают следующие полиминеральные парагенезисы: $Cs + Di + Sc + Q + Or$, $Cs + Di + Sc + Flg + Ort$, $Dol + Cs + Fo + Sp$, $Cs + Di + Sc + Gr + Woll$, $Cs + Di + Sc + Gr$. Один из наиболее типичных парагенезисов кальцифиров $Cs + Fo_{38} + Gr_{76} + Di_{42} + Flg_{20}$.

Хапчанская серия сильно гранитизирована; в ее составе преобладают микроклинсодержащие гнейсы. Условия метаморфизма этой серии характеризуются относительно невысоким (6–7,5 кбар) давлением и несколько пониженными (750–830 °С) температурами по сравнению с метаморфизмом архейских толщ.

Раннепротерозойский гранулитовый метаморфизм проявлен в возрастном диапазоне от 2096 ± 17 до 1990 ± 12 млн лет. В экстремальных случаях формирование циркона гранулитового облика продолжалось до 1928 ± 18 млн лет. В Хапчанской СФЗ седиментогенные отложения были метаморфизованы 1,97 млрд лет назад, а несколько позднее они подверглись ареальному гранулитовому метаморфизму, пик которого приходится на возраст 1,91–1,92 млрд лет [150].

Протерозойский гранулитовый циркон представлен субизометричными светлыми в катодоллюминесцентном изображении секториально-зональными зернами с относительно низким содержанием U 86–203 и Th 83–170 мкг/г, но высоким отношением Th/U 0,63–1,36, иногда до 4–5. Этот циркон имеет содержание (мкг/г): Hf 9257–11 183; Y 444–753, Σ РЗЭ 380–586; Eu/Eu* 0,43–1,86; Ce/Ce* 4,89–15,8; (Lu/Gd)_N 16,7–33,8. По приведенным геохимическим параметрам и графикам распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), он не отличается от типового магматического циркона, характерна его высокая температура кристаллизации по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zr}) [202] – 743–791 °С. На этом основании можно предполагать, что циркон мог кристаллизоваться из межзернового расплава при частичном плавлении гранулитов в процессе изотермальной декомпрессии. Кроме того, в катодоллюминесцентном изображении вокруг светлого гранулитового циркона часто видны черные каймы высокоуранового циркона, появление которого связано, по-видимому, с гранитизацией пород в условиях амфиболитовой фации на регрессивной стадии метаморфизма.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа R-50 расположена на северо-восточной окраине Сибирской платформы, в средней части Анабаро-Оленёкской антеклизы; она включает также очень небольшой участок юго-восточного окончания Анабарского щита и северный склон антеклизы в зоне ее сочленения с Лено-Анабарским краевым прогибом.

На дневной поверхности в пределах площади листа обнажены образования двух структурных этажей. Нижний структурный этаж – кристаллический фундамент; судя по материалам смежных с запада и востока листов R-49 [40] и R-51 [38], он сложен метаморфическими породами от зеленосланцевой до гранулитовой фаций архейского и раннепротерозойского возраста. Верхний структурный этаж – рифейско-фанерозойский платформенный чехол, представленный комплексом карбонатных, терригенных морских и континентальных пород рифея, венда, нижнего и верхнего палеозоя, вулканитами рифейского и триасового возраста, интродуцированных разновозрастными магматическими образованиями основного, щелочного ультраосновного (с карбонатами) и щелочно-ультраосновного (кимберлиты) состава и перекрывающей их толщей морских терригенных пород среднего и верхнего мезозоя и маломощным чехлом спорадически развитых третичных и полигенных четвертичных пород.

В нижнем структурном этаже выделяется один нижнепротерозойский структурный ярус; в составе верхнего этажа выделено шесть структурных ярусов: рифейский, вендско-кембрийский, девонский–нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-нижнетриасовый, среднетриасово-меловой и кайнозойский.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Нижний структурный этаж в пределах листа R-50 представляет собой глубоко эродированный кристаллический фундамент Сибирской платформы. По данным на сопредельных площадях листов R-49 и R-51, фундамент сложен стратифицированными метаморфическими архейскими и нижнепротерозойскими образованиями. Он имеет гетерогенное строение; в его составе выделяется, как принято в геодинамической парадигме, два террейна, характеризующиеся различным составом, степенью метаморфизма пород и структурой: западный – Анабарский и восточный – Оленёкский. Образования ниже-

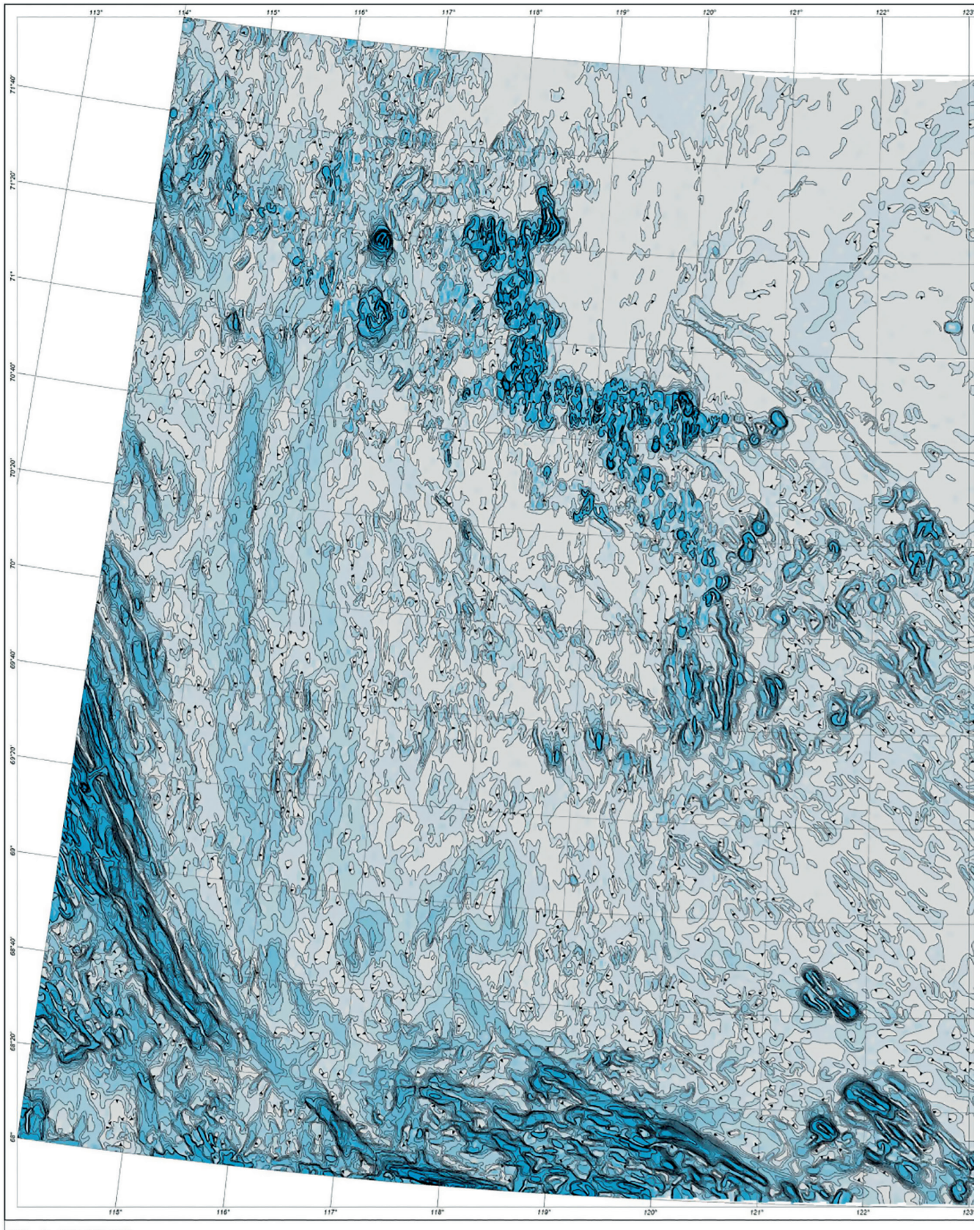


Рис. 14. Карта модуля полного горизонтального градиента аномального магнитного поля площади листа R-50 и западной части листа R-51. Масштаб 1 : 2 500 000.

го структурного этажа на площади листа выходят на дневную поверхность только на крайне ограниченном участке на его западной границе, где обнажается хапчанская серия нижнего протерозоя [55]. Однако в южной части площади листа структуры Анабарского террейна уверенно прослеживаются под осадочным чехлом как в магнитном поле, так и в поле силы тяжести (см. Схему глубинного строения).

Анабарский террейн, основная часть которого расположена в пределах смежного с запада листа R-49, судя по имеющимся геологическим [40] и геофизическим [5] материалам, имеет сложное глыбово-блоковое строение.

Верхняя часть комплекса образований кристаллического фундамента представлена стратифицированными гранулитами хапчанской серии – плагиогнейсами и гнейсами различного состава, кальцифирами, мраморами, относящимися к карбонатно-гранулитовой формации, которые прорываются телами аляскитовых гранитов экиктского комплекса с возрастом 2050 млн лет [40].

В инт. 2,0–1,97 млрд лет Хапчанский блок подвергся гранулитовому метаморфизму, связанному с коллизией и сочленением террейнов Анабарской и Оленёкской провинций – видимо, по Салтах-Билляхской коллизионной зоне [25]. Считается, что сочленение Оленёкской и Анабарской провинций произошло около 1,97 млрд лет тому назад [23, 126, 193].

Исходная литологическая неоднородность первичного состава фундамента Анабарского террейна, изоклиальная складчатость и широкое развитие анатектических процессов определили сложное чередование различных породных ассоциаций, имеющих сильно различающиеся магнитные свойства. В связи с этим магнитное поле над ними имеет резко знакопеременный характер, особенно хорошо отражающийся в весьма высоких значениях модуля горизонтального градиента аномального магнитного поля (рис. 14). Это дает возможность, используя материалы аэромагнитной съемки, трассировать эти структуры в южную часть площади листа R-50, закрытую чехлом палеозойских образований [226].

Свойственные им линейные аномалии высокой интенсивности с очень большим горизонтальным градиентом уверенно прослеживаются от выходов метаморфитов в пределах щита на площадь листа R-50. В полном соответствии со структурой щита, они образуют обширную дугообразную зону полосовых аномалий общего СЗ (315–330°) простираения в юго-западной части площади листа. Вблизи его южной границы северо-западное простираение анабарид нарушается полосой субширотного простираения с низкими градиентами (зоной потери корреляции); это связано с влиянием глубинного Аргасала-Моторчунского разлома фундамента, представляющего собой, видимо, левосторонний сдвиг; южный блок смещен по нему в восточном направлении на расстояние около 120 км, где ему соответствует северная часть Мунского свода.

Присутствие в южной части листа высокометаморфизованных пород Анабарского террейна подтверждается также находками в кимберлитах расположенного здесь Чомурдахского поля ксенолитов, эклогитов, пироповых перидотитов, пироксенитов (трубки Чомур, Спорная и др.) [205].

Оленёкский террейн занимает основную часть площади листа R-50 (см. Схему глубинного строения). Судя по геофизическим материалам, кристаллический фундамент Оленёкского мегаблока сложен в основной восточной и центральной частях листа комплексом пород, аналогичных обнаженным в пределах нескольких выступов Оленёкского поднятия [38]. Они относятся к экиитской серии нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных образований морской терригенно-вулканогенной формации; представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с покровами дацитов, трахитов, риолитов, возможно, базальтов, андезибазальтов и их туфов вскрытой мощностью 2600 м.

Эти образования слагают верхний структурный ярус фундамента платформы и представляют собой, видимо, фациальные аналоги упомянутой выше Хапчанской серии Анабарского террейна. Их формирование происходило в обстановке активной континентальной окраины. Впоследствии они были деформированы и метаморфизованы, прорваны интрузиями кислого и среднего состава. Однако характер складчатости и степень метаморфизма пород Оленёкского мегаблока существенно отличаются от таковых для Анабарского мегаблока: складки в его пределах часто достаточно пологие, отсутствует характерная для Анабара изоклиналиная складчатость, а степень метаморфизма не превышает зеленосланцевой фации. Общий структурный план складчатости пород экиитской серии определяется преобладающими северо-западными простираниями ($290\text{--}350^\circ$) осей узких (1–3 км) линейных складок с углами падения на крыльях до $60\text{--}80^\circ$; иногда наблюдается опрокинутое залегание слоев.

В западной части площади листа R-50, в краевой части Оленёкского мегаблока, граничащей с Анабарским, в относительно спокойном магнитном поле выделяется серия сравнительно небольших по интенсивности (1–3 нТл) и протяженности (первые десятки километров) полосовых положительных аномалий, субпараллельных генеральным направлениям ($310\text{--}320^\circ$) главных тектонических структур Анабара. Они, возможно, связаны с участками более высокометаморфизованных пород, возникших в результате неравномерного распределения давлений и температур перед фронтом верхнепротерозойской коллизии, вектор которой имел северо-восточную–юго-западную ориентировку (в современных координатах).

Кроме того, в магнитном поле здесь отчетливо выделяется крупная дугообразная полоса невысоких положительных значений, проходящая почти через весь лист в субмеридиональном направлении. Она хорошо выражена во всех трансформантах магнитного поля, менее отчетливо – в поле силы тяжести. Ее южное окончание после небольшого перегиба меняет простирание на юго-восточное, совпадающее с направлением аномальных зон преимущественно положительного знака над продолжением Попигайской глыбы. Ее общая протяженность более 450 км при ширине 20–40 км, а интенсивность поля (3–5 нТл) существенно меньше, чем над продолжением анабарид (до 12 нТл). В материалах [169] она связывается с гипотетическим рифейским Уджинским авлакогеном, выполненным терригенно-карбонатными породами, с которыми ассоциируют также дайки базитов и массивы ультраосновных щелочных пород Уджинской провинции.

Однако нам представляется более вероятным, что эта область является зоной незавершенной складчатости, сложенной более высокометаморфизованными (по сравнению с другими участками террейна) породами и образовавшейся на заключительном этапе коллизии. Ее ориентировка, несколько отличающаяся от простираний анабарид, свидетельствует о смене вектора сжатия с юго-западного направления на запад–юго-запад.

Тектонические разрывы в породах Оленёкского террейна, судя по геофизическим материалам [226], весьма многочисленны. Они расположены хаотически, образуют достаточно густую равномерную сеть, разделяя фундамент на отдельные равновеликие блоки, однако связать их с какими-либо элементами геологического строения площади не представляется возможным.

Возраст метаморфизма и складчатости в пределах Оленёкского террейна оценивается в 1,98 млрд лет. Породы экильской серии прорываются постколлизийными гранитоидами экильского комплекса, возраст которых составляет, по результатам U-Pb SHRIMP анализа по цирконам, от 1,85 до 2,036 млрд лет [151].

РИФЕЙСКО-ФАНЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Верхний структурный этаж представляет собой осадочный чехол Сибирской платформы. В его составе выделяется шесть структурных ярусов, сложенных контрастными по составу комплексами пород, разделенными иногда весьма продолжительными эпохами перерыва в осадконакоплении и достаточно глубокого размыва: рифейский, вендско-кембрийский, девонский–нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-нижнетриасовый, средне-триасово-меловой и кайнозойский.

Рифейский структурный ярус отделен от нижнепротерозойского структурного этажа глубоким размывом и резким угловым несогласием; слагающие его породы залегают на кристаллических образованиях цоколя платформы, иногда – на корях выветривания по ним, обычно с конгломератами, иногда – конгломератобрекчиями в основании.

На площади листа R-50 рифейские образования выходят на дневную поверхность на ограниченном участке юго-восточного обрамления Анабарского щита, а также в центральной части Уджинского поднятия. Они представлены терригенно-карбонатными и кремнистыми породами, формировавшимися в условиях денудации раннепротерозойских горных сооружений. На Уджинском поднятии в средней части разреза в них содержится локально развитая толща вулканитов основного состава. Рифейские образования относятся к морской терригенно-карбонатной, на отдельных участках – к континентальной вулканогенной формациям и формировались в условиях мелководного морского бассейна и в его береговой части.

Мощность отложений рифея на Уджинском поднятии, на восточном и северо-западном обрамлении Анабарского щита составляет 1700–1800 м, сокращаясь до 450 м на его юго-восточном окончании; на южном склоне щита он полностью уничтожен мощным предвендским размывом. Крупные стратиграфические перерывы имеются и в рифее – на границе его нижнего и среднего, а также среднего и верхнего отделов.

По периферии Анабарского массива рифейские образования лежат периклинально, с наклоном по направлению от массива под углами 5–15°, иногда до 35°. Их залегание осложняется изредка пологими брахиформными складками с малой амплитудой.

Существенно иначе выглядит структура рифейского яруса в пределах Уджинского поднятия. На его восточном крыле при общем восточном и юго-восточном падении рифейских толщ под углами 10–15°, они разбиты системой разломов на отдельные блоки с размерами в поперечнике 3–5 км и более, в пределах которых направление падения пород может несколько меняться. На западном крыле поднятия рифейские образования опущены по мощному сбросу с амплитудой несколько сот метров, проходящему в субмеридиональном направлении по долине р. Чымара.

Магматические образования, слагающие локально развитую толщу в нижней части разреза рифея, относятся к вулканогенной трапповой формации. Ее проявления известны только на Уджинском поднятии, а также на западном и северном обрамлениях щита (лист R-49). Этот этап вулканизма связывается с платформенным рифтогенезом, охватившим Сибирский кратон в связи с распадом протерозойского суперконтинента Колумбия, в состав которого он входил [106].

Вендско-кембрийский структурный ярус сложен старореченской (Анабарское сводовое поднятие), томторской и туркутской (Уджинское поднятие) свитами венда и перекрывающей их мощной толщей кембрийских карбонатных осадков. Образования венда, формировавшиеся в условиях платформенной геодинамической обстановки, относятся к трансгрессивному циклу, представленному фациями мелководных морских прибрежных и лагунных терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных фациально изменчивых отложений. Кембрийские карбонатные и терригенно-карбонатные, иногда битуминозные отложения принадлежат к фациям открытого морского бассейна.

Этот ярус начал формироваться после длительного (около 100 млн лет) перерыва и глубокого, очень неравномерного размыва, в результате которого на некоторых участках были полностью уничтожены не только отложения рифея, но и верхняя часть кристаллического фундамента; глубина предвендского размыва может достигать, видимо, 1000–1500 м и более. Венд лежит на подстилающих образованиях рифея с резким угловым несогласием: на юге Уджинского поднятия томторская свита перекрывает уджинскую свиту верхнего рифея, а в его центральной части залегает на средних горизонтах улаханкурунградской свиты нижнего рифея; на ограниченном участке на западной границе листа R-50 старореченская свита залегает на неюльээхской свите среднего рифея, а в непосредственной близости к западу от этой границы – на метаморфических образованиях нижнего протерозоя и архея. В последнем случае столь быстрый и полный срез рифейской толщи объясняется, видимо, существованием флексурного перегиба с амплитудой несколько сот метров, ограничивающего с юга Анабарское поднятие, возникшего в результате смещения блоков фундамента по Аргасала-Моторчунскому разлому [40]; последний, судя по геофизическим данным, трассируется на площадь листа R-50, несколько отклоняясь к северу с азимутом простираения около 75–80°.

В западной части площади листа R-50, в пределах Анабаро-Куонамской СФЗ старореченская свита сложена доломитами алевритистыми и известковистыми, с линзами гравелитов, конгломератов и песчаниками в основании, представляя собой трансгрессивный цикл. Лежащая выше манькайская свита, сложенная пестроцветными известняками, доломитами, мергелями с кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами в основании, отделена от нее размывом.

Основная – верхняя часть яруса, в разрезе которой чередуются известняки (иногда битуминозные) и доломиты, представляет собой фации открытого морского бассейна и относится к морской терригенно-карбонатной формации.

Отложения, соответствующие периоду с ордовика до раннего карбона, охватывающему около 160 млн лет, на площади листа R-50 неизвестны. Скорее всего она находилась в достаточно стабильной геодинамической обстановке. Однако этот период ознаменовался возникновением в регионе трех среднепалеозойских магматических формаций (свойственных, как правило, эпохам поднятий): щелочных ультраосновных массивов с карбонатитами и сопровождающих их мелких тел чимаро-уджинского лампроитового комплекса Уджинской провинции, траппов молодого-уджинского комплекса и кимберлитов среднеоленёкского комплекса. Образование каждой из них связано с соответствующими периодами среднепалеозойской эпохи тектонической активизации Сибирской платформы. Участки распространения этих формаций отличались достаточно напряженной тектонической обстановкой.

В связи с отсутствием стратифицированных пород, коррелятных этому времени, а для ордовика и силура – и магматитов, мы полагаем возможным рассматривать его часть, с которой связано формирование магматических образований, как девонский–нижнекаменноугольный структурный ярус.

Девонский–нижнекаменноугольный структурный ярус. Первой среди упомянутых выше магматических формаций образовалась, видимо, *формация щелочных ультраосновных пород и карбонатитов Уджинской провинции (PZ₂)*. Возникновение в целом линейной ассоциации массивов Томтор, Богдо и др. связано скорее всего с разрывными нарушениями глубокого заложения, унаследованными со времени формирования платформенного рифейского рифтогенного прогиба (который маркируется, видимо, поясом вулканитов унгуохтахской свиты). Внедрение серии крупных плутонических массивов привело к образованию удлиненного в меридиональном направлении валлообразного Уджинского поднятия и интенсивному проявлению разрывной тектоники. В ядре поднятия на поверхность выведены наиболее древние породы известной части разреза рифея – улахан-курунговская свита; исходя из этого, общая амплитуда поднятия должна достигать 3500 м. Однако существенная часть ее приходится на предвендский размыв, в результате которого в районе массива Томтор рифей был уничтожен почти полностью, вплоть до самых его нижних горизонтов – богдотаасской свиты, и, с учетом этого, суммарная амплитуда поднятия может быть оценена в 1800 м.

На заключительных этапах становления карбонатитовых массивов, когда в глубинном магматическом очаге сконцентрировалось большое количество летучих компонентов, в центральной части Уджинского поднятия активизи-

рвались процессы эксплозивно-интрузивного магматизма. Они привели к образованию многочисленных вулканических эруптивных аппаратов преимущественно центрального типа *чимаро-уджинского лампроитового комплекса*. Заверка связанных с ними аэромагнитных аномалий позволила выявить более 150 тел, сложенных комплексом пород, которые представляют собой корневые части (подводящие каналы) небольших вулканических построек. В последующие геологические эпохи их верхние части были полностью эродированы.

Как показывает анализ карт стратоизогипс допермского и доюрского рельефа (БД R-50\R50_db\Dorm\Охлопков), унаследованное развитие Уджинского поднятия продолжалось и в последующие эпохи.

Формирование *среднепалеозойской трапповой формации* молодо-уджинского комплекса связано, видимо, с процессом платформенного рифтогенеза, вызвавшим образование Кютюнгинского грабена, а также обширной Молодо-Попигайской зоны разрывных нарушений северо-западного простирания. Дайки комплекса «вышли» на поверхность через разрывы, густота которых на восточной границе площади листа достигает 3–5/ км². Доминирующие направления разломов – СЗ 305–310°, они обычно вертикальные и крутопадающие, протяженностью в среднем 15–20 км, амплитуда смещения – от нескольких до 100 м и более. Разломы располагаются почти всегда кулисообразно, и некоторые их сближенные системы (трассируемые по геофизическим и аэрофотоматериалам) достигают 250 км. Они сопровождаются обычно зеркалами скольжения и образованием в приконтактной зоне тектонических брекчий, содержащих иногда кальцитовую, сульфидную (пиритовую и/или медно-свинцово-цинковую) минерализацию. Этот процесс охватил, видимо, основную часть площади листа за исключением его юго-западной части, но особенно интенсивно он проявился в пределах Куойкско-Далдынского поднятия, в бассейне нижнего течения р. Мерчимден.

По некоторым зонам разрывных нарушений в период активизации траппового магматизма происходили вертикальные (возможно, и горизонтальные) подвижки, в результате чего отдельные блоки оказались смещенными относительно друг друга. Но амплитуда их, измеряемая десятками метров, не изменяла общего тектонического плана площади, приводя лишь к его незначительному моделированию.

Формация кимберлитов среднепалеозойских среднеоленёкского и толуонско-мерчимденского комплексов. Ее возникновение обычно связывается с региональной Далдыно-Оленёкской кимберлитоконтролирующей зоной северо-восточного простирания; в нее входят все палеозойские кимберлитовые поля площади. Несмотря на весьма широкий интервал их возрастов, на который указывают результаты изотопных анализов [84], все эти поля объединяет как связь с упомянутой контролирующей зоной, так и особенности их внутренней структуры, морфогенетической принадлежности, минералогии и состава пород (см. гл. «Магматизм»); это позволяет рассматривать их как производные единого мощного эпизода активизации щелочно-ультраосновного магматизма. Единственным исключением является Мерчимденское поле, структура которого отличается от остальных полей.

подавляющая часть кимберлитовых тел Укукитского, Огонёр-Юряхского и Чомурдахского полей связана с системами тектонических нарушений северо-восточного направления, азимут простирания которых колеблется в пределах 30–45° СВ. Это направление маркируется как дайками, так и линейными кластерами трубок взрыва и штоков. Изредка встречаются разломы иных направлений. В Мерчимденском поле контролирующими являются разломы СЗ (310–320°) ориентировки; это, видимо, связано с тем, что время его формирования несколько отличается от времени формирования остальных полей этого комплекса. Протяженность разломов различна; так, в Укукитском поле на АФС отчетливо выделяются кулисообразные зоны протяженностью 10–30 км.

Обычно вмещающие кимберлиты разломы представляют собой безамплитудные трещины или сбросы с амплитудой в несколько метров. Однако встречаются случаи и значительно более активных контактов, когда ширина зоны нарушенного залегания пластов составляет до 10 м. При этом слои вмещающих пород приподняты и периклинально наклонены от трубки под углами от 10 до 80°; иногда их падение становится обратным: в сторону трубки под углами 45–70° (трубки Ленинград, Омонос в Укукитском поле). Непосредственно на контакте часто развивается зона дробления с зеркалами скольжения мощностью 40–50 см [56].

По некоторым данным, с кимберлитовыми полями связаны куполовидные поднятия с амплитудой до нескольких десятков и даже сотен метров [132].

Среднекаменноугольно-нижнетриасовый структурный ярус. С этим ярусом связана резкая смена тектонического режима развития и перестройка структурного плана площади. В его составе выделено два подъяруса – среднекаменноугольно-пермский и нижнетриасовый; они сложены контрастными по составу формациями пород, однако ассоциированы в структурном отношении и в пространстве. В составе яруса выделяется ряд терригенных формаций, формировавшихся в условиях пассивной окраины континента и перикратонного опускания Сибирской платформы: угленосные песчано-алевролитовые (С₂-Р), вулканогенные и глинисто-песчаные (Т₁).

Нижний подъярус (среднекаменноугольно-пермский) залегает на пенепленизированной поверхности, сложенной отложениями рифейского и вендско-кембрийского ярусов с чрезвычайно длительным (около 180 млн лет) перерывом, глубоким размывом и стратиграфическим несогласием; его нижняя граница отвечает в общем нижней границе перми. В единственном случае в центральной части массива Томтор в подошве континентальных пермских отложений выявлена толща озерно-дельвиальных образований (томторская), сложенная продуктами разрушения коры латеритного выветривания карбонатов [170]. Формирование мощной допермской коры, известной во многих частях Сибирской платформы, связывается с ниже-среднекаменноугольной эпохой влажного жаркого климата [9, 75], а продуктов ее переотложения – со средним и верхним отделами карбона и, возможно, нижним отделом перми.

Подъярус сложен комплексом пород, относящихся к континентальной аллювиальной и прибрежно-дельтовой терригенной пермской угленосной формации. Эти отложения известны только в северной части площади листа R-50, на пассивной окраине Сибирского континента. Им свойственны силь-

ная фациальная изменчивость и многочисленные внутрiformационные размывы. Континентальные фации представлены кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками, часто косослоистыми; песками с прослоями и линзами углей, гравелитов, конгломератов; алевролитами и глинами. Мощность их изменяется от 150 м в центральной части полосы развития перми до 500 м вблизи северо-восточной границы листа.

Залегание пород обычно субгоризонтальное, с общим слабым (до 2°) наклоном в северном направлении. Оно сильно осложнено на Уджинском поднятии, где по подошве пермских отложений выделяется валообразное поднятие меридионального простирания длиной более 30 км; его амплитуда составляет около 300 м (R-50\R50_db\Дорм\Охлопков\Схема допермского рельефа.jpg).

Верхний подъярус (нижнетриасовый) представлен в современном эрозионном срезе комплексом вулканогенных (преимущественно эксплозивных) и вулканогенно-осадочных образований молодинской толщи; в западной части полосы их развития, возможно, присутствуют эффузивные образования – базальты, трахибазальты. С ними пространственно и генетически ассоциируют весьма многочисленные комагматичные им интрузивные тела пластового, пластообразного и секущего типов, относимые к молодинскому и эбехаинскому интрузивным комплексам, а также образования эруптивных и эффузивных вулканических аппаратов. На подстилающих пермских породах подъярус залегает, как правило, с перерывом и стратиграфическим несогласием. Однако в ряде случаев между ними фиксируется постепенный переход (скв.2 (4) [296]).

Область распространения раннетриасовых вулканитов в пределах листа R-50 представляет собой часть Молодо-Уджинского вулканического пояса, формировавшегося в условиях активизации Сибирского суперплюма [106]. Он выступал в палеорельефе в виде протяженной, широкой и, видимо, достаточно высокой гряды северо-западного простирания, разделяя район раннетриасового осадконакопления на две различные части и являясь областью сноса материала для прибрежной зоны морского бассейна, в котором синхронно шло формирование прибрежно-морских отложений. Последние представляют собой морские терригенные породы улахан-юряхской свиты инда: вулканомиктовые песчаники, пески, алевролиты, иногда пестроцветные, с базальными конгломератами в основании [61]. Эта толща, формировавшаяся к северо-востоку от Молодо-Уджинского пояса, в непосредственной близости от него, образована в значительной мере за счет денудации вулканитов [246].

На них трансгрессивно, с охристой корой выветривания в основании, залегают более глубоководные образования – глины, алевролиты, известняки терригенной свиты оленёкского яруса [114]. Судя по составу глин, они также образовались преимущественно за счет денудации магматических пород основного состава.

Юго-западнее Молодо-Уджинского пояса терригенные раннетриасовые образования не сохранились; скорее всего, они здесь и не накапливались.

Среднетриасовый–меловой структурный ярус. В его составе выделены два подъяруса – среднетриасовый–среднеюрский и верхнеюрский–меловой. Образования среднего и большей части верхнего триаса на площади листа

R-50 в современном эрозионном срезе отсутствуют, что должно, видимо, характеризовать этот период как эпоху перерыва в осадконакоплении и размыва. В это время большая часть района находилась в достаточно спокойной тектонической обстановке. Исключением являлась крайняя западная часть площади, где в среднем триасе началось формирование обширного куонамского карбонатит-кимберлитового комплекса (синхронного, возможно, гипотетическим кимберлитам, обусловившим образование россыпей алмазов Нижнеленского алмазороссыпного района – лист R-52); оно продолжалось вплоть до раннеюрской эпохи.

Отложения *нижнего подъяруса*, представленные верхнетриасовой–среднеюрской прибрежно-морской трансгрессивной формацией, развиты в северной части территории, где они слагают северный борт Анабаро-Оленёкской антеклизы – ее пограничную область с Лено-Анабарским краевым прогибом. На дневной поверхности обнажаются преимущественно образования юрского возраста; верхнетриасовые отложения почти целиком перекрыты юрскими. Эти образования представляют собой прибрежный структурно-формационный комплекс, связанный с формированием пассивной окраины Сибирского континента. На подстилающих отложениях перми и нижнего триаса залегают трансгрессивно, со стратиграфическим перерывом и базальными конгломератами в основании, образуя полого погружающуюся к северу (0°30'–1°30') Северо-Сибирскую моноклираль [42], сложенную пермскими, триасовыми и юрскими породами; фундаментом их служат породы карбонатной части чехла платформы.

Этим образованиям свойственна высокая фациальная изменчивость, многочисленные внутриформационные размывы. Породы нижнего нория–рэтской части подъяруса принадлежат в основном к морской терригенной формации. На их состав и условия формирования продолжал оказывать существенное влияние Молодо-Уджинский вулканический пояс, еще выступавший, видимо, в палеорельефе в виде гряды и служившей источником сноса обломочного материала: в упомянутых обнажениях в бассейне р. Бур в конгломератах из основания норийского яруса преобладают гальки кремнистых пород, основных эффузивов и пород трапповой формации. Залегающая выше толща представлена алевролитами с рассеянной галькой, глинами с линзами и слоями известковистых песчаников, аргиллитами, известняками и фосфоритами с фауной, характерной для норийского яруса [61].

В результате полевых работ 2016 г. нами были обнаружены в долине р. Уда, на восточном склоне Уджинского поднятия, остатки пеллеципод, определяющие рэтский возраст вмещающих песчаников, – свидетельство того, что по крайней мере на отдельных участках площади в современном эрозионном срезе сохранились морские терригенные образования верхнего триаса, на соседнем с востока листе R-51 включенные в состав кыринской свиты [38]. Нельзя исключить возможность присутствия на таких участках осадков и более низких (карийских, возможно, ладинских) горизонтов триаса, являющихся на северо-востоке Сибирской платформы региональными промежуточными коллекторами алмазов [39].

Верхняя часть подъяруса представлена раннеюрской чымарской свитой, сложенной песчаниками с линзами конгломератов, галькой и валунами и зале-

гающими выше глинистыми алевролитами и алевритистыми глинами курунградской свиты, представляющими собой регрессивно-трансгрессивный ритм. На крайнем юго-востоке площади листа в это время формировались песчано-глинистые образования с линзами конгломератов моторчунской свиты.

Среднеюрская часть разреза сложена алевролитами и глинами чюэмпейской толщи и чекуровской свиты, залегающими на подстилающих образованиях с размывом. В основании разреза на большей части площади залегает горизонт лептохлоритовых песчаников с линзами галечников, рассеянной галькой, гравием и валунами.

Верхний подъярус представлен буолкалахской свитой (верхняя юра–нижний мел) и кигилляхской свитой нижнего мела. В позднеюрское время район Уджинского поднятия испытал инверсию, результатом которой явилась ингрессия морского бассейна в южном направлении, сформировавшая залив, внедрившийся в сушу более чем на 100 км к югу. При этом на некоторых участках этот залив пересекал Молодо-Уджинский пояс, и он перекрывался отложениями верхнего подъяруса.

Буолкалахская свита сложена разнозернистыми песчаниками с гравием, линзами гравелитов и конгломератов с хорошоокатанным обломочным материалом, в верхней части – алевролитами. Она представляет собой образования заключительной стадии развития морского окраинного бассейна.

Залегающая выше кигилляхская свита нижнего мела развита только на крайнем севере площади; она согласно перекрывает буолкалахскую свиту, являясь переходной между морскими юрскими и континентальными угленосными осадками мела. Эти образования относятся к прибрежно-морской (шельфовой и дельтовой) терригенной формации; представлены песками, песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и углей, линзами гравелитов и конгломератов. Содержат остатки растений, пресноводной и морской фауны. В отдельных слоях присутствуют скопления конкреций фосфоритов.

Меловые отложения в бассейнах правых притоков р. Анабар слагают также нижние части разреза в многочисленных глубоких (до 150 м) карстовых воронках. Формирование обширного поля закарстованных пород связано с позднемеловой эпохой жаркого влажного климата, вызвавшей образование мощных кор латеритного выветривания.

В это же время восточнее границы листа R-50 в результате очередной активизации щелочно-ультраосновного магматизма было сформировано верхнеюрское Куойкско-Молодинское кимберлитовое поле. В рассматриваемую площадь входит только небольшой кластер кимберлитовых трубок Кыран, относящийся к крайней западной части этого комплекса. Вблизи западной границы площади листа в верхней юре – начале нижнего мела было образовано Биригиндинское поле взрывных карбонатитов.

Кайнозойский структурный ярус. Формированию кайнозойского чехла предшествовал период пенепленизации, маркируемый реликтами площадной каолиновой или ферриаллитной коры выветривания, которая формировалась с датского века до позднего палеоцена или эоцена.

Образования этого яруса представляют собой континентальную терригенную формацию, залегающую с перерывом и угловым несогласием на образованиях всех нижележащих структурных ярусов. В своей нижней части фор-

мация представлена плиоценовыми аллювиальными галечно-гравийно-песчаными отложениями беенчиминской и эбеляхской толщ, имеющих ограниченное распространение в северо-западной части территории листа. Галечники и пески с гравием и галькой обычны в бассейнах правых притоков р. Анабар (Эбелях, Бильях, Маят), где они слагают небольшие фрагменты аллювия древней гидросети на невысоких водоразделах, а также верхние горизонты толщи обломочных пород, выполняющих карстовые полости. Мощность неогеновых отложений – не более первых десятков метров; максимума (30 м) она достигает в карстовых воронках.

Среди рыхлых четвертичных отложений, относящихся к нескольким генетическим типам и фаціальным разновидностям пород, выделяются аллювиальные, элювиальные, делювиальные, коллювиальные, возможно, гляциофлювиальные(?), озерно-болотные отложения.

СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Осадочный чехол платформы в пределах площади листа R-50 залегает субгоризонтально; его в целом спокойное залегание осложнено рядом пликативных положительных и отрицательных структур платформенного типа.

Одной из наиболее крупных положительных структур является Анабарское сводовое поднятие, входящее на территорию листа своей юго-восточной частью. По выходам силигирской свиты среднего кембрия оно имеет в границах листа форму обширной линзы, протягивающейся вдоль его западной границы на 220 км, ширину до 50 км. В ядре поднятия обнажаются метаморфические образования складчатого цоколя, периферические части сложены платформенными образованиями рифея, венда, нижнего и среднего кембрия, моноклинально падающими от центра свода в северо-восточном и восточном направлениях. Ему свойственно блоково-ступенчатое строение, осложненное мелкими флексурами субмеридионального простирания, амплитуда которых составляет, видимо, первые десятки метров.

Вдоль восточной периферии Анабарского щита породы рифея лежат на кристаллическом цоколе с крутым (до 30° и более) наклоном на восток, что хорошо видно на АФС и КС. Породы венд-кембрийского яруса вблизи выходов рифея залегают, судя по В. И. Пищальникову [297], с ощутимым (4–6°) наклоном на восток; однако в нескольких километрах восточнее их залегание выполаживается, наклон пластов постепенно уменьшается до первых градусов, а через 15–20 км, на границе с Суханской впадиной он составляет уже всего 20–40'. Падение пород осадочного чехла в отдельных блоках меняется от долей градуса до 25–30°, иногда 60° и более [47].

В этой зоне отмечается пологий флексурный перегиб, отделяющий поднятие от Суханской впадины [36]. Моноклинальное залегание кембрийских отложений в зоне флексуры нередко осложнено слабой волнистостью и небольшими перегибами, иногда мелкими куполовидными структурами, размах крыльев которых не превышает нескольких метров, а углы их наклона – 4–8°. Реже наблюдаются небольшие «килевидные» складки с углами наклона крыльев до 25°. На крайнем юго-восточном замыкании Анабарского поднятия в кембрий-

ских отложениях возникают более крупные (длина осей до 1,5–3,5 км) брахи-антиклинальные складки. Залегание пород осложнено также многочисленными дизъюнктивными нарушениями с перемещением блоков в вертикальном и горизонтальном направлениях от нескольких десятков до сотен метров.

Южная периклиналь Анабарского сводового поднятия сложена вендскими и нижне-среднекембрийскими породами. Их моноклинальное залегание нарушается флексурным перегибом, возникшим, видимо, при смещении блоков фундамента в зоне Аргасала-Моторчунского разлома [36], восточное окончание которого прослеживается в геофизических полях и на площади листа R-50.

На восточном склоне Анабарского поднятия осадочный чехол нарушен многочисленными разрывными нарушениями, в которых локализованы кимберлитовые тела различных морфогенетических типов: трубки взрыва, дайки, штоки и жилы. Они образуют четыре кимберлитовых поля: Дюкенское, Куранахское, Лучаканское, Усть-Силигирское и одно поле карбонатитов – Биригиндинское, объединенные в куонамский карбонатит-кимберлитовый комплекс. Тектонические нарушения, служившие подводящими каналами для внедрения кимберлитовой магмы, образуют, как правило, закономерно построенные системы с относительно одинаковыми простираниями контролирующих разломов. Однако эта, достаточно хорошо проявленная в полях Оленёкского района закономерность, в Куонамских полях часто нарушается и выглядит значительно менее определенной. Так, если в Куранахском и Биригиндинском полях доминируют северо-восточные направления ($30\text{--}60^\circ$), то в Лучаканском поле столь же определенно преобладают северо-западные, а Дюкенскому полю свойственны в равных пропорциях как северо-западные, так и северо-восточные направления контролирующих разломов. Это объясняется, видимо, весьма напряженной тектонической обстановкой краевой зоны Анабарского сводового поднятия. Связь генеральных контролирующих тектонических систем данных полей с тектонической структурой рамы, как и для большинства кимберлитовых полей Сибирской платформы, не обнаруживается; распределение кимберлитов в пространстве контролируется, видимо, иными, значительно более глубинными факторами.

Контролирующие нарушения в большинстве случаев не сопровождаются смещениями. Но на контактах с некоторыми кимберлитовыми трубками и дайками слои вмещающих пород приподняты с амплитудой в несколько метров под углами до 30° , рассечены системой ортогональных крутопадающих ($70\text{--}90^\circ$) трещин с преобладающей ориентировкой СЗ $320\text{--}340^\circ$ и СВ $30\text{--}40^\circ$.

На северо-восточной периклинали Анабарского поднятия пологонаклонное залегание кембрийских пород осложнено Попигай-Уджинским валом, простирающимся в субширотном направлении на междуречье верхнего течения Анабар и Удя. Его свод, где породы лежат горизонтально, имеет ширину 10–15 км; на склонах они приобретают наклон до $0^\circ 40'$. Северо-восточное крыло вала погружается на северо-восток под пермские терригенные отложения и триасовые траппы.

Немногочисленные дайки траппов среднепалеозойского возраста имеют в основном северо-западное простирание, залегая в нарушениях, совпадающих с генеральной ориентировкой разломов в кристаллическом фундаменте.

Суханская впадина – наиболее крупная в пределах листа R-50 седиментогенная пликативная структура, имеющая в плане неправильную форму, лишенную собственных тектонических ограничений. Ее северная и западная границы условно проведены по контуру распространения наиболее молодой свиты кембрия – кутугунской, южная – по контуру чомурдахской свиты. Южная и восточная границы впадины находятся, соответственно, за южной и восточной границами листа R-50.

Суханская впадина выполнена мощной толщей рифейских, вендских и кембрийских осадков. Ее центральная часть, расположенная на междуречье низовий рек Биректэ и Укукит и среднего течения р. Оленёк, сложена карбонатными породами кембрия общей мощностью около 1800 м. Судя по данным, полученным в результате сейсмических исследований, они подстилаются вендскими и рифейскими терригенно-карбонатными образованиями, суммарная мощность которых составляет порядка 2–2,5 км [226].

В центральной части впадины верхние горизонты осадочного чехла залегают практически горизонтально, с углами наклона 20–40', и лишь на отдельных участках они возрастают до 1–3°. На северном борту впадины породы кембрия лежат с углами наклона до 2°, на южном, более пологом – от 0°30' до 1°. Спокойное в целом залегание пород осложняется иногда слабой волнистостью, а также мелкими брахиформными складками с размахом крыльев от 5 до 100 м и амплитудой до 10 м; падение пород на крыльях изредка достигает 10°. Изредка встречаются узкие килевидные складки с резкими (до 30–70°) перегибами пластов в замках, осложненных разрывами без смещения. В бассейне р. Маспакы, верховьях р. Биректэ и среднем течении р. Укукит выявлены брахиформные складки, чередующиеся с килевидными. В среднем течении р. Укукит установлена опрокинутая складка, состоящая из двух небольших антиклиналей и синклинали, осевые плоскости которых наклонены к северо-западу под углом 70°.

На западном крыле впадины узкие пликативные складки простираются в основном в северо-западном направлении (315–320°); местами отмечаются меридиональные и северо-восточные (30–40°).

Центральная часть Суханской впадины осложнена многочисленными разрывными нарушениями, с которыми связаны интрузивные и эксплозивные тела кимберлитов средне-оленёцкого комплекса. Тектонические нарушения, контролирующие внутреннюю структуру полей этого комплекса, представляют собой, видимо, элементы региональной Далдыно-Оленёцкой зоны. Преобладающая ориентировка нарушений в этих полях почти одинакова: СВ 40–45° в Укукитском поле, СВ 35–40° в Чомурдахском и СВ 30–35° в Огонёр-Юряхском. В первых двух полях им свойственны флуктуации, в результате которых направления длинных осей некоторых тел отклоняются от генерального, но они далеко не столь многочисленны, как в полях склона Анабарского поднятия. Кимберлитовмещающие нарушения представляют собой в большинстве случаев разломы без смещения, иногда – со смещением с амплитудой до 10 м. Однако контакты кимберлитовых тел Укукитского поля значительно более активны (см. гл. «Магматизм», разд. «Кимберлиты»). Подобный же характер контактов свойственен кимберлитовым телам Огонёр-Юряхского кимберлитового поля, причем не только трубкам, но и дайкам.

Сложным строением отличаются участки пересечения контролирующих нарушений с разломами иных направлений; кимберлитовые тела на таких участках приобретают очень сложную и трудно диагностируемую морфологию, поскольку в них соседствуют иногда тела различного генезиса. Примером может служить группа тел Омонос Укукитского поля, находящаяся неподалеку от трубки Ленинград. Кимберлиты приурочены к тектонической зоне шириной до 55 м, образованной разломами трех направлений: северо-восточного (30°), северо-западного (300°) и субширотного. В различных источниках [54, 273, 281] строение этого участка трактуется крайне противоречиво: от сочетания двух трубок до ассоциации разнонаправленных даек и удлинённых трубок. Ориентировка даек и трубок меняется от северо-западной до северо-восточной. Залегание вмещающих известняков сильно осложнено: углы их падения на контакте тел – $40\text{--}75^\circ$, азимуты падения – $28\text{--}45^\circ$. В 55 м от контакта угол падения уменьшается до 20° , далее залегание слоев становится горизонтальным. Внутренняя структура кимберлитовых трубок на таких участках также интенсивно нарушена: кимберлиты рассечены многочисленными трещинами, среди которых доминирует система нарушений север-северо-западного простирания ($340\text{--}350^\circ$) с углами падения $10\text{--}20^\circ$. Вторая система менее отчетлива; она имеет субмеридиональное простирание ($340\text{--}360^\circ$), трещины в ней субвертикальные, нередко выполнены кальцитом.

Северо-восточный борт Суханской впадины осложнён разрывными нарушениями северо-западной ориентировки, с которыми связаны дайки среднепалеозойских траппов.

Куойкско-Далдынское поднятие, расположенное основной своей частью на площади листа R-51, входит в границы листа R-50 только своим северо-западным окончанием протяженностью около 120 км. Оно вытянуто от верховий р. Молодо на юго-востоке до истоков рек Куойка и Удя на северо-западе, где обрывается Уджинским поднятием. Его ширина – около 100 км. В центре поднятия обнажаются известняки еркекетской свиты нижнего кембрия, на которой на южном склоне поднятия согласно залегают карбонатные образования нижнего и среднего кембрия, а на северном – терригенная толща перми и вулканогенная – нижнего триаса. В осевой части поднятия породы залегают практически горизонтально, на северо-восточном борту – с углами $1\text{--}3^\circ$, на юго-западном – от $0^\circ30'$ до $1\text{--}2^\circ$.

С Куойкско-Далдынским поднятием связана мощная региональная Молодо-Попигайская зона разломов [99, 295], границы которой в целом совпадают с границами поднятия. Разломы в этой зоне обычно подчиняются генеральному северо-западному простиранию – $300\text{--}320^\circ$; разрывы иных направлений редки. Судя по материалам ГК-200 [51], эта зона состоит из нескольких дискретных полос, в которых плотность разломов очень высока: до двух-трех разломов на 1 км и выше. Полосы разделяются участками, в которых плотность разрывов почти на порядок ниже. Одна из таких полос пересекает долину р. Оленёк в районе устья р. Мерчимден. Средняя протяженность разломов в ней – $20\text{--}30$ км, максимальная достигает 50 км и более; наклоны сместителей $70\text{--}80^\circ$ до вертикального, амплитуда смещения колеблется от нескольких до 100 м и более. Максимальные амплитуды отмечаются в присводовой части поднятия [49]. В северо-восточной части этой полосы интенсив-

ность разрывной тектоники постепенно снижается, и на левобережье р. Оленёк в верховьях руч. Солохут фиксируются уже только единичные разрывы северо-западного простирания.

Юго-западный склон поднятия осложнён серией сближенных сбросов с амплитудой до 50 м, по которым опущены юго-западные блоки, что придает ему ступенчатый характер. Разломы сопровождаются небольшими пликативными нарушениями – задирами пластов, мелкими складками, оси которых субпараллельны разломам, с размахом крыльев до первых сотен метров и амплитудами 10–20 м. Некоторые разломы сопровождаются сдвиговыми составляющими с амплитудой до десятков метров.

В пределах поднятия широко проявлен трапповый магматизм, связанный с двумя периодами тектоно-магматической активизации платформы. Первый магматический комплекс – среднепалеозойский; он связан, видимо, с эпохой среднепалеозойской активизации платформы. Разрывные нарушения в Молодо-Попигайской зоне очень хорошо проявлены как в материалах АФС и КС, так и в магнитном поле; основная их часть выполнена дайками молододуджинского комплекса. Однако большая часть даек не выходит на дневную поверхность: верхние кромки тел расположены на глубине десятков–первых сотен метров. В противном случае трудно представить, чем вызвана высокая интенсивность магнитных аномалий над разломами, которых, как показывают наблюдения, содержатся лишь практически немагнитные минералы: кварц и кальцит, изредка с небольшим количеством сульфидов. Дайки обычно имеют протяженность до 15 км, мощность – от 3 до 50 м, иногда – 100 м, всегда связаны с разломами, в которых они залегают четковидно. Одна из этих даек, как считается, прослеживается на расстояние до 150 км [137], что подтверждается уверенно трассируемой линейной аномалией магнитного поля.

Возникновение Молодо-Попигайской зоны разломов и ассоциирующих с ними интрузивных тел определенно связано с палеозойской (допермской) эпохой платформенного рифтогенеза – временем формирования Кютюнгинского грабена каменноугольного возраста [38], и с этой точки зрения разломы и залегающие в них дайки долеритов идентичны по возрасту. Это доказывается тем, что, прорывая палеозойские отложения, они не затрагивают породы перми и триаса, которые срезают верхние кромки даек и отделены от них иногда корой выветривания.

Второй магматический комплекс представляет собой образования нижнетриасового Молодо-Уджинского вулканического пояса (см. гл. «Магматизм»). В северо-восточной половине поднятия они образуют полосу северо-западного простирания, представленную ассоциацией туфов, туфогенно-осадочных пород и генетически связанных с ними интрузивных (возможно, и эффузивных?) пластовых и секущих тел траппов, согласную с общей структурой поднятия. Но в других частях Куойкско-Далдынского поднятия этот пояс не имеет видимой связи с его тектонической структурой.

Кроме того, в центральной части поднятия расположено Мерчимденское поле кимберлитов. В отличие от остальных полей среднепалеозойского возраста, система кимберлитовмещающих разломов этого поля ортогональна (СЗ 310–320°) структуре контролирующей Далдыно-Оленёкской зоны, но почти идентична генеральному направлению Молодо-Попигайской зоны разло-

мов и даек молодого-уджинского комплекса (305–310°), отличаясь от него всего на 3–5°.

Уджинское поднятие, расположенное в северной части площади листа R-50, на северном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы, представляет собой сравнительно небольшую (длина, по выходам рифея и венда на дневную поверхность, – около 100 км, ширина – 20–30 км), но весьма высокоамплитудную структуру, длинная ось которой ориентирована в субмеридиональном направлении на 150–200 км, по геофизическим данным.

Возникновение поднятия связано с внедрением в его осевой части нескольких массивов щелочного–ультраосновного состава.

Поднятие имеет асимметричное строение. На его восточном крыле обнажен весь известный разрез рифея и венда – от низов улахан-курунгской свиты в осевой, наиболее поднятой его части, до томторской и туркутской свит, а также нижних горизонтов кембрия на склоне. В центральной части поднятия и на восточном крыле породы залегают моноклинально, с падением на восток. В периклинальных северной и южной частях они наклонены, соответственно, в северо-восточных и юго-восточных румбах. Таким образом, перепад высот по рифейско-вендскому уровню составляет около 2100 м, а его наклон на восточном крыле – 8–9°. Эти значения в общем соответствуют нашим полевым наблюдениям; однако в некоторых обнажениях рифея направление падения пластов отклоняется от генерального, а углы его достигают 12–15°, что связано, видимо, с блоковой тектоникой, осложняющей залегание пород.

Детали строения западного крыла поднятия маскируются широко развитым чехлом юрских пород и почти сплошным плащом четвертичных образований. Однако совершенно очевидно, что оно значительно круче восточного и имеет более сложное строение. Весь разрез рифея и венда погружается здесь под кембрийские образования на расстояние всего 7–10 км, что соответствует углам падения 12–18°. Кроме того, оно осложнено системой мощных тектонических нарушений северо-северо-восточного простирания, особенно многочисленных в южной половине поднятия, образующих Чимаро-Уджинскую (Джеллиндинскую) [36] зону, по которым в истоках р. Чымара улахан-курунгская свита приведена в соприкосновение с силигирской свитой кембрия.

Крайнее южное окончание поднятия отделено от остальной его части флексурой широтного простирания, проходящей вдоль широтных участков долин рек Томтор и Налим-Делингдэ, по которой породы рифея опускаются в южном направлении; амплитуда ее составляет не менее 300 м. С запада оно ограничено продолжением Чимаро-Уджинской зоны, разбито системой беспорядочно ориентированных разломов на мелкие блоки, сложенные вендскими, нижне- и среднекембрийскими породами, образующими подобие структуры «битой тарелки».

Уджинское поднятие имеет длительную историю развития. Первые проявления тектонических и магматических процессов в его пределах относятся к унгуохтахскому времени – началу эпохи платформенного рифтогенеза и активизации связанного с ним вулканизма основного состава.

Развитие поднятия продолжалось и в последующие геологические эпохи, на что указывают особенности залегания более молодых отложений. Первой из перекрывающих рифейско-кембрийское основание поднятия является

толща континентальных и аллювиально-дельтовых отложений перми, спокойное в целом залегание которых сильно усложняется в районе поднятия. На карте рельефа допермского основания (R-50\R50_db\Dorm\Охлопков\ Схема допермского рельефа.jpg) на фоне относительно спокойного моноклиналичного залегания пород перми с падением в северных румбах ($40'-1^\circ$) отчетливо выделяется осложняющее его узкое валообразное поднятие меридионального простирания, совпадающее с осью Уджинского поднятия, установленное по границам рифея и венда [296]. Протяженность его – более 40 км, ширина – 12–16 км; амплитуда у северного окончания – около 320 м, углы наклона западного крыла – около $1^\circ 30'$, восточного – около 6° ; его южное окончание полностью эродировано. Осевая зона представляет собой узкий гребень, разделенный седловиной, в которой находится массив Томтор; ее амплитуда – около 100 м. Ширина гребня всего 3 км при амплитуде до 280 м, а наклон крыльев достигает $8-10^\circ$. Восточный склон северной части гребня более крутой; на отдельных участках перепад высот достигает 180 м на 0,8 км, что, видимо, указывает на его тектонический характер.

На седловине, в центре массива Томтор пермские отложения выполняют два небольших сближенных мульдообразных понижения глубиной около 120 м; их происхождение объясняется проседанием кровли массива в результате выветривания его карбонатитового ядра [98]. Альтернативная точка зрения объясняет их возникновение как кальдер проседания над магматическим очагом в центральной части массива, продолжавшим функционировать на последних этапах консолидации плутона.

После перерыва в осадконакоплении в триасе развитие поднятия продолжилось в юрское время. Анализ строения доюрского рельефа (R-50\R50_db\ Dorm\Охлопков\ Схема доюрского рельефа.jpg) показывает, что его направление и стиль в целом повторяли пермский этап, за исключением некоторых незначительных деталей. Но амплитуды структур данного этапа были существенно меньше – 160–200 м, и постюрское поднятие выглядит менее контрастным по сравнению с постпермским. При этом вулканизм основного состава (молодинская толща нижнего триаса) в центральных частях поднятия не проявлялся; здесь отсутствуют не только пирокластические, но и интрузивные образования Молодо-Уджинского пояса.

Мунский свод. На крайнем юго-востоке листа R-50 расположена только северо-западная часть свода; основная находится вблизи южной границы листа R-51, где скважиной в долине р. Муна на глубине 620 м вскрыты нижнепротерозойские (2326 ± 7 млн лет, Rb-Sr метод) габброиды, перекрытые вендом [171]. В осевой части в долине р. Кюннюктях вскрываются практически горизонтально залегающие породы силигирской свиты среднего кембрия. Северный склон сложен чомурдахской свитой среднего и кутугунской свитой верхнего кембрия, которые имеют северное падение под очень небольшими углами, не превышающими $20-30'$. Здесь широко развиты мелкие складки с размахом крыльев от 5 до 200 м и амплитудой до 30 м (R-50\R50_db\ Dorm). Центральная часть поднятия осложнена кулисообразной системой даек среднепалеозойских долеритов западно-северо-западного простирания общей протяженностью более 90 км. Границей, отделяющей свод от Суханской впадины, является, вероятно, протяженный (более 60 км в границах листа) раз-

лом северо-восточного простирания, по которому заложена долина верховий р. Моторчуна. В непосредственной близости от восточной границы листа R-50 выделены две небольшие структуры западно-северо-западного простирания, осложняющие строение центральной части Мунского свода и Суханской впадины: Хайыргастахская седловина и Моторчунский прогиб; их протяженность составляет до 60 км, амплитуда – 30–40 м [38]. Западные окончания этих структур, возможно, продолжают и на территории рассматриваемой площади.

Тюнг-Силигирский вал большей частью находится на площади листа Q-49; в пределы рассматриваемой площади входит только его северо-восточное окончание (около 50 км), расположенное в ее крайней юго-западной части. Общее простирание структуры – северо-восточное, амплитуда составляет 100–130 м. Структура малоконтрастна, залегание слоев на северо-восточном склоне составляет 20–30°. Северо-западная граница осложнена разломом субширотного простирания и несколькими дайками основного состава палеозойского возраста северо-западного простирания. В северной и центральной частях вала находятся две осложняющие его брахиантиклинали размером 10–15 × 20–25 км амплитудой до 70 м и несколько мелких куполов. На крыльях структур залегание слоев возрастает до 1°; в их пределах повышено содержание битумов в породах [58].

Молодо-Уджинский раннетриасовый вулканический пояс представляет собой область развития вулканогенных, вулканогенно-осадочных (возможно, и эффузивных) и комагматичных им интрузивных пород, образующих единую вулканическую структуру, возникшую на раннетриасовом этапе тектоно-магматической активизации Сибирской платформы под влиянием Сибирского суперплюма. Эти породы, относящиеся к различным генетическим типам вулканогенных образований, связаны единством состава и источников вещества, времени и пространства их локализации. В него входят вулканиды молодинской толщи (преимущественно туфы основного состава, ксенотуфы, покровы и потоки базальтов(?), туффиты, туфопесчаники, и ассоциирующие с ними интрузии молодинского комплекса; они формируют широкую (от 30–50 до 80 км) дискретную полосу неправильной морфологии северо-западной ориентировки, простирающуюся от верховий р. Молодо (лист R-51) в северо-западном направлении через бассейны рек Беенчима, Куойка и Удя до устья последней (лист R-50) и уходящей далее на площадь листа R-49; общая протяженность пояса составляет более 450 км. Всюду в области своего распространения нижнетриасовые вулканиды пространственно связаны с угленосными континентальными отложениями пермского возраста, залегая на них, как считается, с глубоким размывом.

Строение пояса определяется, видимо, контролирующими тектоническими нарушениями, неявным образом связанными со структурным планом вмещающих образований.

Восточная часть пояса в пределах площади листа R-51 занимает практически все Куойкско-Далдынское поднятие, имея субширотное простирание; протяженность этого участка около – 140 км, ширина – 50–80 км. На западной границе листа южная граница пояса резко смещается к северу на 40 км, и он продолжается в пределах листа R-50 в общем западно-северо-западном

направлении вплоть до восточной границы Уджинского поднятия. Здесь он прерывается, чтобы снова появиться через 40 км на западном склоне поднятия, и продолжается в северо-западном направлении по левобережной части бассейна р. Удя, вдоль пограничной зоны Анабаро-Оленёкской антеклизы и Лено-Анабарского прогиба до пос. Сектелях, уходя затем на площадь листа R-49 и, видимо, S-49.

Строение эксплозивной и интрузивной составляющих пояса рассмотрено в главах «Стратиграфия» и «Магматизм»; следует заметить только, что его образование связано, видимо, с деятельностью достаточно многочисленных каналов извержений. В большинстве своем они перекрыты толщами туфов и/или пластовыми интрузиями траппов. Центрами извержения эксплозивных толщ являлись вулканические аппараты центрального типа, корневые части которых изучены в бассейнах рек Удя, Молодо [99, 296]. Они представляют собой округлые в плане вертикальные тела диаметром до первых сотен метров, выполненные агломератовыми туфами, ксенотуфами, брекчиями, кластолавами, содержащими вертикальные тела базальтов с интерсертальной, гиалопилитовой и витрофировой структурами.

В верховьях рек Сектелях, Куойка по периферии участков развития вулкаников наблюдались субвертикальные тела дугообразной формы мощностью 30–50 м, протяженностью 3–7 км, ориентированные в субширотном направлении; они представляют собой, видимо, каналы извержений трещинного типа [295].

Такое строение пояс имеет почти на всем своем протяжении, в том числе и на площади листа R-51. Однако к западу от Уджинского поднятия оно начинает постепенно меняться. Результаты аэромагнитной съемки [5, 296] показывают, что свойственное вулканикам сильно дифференцированное знакопеременное поле с очень высокими горизонтальными градиентами основательно трансформируется: аномалии становятся менее интенсивными и часто меняют свою полярность, что, видимо, связано с изменением состава/условий консолидации пород. Резко меняется тип питающих каналов интрузивных тел и, возможно, в составе пирокластических толщ появляются базальты [99]. Этот участок длиной около 70 км является краевой юго-западной частью поля распространения пермских терригенных образований, ощутимо (3–5°) погружающихся в северо-восточном направлении. Вместе с тем он характеризуется более глубоким эрозионным срезом, в результате чего значительная часть туфогенной молодинской толщи оказалась уничтоженной, и на поверхность выведены в основном более глубокие части ее и интрузивного молодинского комплекса. Их морфология на этом участке типична для областей, в которых субстратом вулканических образований служат слабо литифицированные толщи, обычно пермского возраста; в этом случае при проседании блоков вмещающих пород над кровлей опустошающихся магматических камер – приповерхностных промежуточных очагов, над их краевыми частями образуются трещины, которые заполняются очередными порциями магмы. Это приводит к формированию сопряженных кольцевых и дугообразных даек, иногда образующих крупные структуры типа кальдер проседания. Мощности ограничивающих их даек обычно невелики и не превышают первых десятков метров, но протяженность их может достигать 20–30 км (рис. 15).

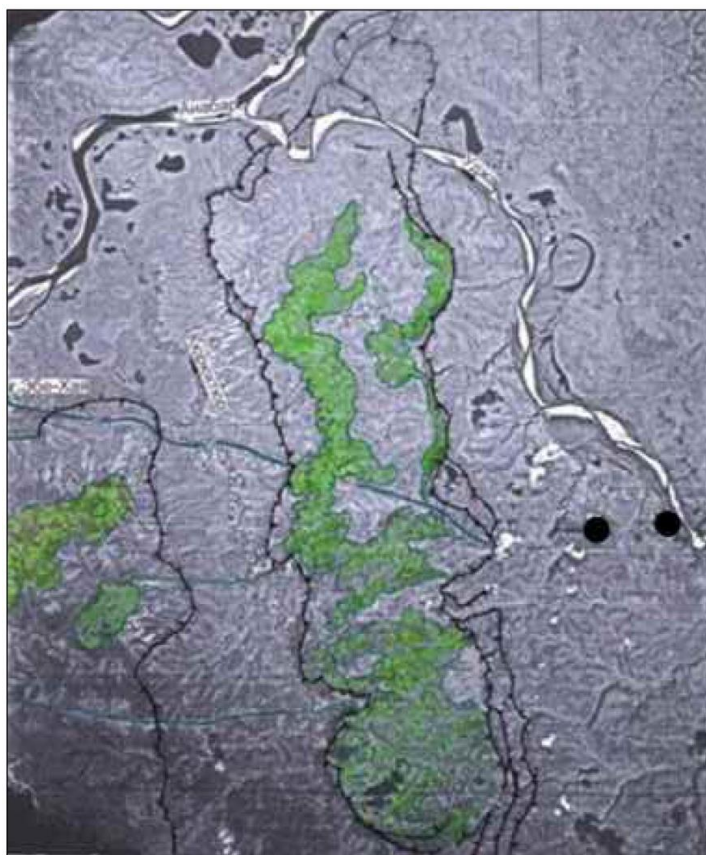


Рис. 15. Строение раннетриасового вулканического траппового комплекса в устьевой части долины р. Удя (аэрофотоснимок масштаба ~1 : 250 000).

1 – системы дугообразных даек молодинского комплекса, ограничивающие обширные кальдеры проседания, центральные части которых выполнены продуктами извержений; 2 – дайки, представленные преимущественно породами эбехаинского трахидолеритового комплекса (трахидолериты, субщелочные долериты, тешениты, монцонит-порфиры); 3 – туфы, базальты(?) молодинской толщи, долериты в центральных частях кальдер; 4 – подводные каналы – реликты центров вулканических извержений (заверены буровыми работами – Попов, 1989ф).

Возможно, изменение строения и структуры толщи вулканитов в этом районе объясняется изменением состава пород траппового комплекса. Наряду с телами, относящимися по химизму к нормальному ряду, здесь в составе как интрузивных, так эффузивных и пирокластических толщ существенную роль приобретают породы умереннощелочного ряда, связанные с образованиями эбехаинского комплекса [171, 301]. Они, как считается, несколько моложе «нормальных» молодинских, но относятся к тому же тектоно-магматическому циклу, контролируясь глубинными тектоническими элементами одинакового с ними запад–северо-западного простирания [136].

Характер распространения рассматриваемых образований, образующих узкую, но весьма протяженную полосу, единство генетических типов, состава и морфологических особенностей входящих в нее тел показывают, что они связаны с крупной глубинной тектоно-магматической структурой земной коры, имеющей региональное распространение и в целом линейный характер, простирающейся в общем западном–северо-западном направлении.

Полоса развития триасовых вулканитов Молодо-Уджинского вулканического пояса имеет продолжение и к северо-западу от границы листа, на площади листа R-49, где обнаружены вулканиты молодинской толщи [40]. Не исключено, что продолжением Молодо-Уджинского пояса является также и пояс даек эбехаинского трахидолеритового комплекса, имеющий аналогичное с ним западное–северо-западное простирание.

Возможно также, что этот пояс продолжается и в юго-восточном направлении – на восточном борту Предверхоянского прогиба, на правобережье р. Лена. В южной части площади листа R-52-XIX,XX, на правом берегу р. Унгуохтах, в нижней части обнажения инда (около 30 м), находящегося на продолжении пояса к востоку–юго-востоку от района р. Молодо, были обнаружены многочисленные прослои туфопесчаников и вулканомиктовых пород, среди которых залегает поток базальтов мощностью 14 м [3]. В западной части Верхоянской складчатой области терригенные триасовые отложения, залегающие на пермских без видимого несогласия, содержат обычно кластический вулканический материал основного состава [39], особенно высокие содержания которого связаны с индом. Но собственно вулканические образования в этой части разреза встречены только на этом участке обширной области развития триаса в Приверхоянье.

Магматические образования Молодо-Уджинского пояса, представленные преимущественно породами, которым свойственна высокая степень намагниченности, очень хорошо выделяются в магнитном поле, где им соответствуют участки интенсивно расчлененного знакопеременного поля с высокой (до тысяч нТл) интенсивностью отдельных аномалий и весьма высоким горизонтальным градиентом. Это позволяет уверенно проследивать эти образования даже в том случае, если они перекрыты чехлом более молодых осадков мощностью до первых сотен метров.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Территория листа R-50 характеризуется слабой изученностью строения глубоких зон земной коры. Глубинные профильные сейсмические исследования в районе проводились по профилям МОВЗ-ГСЗ «Шпат» [5] и ТСЗ р. Муна–пос. Урюнг-Хая [206]. Скважин глубокого бурения на площади листа нет; две ближайшие (Бурская 341-0 и Мунская Ан-1) находятся на расстоянии 100–130 км к востоку от границы площади. На всю территорию имеются средне- и мелкомасштабные карты гравитационного и магнитного полей различных трансформаций, содержащиеся в материалах Опережающей геофизической основы (R-50\R50_db\Ogfo\Геофизическая основа\R49-50). Сведения о его глубинном строении основаны на интерпретации этих материалов,

общегеологических представлениях, а также на результатах работ разных организаций по изучению глубинного строения сейсмическими методами.

Поле силы тяжести на большей части площади положительное; на его фоне выделяется несколько участков с отрицательными значениями ΔG . Наиболее крупный максимум поля (36 мГал) связан с Куойкско-Далдынским поднятием. Через седловину в центральной части района он сопряжен с протяженным Нижне-Уджинским максимумом северо-западного простирания, значения ΔG в котором достигают 20 мГал. Повышенными значениями (до 26 мГал) характеризуется участок к северу от Уджинского поднятия, что рассматривается иногда как свидетельство продолжения поднятия в этом направлении. Округлыми аномалиями в 20 и 16 мГал характеризуются массивы Томтор и Богдо соответственно. С северной частью Мунского свода также связаны аномалии в 24 мГал. Наименьшие значения установлены в пределах двух крупных сопряженных минимумов, связанных с продолжением структур Анабарского массива на юго-западе площади листа R-50 (–36 и –16 мГал), которые имеют общее северо-западное простирание. Центральным частям Суханской и Хастахской впадин соответствуют отрицательные аномалии –4 мГал.

Магнитное поле основной, северо-восточной части площади листа R-50 отрицательное. На карте региональной и аномальной составляющих оно имеет в западной и южной частях полосовой характер, где мощные линейные положительные и отрицательные аномалии протягиваются через всю площадь листа. Лучшее всего его строение характеризует один из трансформантов – схема геофизических линеаментов, построенная с помощью метода «затененного псевдорельефа», на которой наглядно отражается степень аномальности поля и его градиент. Большая часть площади листа характеризуется слабо изменчивым полем с низкими градиентами. Однако над некоторыми участками оно имеет резко отличный от основной части площади характер, становясь сильноизменчивым, высокоградиентным [5].

Один из таких участков – крайние юго-западная и южная части площади, где осадочный чехол сравнительно небольшой мощности перекрывает анабариды – высокометаморфизованные и интенсивно дислоцированные образования Анабарского мегаблока кристаллического фундамента, слагающие в том числе и северную часть Мунского свода. Во всех трансформантах магнитного поля здесь хорошо выделяются протяженные полосовые аномалии высокой интенсивности, достигающей 650 нТл. Их северо-западное генеральное направление, свойственное Анабарскому массиву, на юге рассматриваемой площади постепенно меняется в пределах Мунского свода на субширотное. Второй участок подобного строения поля – северо-западная часть площади, междуречье Анабара и низовьев Уди, где оно также, видимо, соответствует области развития пород фундамента с повышенной степенью метаморфизма и дислоцированности. Здесь также доминируют полосовые аномалии, но выраженные менее контрастно – видимо, за счет большей мощности пород осадочного чехла.

Еще более изменчиво магнитное поле на площади, занятой магматогенными образованиями Молодо-Уджинского вулканического пояса. Однако его структура над ними существенно иная: здесь практически полностью отсут-

ствуют линейные аномалии, и в пределах всей площади пояса располагается очень большое количество мелких, но весьма интенсивных (до 8000 нТл) точечных локальных аномалий. Совершенно очевидно, что эти аномалии связаны как с многочисленными апофизами верхних частей пластообразных интрузивных тел Молодо-Уджинского пояса, так и секущими интрузиями, представляющими подводящие каналы извержений этого магматического комплекса. Интенсивность их, высокая в восточной части пояса до долготы Уджинского поднятия, к западу от него существенно (в 2–3 раза) снижается.

Хорошо выделяется также несколько повышенными значениями, но с малой степенью изменчивости, широкая полоса, проходящая в меридиональном направлении вдоль западной границы площади листа R-50. Природа ее дискуссионна; существует предположение, что она отражает зону платформенного рифтогенеза рифейского возраста [169]. Она имеет форму обширной пологой дуги, в общем повторяющей структуру расположенных несколько западнее анабарид, в том числе и форму Салтах-Билляхской коллизионной зоны, представляющей собой границу Анабарского и Оленёкского террейнов. В связи с этим нам представляется более вероятным, что она отражает область незавершенной складчатости, связанной с зоной коллизии нижнепротерозойской эпохи консолидации кристаллического фундамента.

В пределах Уджинского поднятия уверенно выделяются также две крупные округлые локальные аномалии, соответствующие массивам щелочных ультраосновных пород Томтор и Богдо.

Кроме того, в центральной части листа и на его восточной границе, в районе Куойкско-Далдынского поднятия четко выделяется серия линейных аномалий интенсивностью до сотен нТл, связанных с крупными телами Молодо-Уджинского дайкового пояса. Одна из них, наиболее протяженная и мощная, в некоторых источниках трактуется как зона глубинного разлома [169].

Сведения, характеризующие строение литосферы в пределах листа R-50, содержатся в материалах профиля ГСЗ Шпат, пересекающего площадь листа в северо-западном направлении через центральную часть Суханской впадины, от района пос. Оленёк до района несколько южнее устья р. Мерчимден (R-50\R50_db\Dorm\Профиль Шпат.jpg). По комплексу геофизических материалов этого профиля был построен разрез земной коры в центральной части площади листа. Исходными данными для построения расчетных схем распределения плотности среды по сейсмогеологическим профилям явились элементы геофизической основы: карты магнитного и гравитационного полей, сейсмогеологические разрезы по профилям МОВЗ-ГСЗ, изданные геологические карты масштаба 1 : 1 000 000.

Поверхность фундамента (кровля консолидированной коры) определялась при этом как поверхность, огибающая верхние кромки магнитных или плотностных неоднородностей с заданными характеристиками. Эта поверхность соответствует границе среды со скоростью продольных колебаний выше 5,9 км/с. Для расчета характеристик разреза для осадочной толщи использовались значения скорости (км/с) $2,0 < V_p < 4,5$ и $4,5 < V_p < 5,8$. Для консолидированной коры принимались значения скорости $5,9 < V_p < 6,4$; $6,4 < V_p < 6,8$; $6,8 < V_p < 7,2$; $7,2 < V_p < 7,8$, а для мантии на глубинах 35–50 км – при $7,8 < V_p < 8,4$. Оценка плотности при этих параметрах составила: для осадоч-

ного чехла до $2,55 \text{ г/см}^3$; для консолидированной коры от $2,7$ до $2,99 \text{ г/см}^3$; для мантии – $3,24\text{--}3,34 \text{ г/см}^3$.

С учетом этих параметров, мощность осадочного чехла в районе центра Суханской впадины оценивается в ~ 3 км, а глубина залегания поверхности Мохо – 40 км. Последнее значение с очень небольшими вариациями свойственно практически всему отрезку профиля Шпат в пределах листа R-50 [5].

Материалы сейсмических исследований методом ТСЗ, проведенных по профилю р. Муна–пос. Урюнг-Хая, пересекающему по диагонали всю площадь листа R-50 с юго-востока на северо-запад [206], в целом соответствуют методу ГСЗ. В этой работе с учетом значений граничных скоростей распространения упругих колебаний в земной коре выделены три слоя, разделенные границами (R-50\R50_db\Допм\Seism\ Сейсмика\331501).

Нижняя из них (III), отвечающая, видимо, поверхности Мохо, как и II, является отражающей границей. На большей части площади она залегает горизонтально на глубине около 38 км (40 км по профилю ГСЗ). На юго-западном окончании профиля, между долинами рек Оленёк и Моторчуна – центром Суханской впадины и Мунским сводом, она погружается до 40,8 км, образуя впадину глубиной 1,8 км.

Верхняя граница (I) является четкой преломляющей границей с граничной скоростью $5,9\text{--}6,3 \text{ км/с}$; она соответствует кровле кристаллического фундамента, который имеет блоковое строение. В фундаменте выделяется Суханская впадина, глубина залегания цоколя в которой достигает 3,4 км, юго-восточнее от нее – Мунский свод с минимальной мощностью (0,5 км) осадочного чехла. К северо-западу от Суханской впадины уверенно выделяется Уджинское поднятие, где мощность чехла от 0,4 до 1 км, и Попигай-Уджинский вал – 0,5 км. Далее к северо-западу, на площади листа S-49 фундамент начинает погружаться до 3 км в сторону Лено-Анабарского прогиба. Уджинское поднятие осложнено Уджинской зоной разломов, контролирующей, видимо, образование ультраосновных щелочных плутонов Уджинской провинции. На Мунском своде прослеживается Муно-Анабарская зона разломов такого же типа, где с ней ассоциирует протяженная дайка среднепалеозойских траппов. Зонам разломов соответствуют интенсивные узкие линейные аномалии магнитного поля.

Средняя граница (II) находится внутри консолидированной части земной коры и, возможно, является границей регионального метаморфизма. Не исключено, что она соответствует поверхности условного «базальтового» слоя. Она характеризуется средними скоростями распространения упругих колебаний до границы II – $5,9\text{--}6,1 \text{ км/с}$ и $6,2\text{--}6,5 \text{ км/с}$ до границы III.

Сопоставление этого сейсмического разреза с графиком ΔG показывает, что крупные максимумы и минимумы аномалий силы тяжести обусловлены поднятиями и погружениями консолидированной части земной коры, а относительно небольшие аномалии гравитационного поля – по-видимому, изменением вещественного состава кристаллических пород.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории рассматриваемой площади существует несколько крупных этапов, соответствующих выделенным ранее структурным этажам и ярусам: раннепротерозойский, рифейский, вендско-кембрийский, девонский–раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-раннетриасовый, среднетриасово-меловой и кайнозойский. Каждый из этих этапов характеризуется определенным структурно-формационным комплексом образований. Но если характер и последовательность событий, соответствующих фанерозою, может быть расшифрована достаточно уверенно, то это невозможно сделать для начального – раннепротерозойского этапа вследствие того, что соответствующие ему образования почти на всей площади листа перекрыты отложениями осадочного чехла, обнажаясь лишь на крайне ограниченном участке на западной границе, так и из-за весьма интенсивной тектонической переработки и глубокого метаморфического преобразования исходных пород.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Складчатый фундамент в пределах площади листа R-50 имеет гетерогенное строение. Он состоит из двух террейнов, имеющих различные состав, возраст и структуру – Анабарского и Оленёкского.

Структура и состав Анабарского террейна на рассматриваемой площади соответствует юго-восточному окончанию Анабарского щита, где в кристаллическом фундаменте выделяются несколько разнородных по составу и строению архейских глыб, разделенных мощными зонами метаморфизма, связанными с глубинными разломами. Обнажающаяся на территории листа R-50 Хапчанская глыба сложена комплексом различных по составу метаморфических образований, протолитом которой являлась ассоциация терригенно-карбонатных образований и вулканитов среднего состава, формировавшихся на шельфе пассивной континентальной окраины. На рубеже 2050 млн лет в условиях коллизии эти образования были прорваны аляскитовыми гранитами экинского комплекса.

Во второй половине этапа, в инт. 1963 ± 16 – 1818 ± 27 млн лет, формировались дислокационно-метаморфические мигматит-гнейсовые комплексы зон разломов, завершившие становление террейна; они разделяют гранулитовые глыбы, по которым породы гранулитовой фации подверглись диафторезу

амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также гранитизации и мигматизации [149].

В пределах Оленёкского террейна на раннепротерозойском этапе в условиях активной континентальной окраины шло образование осадочно-вулканогенных образований мощной морской терригенно-вулканогенной формации экитской серии, представленной песчано-глинистой толщей, включающей покровы эффузивов среднего, возможно, основного состава.

В инт. 2,0–1,97 млрд лет осуществилась аккреция Сибирского суперконтинента из нескольких разнородных микроконтинентов (террейнов). При этом произошло сочленение Оленёкского и Анабарского террейнов, скорее всего, по Салтах-Билляхской коллизионной зоне [25, 26]. В результате Анабарский террейн подвергся гранулитовому метаморфизму и гранитизации, связанным с коллизией. В итоге на рубеже 1,8 млрд лет здесь была сформирована крупнейшая горная область, которая подвергалась денудации в течение последующих 150 млн лет [152].

Тектоническая обстановка в пределах Оленёкского террейна была не столь напряженной; метаморфизм входящих в него терригенных и вулканогенных пород не превышал зеленосланцевой фации [38].

Конец раннепротерозойского этапа характеризуется периодом относительного тектонического покоя и длительным перерывом в осадконакоплении, во время которого происходила денудация возникших ранее горных сооружений Сибирского кратона. В условиях жаркого влажного климата осуществлялось выравнивание территории, приведшее к формированию 1,65 млрд лет назад пенеплена с мощной корой выветривания [150].

РИФЕЙСКИЙ ЭТАП

В рифее после длительного перерыва началось формирование осадочного чехла платформы, представленного морской терригенно-карбонатной формацией.

На восточной окраине Анабарского массива в раннем и среднем рифее территория представляла собой обширную карбонатную платформу, в которой образование осадочного чехла началось с отложения терригенных прибрежно-морских образований лабазтахской свиты с конгломератами в основании, сменившееся в котуйканское время формированием в мелководном морском бассейне толщ доломитов, песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

В среднем рифее после кратковременного перерыва в осадконакоплении начинается образование существенно карбонатных толщ – доломитов, в том числе битуминозных, в верхних частях – с прослоями кварцевых песчаников и глинистых сланцев некулээхской свиты. Общая сохранившаяся мощность нижне- и среднерифейских осадков в пределах Анабарского поднятия не превышает 400 м.

Возраст пород из основания рифейской толщи, определенный К-Аг методом, составляет 1300 млн лет. Завершение образования рифейской толщи сопровождалось подъемом территории, мощным предвендским размывом и

проявлениями траппового магматизма (лист R-49), возраст которого варьирует от 1300 до 1142 млн лет и в среднем равен 1240 млн лет [36].

Совершенно иные условия существовали в рифее в районе Уджинского поднятия. Как считается, этот район в это время находился в зоне авлакогена, о чем свидетельствуют существенно повышенные мощности отложений и присутствие толщ вулканогенных образований. Формирование разреза, подошва которого не вскрыта, начинается с накопления пачки кварцевых песчаников и алевролитов нижних частей богдотаасской свиты, происходившего, видимо, в прибрежно-морских условиях. Затем территория испытала незначительное погружение, и в улахан-курунгское время началось образование доломитов глинистых, строматолитовых, онколитовых и обломочных, часто кремнистых в относительно более глубоководных условиях.

Унгуохтахское время среднего рифея характеризуется образованием карбонатно-терригенной формации – различных карбонатно-кремнистых сланцев, алевролитов, часто известковистых. Формирование карбонатного чехла сопровождалось активизацией базитового магматизма, связанного, видимо, с процессами платформенного рифтогенеза. Центры извержений располагались в протяженной зоне субмеридионального простирания, в которой на изолированных участках накапливались в условиях суши и прибрежного мелководья толщ туфов витрокластических и литокластических и маломощных потоков базальтов. Эксплозивный вулканизм сопровождался внедрением синхронных комагматичных интрузий – маломощных даек и силлов.

В начале позднего рифея терригенный стиль осадконакопления сменяется на карбонатный. В обширном морском бассейне в условиях прибрежного мелководья формируется барьерный риф, сложенный водорослевыми известняками хапчаньрской свиты. Верхняя, существенно терригенная часть свиты сложена аргиллитами, алевролитами, иногда доломитами и кварцевыми песчаниками.

Вторая половина позднего рифея, которой соответствует уджинская свита, образуется преимущественно из терригенных образований – кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с линзами конгломератов. В начале и середине этого времени терригенные осадки сменяются водорослевыми и строматолитовыми доломитами, образующими два мощных пластовых биострома.

Большая общая мощность рифейских образований (более 1800 м) и наличие в разрезе горизонтов вулканогенных пород дают основание полагать, что они формировались в условиях авлакогена. Возможно, им является выделенная по геофизическим материалам протяженная зона в западной половине площади листа R-50.

Завершается рифейский этап развития эпохой интенсивных высокоамплитудных тектонических движений и перестройки структурного плана площади, во время которой рифейские осадки на некоторых участках оказались в значительной степени размыты или даже полностью уничтожены – подобно южному склону Анабарского щита или западному склону Уджинского поднятия. В последнем случае в центральной части поднятия томторская свита венда залегает на улахан-курунгской свите, срезая большую часть разреза. В этот же период была, видимо, заложена и структура Анабарского поднятия.

ВЕНДСКО-КЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП

После весьма продолжительного (около 150 млн лет [40]) глубокого (600–1800 м) предвендского размыва в конце рифея на рассматриваемой площади вновь установился режим карбонатной платформы. С этим этапом связано формирование крупных платформенных структур в северной части Северо-Азиатской плиты, происходившее в условиях пассивной континентальной окраины с типичным платформенным режимом развития при значительно меньшей интенсивности тектонических процессов.

В **раннем венде** происходило накопление относительно мелководных терригенно-карбонатных отложений. В их основании на восточном склоне Анабарского и на Уджинском поднятии залегает базальный горизонт кварцевых песчаников старореченской и томторской свит, связанный, видимо, с подъемом территории, выходом на поверхность кристаллического фундамента и началом формирования Анабарского поднятия. Во второй половине старореченского времени в южной части площади начинается образование относительно мелководных известковистых доломитов, которым на Уджинском поднятии соответствуют глинистые алевролиты с прослоями глауконитовых песчаников и гравелитов, пачки глинистых сланцев томторской свиты. Завершается разрез венда толщиной хемогенных, глинистых, обломочных, строматолитовых, онколитовых и песчаных доломитов томторской свиты, для которых характерна повышенная битуминозность.

На северо-востоке площади в разрезе венда выделяется три регрессивных цикла, соответствующих мастахской, хатыспытской и туркутской свитам. Каждый из них начинается с образования в условиях мелководья терригенной пачки песчаников и конгломератов и заканчивается толщами доломитов (обычно водорослевых, битуминозных) и известняков.

На рубеже венда и кембрия после небольшого перерыва в осадконакоплении начинается очередная трансгрессия, во время которой формировалась пачка терригенных пород: разнородных песчаников с прослоями гравелитов, алевропелитов и мелкозернистых песчаников, выше по разрезу сменяющаяся доломитами, известняками (иногда битуминозными) и мергелями манькайской свиты.

Заканчивается вендское время очередным подъемом территории, перерывом и образованием на некоторых участках кор выветривания.

Кембрийский этап начинается с образования доломитистых известняков и мергелей, перекрытых известняками, иногда органогенными и глинистыми эмяксинской свиты. На востоке площади и на Уджинском поднятии ей соответствуют известняки и глинистые их разности, реже – мергели еркекетской свиты, изредка содержащие прослой внутриформационных известняковых конгломератов и прослоев, обогащенных глауконитом.

На границе нижнего и среднего кембрия без видимого перерыва начинается образование доманикоидной битуминозной формации куонамской свиты. В это время в условиях весьма обширного мелководного бассейна и резкой вспышки биологической активности накапливаются известково-глинисто-кремнистые битуминозные сланцы, переслаивающиеся с глинистыми битуминозными известняками. В этих породах – обилие планктонных

водорослей, о чем свидетельствуют найденные остатки халцедоновых раковин диатомей.

В оленёкское время среднего кембрия глубоководные условия сменились мелководными, в которых формировались глинистые известняки, а затем и терригенно-карбонатные отложения: ритмично переслаивающиеся известняки и мергели с линзами детритовых и окремнелых известняков джахтарской свиты. Затем в таком же мелководном бассейне формировалась силигирская свита, сложенная мергелями, глинистыми и алевролитистыми известняками; в этих породах на севере территории обнаружены ясные признаки мелководных условий: перекрестная косая слоистость, волноприбойная рябь, следы подводных оползаний.

На севере площади и в долине р. Анабар оленёкской, джахтарской и силигирской свитам соответствует их фациальный аналог – анабарская свита. Она представляет собой по существу крупную органогенную постройку – биостромный массив, сложенный однообразной толщей рифогенных доломитов, который простирается в субширотном направлении в северной части площади.

В конце среднего кембрия происходило накопление преимущественно карбонатных осадков – глинистых, алевролитистых и доломитистых известняков и мергелей чомурдахской свиты.

В позднекембрийское время накапливались ритмично переслаивающиеся известняки, алевролитистые и глинистые известняки и известковые мергели, с линзами известняковых конгломерато-брекчий кутугунской свиты.

На вендско-кембрийском этапе в регионе образуется Анабаро-Оленёкская антеклиза с рядом осложняющих ее структур более высоких порядков: Суханской впадиной, возможно – Уджинским поднятием. Этот этап завершается поднятием территории и размывом.

ОРДОВИКСКО–РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАП

Осадочные отложения, соответствующие периоду с ордовика (возможно, конца кембрия) до среднего карбона(?), на площади листа R-50 отсутствуют, поэтому восстановить историю геологического развития этого весьма продолжительного – около 180 млн лет – периода достаточно сложно. Скорее всего, эта область на данном этапе испытывала устойчивое, но незначительное и малодифференцированное по площади воздымание, оставаясь в целом достаточно стабильной. Не исключено, что условия обширного морского бассейна сохранялись в ее пределах до силура, о чем свидетельствуют находки обломков пород с силурийской фауной в брекчиях некоторых кимберлитовых трубок в Суханской впадине. В девоне сводообразование сменилось растяжением и континентальным рифтогенезом, широко проявленным в девонско-раннекаменноугольное время на территории Северо-Азиатского кратона.

Спокойный в целом ход геологического развития площади в этот период осложнялся несколькими эпизодами среднепалеозойской эпохи тектономагматической активизации Сибирской платформы, с которыми связано формирование трех магматических формаций: щелочных ультраосновных пород и карбонатитов уджинского и чимаро-уджинского комплексов, плат-

форменных траппов молодо-уджинского комплекса и кимберлитов средне-оленёкского и толуопско-мерчимденского комплексов.

Возникновение линейной ассоциации массивов Уджинской провинции субмеридионального простирания связано, возможно, с разрывными нарушениями, унаследованными со времени формирования рифейского авлакогена. Оно привело к образованию валообразного Уджинского поднятия и интенсивному проявлению разрывной тектоники на его западном крыле и южном окончании. Общая амплитуда поднятия составляет не менее 1800 м. Образование крупных плутонических массивов представляло собой длительный процесс, связанный с дифференциацией исходных магм в глубинном магматическом очаге и последовательным многократным внедрением в магматическую камеру расплавов различного состава, вызывавших метасоматоз и гидротермальные изменения возникших ранее магматических фаз. В истории формирования массива Томтор выделяется пять магматических фаз, характеризующихся определенным химическим и минеральным составом. Заключительной стадией этого процесса явилось образование обширной серии мелких эруптивных вулканических тел преимущественно центрального, реже – трещинного типа альнётит-тингуаитовой формации. Развитие Уджинского поднятия продолжалось и в последующие геологические эпохи, вплоть до кайнозоя.

С каменноугольным этапом рифтогенеза, соответствующим, видимо, времени образования Кютюнгинского грабена, связано и возникновение Молодо-Попигайской зоны разрывных нарушений северо-западного простирания и ассоциирующей с ней многочисленной серии даек молодо-уджинского комплекса. Этот процесс охватил практически всю площадь листа за исключением его центральной части, но особенно интенсивно он проявился в пределах Куойкского поднятия. Дайки использовали при внедрении разрывы, густота которых на восточной границе площади листа достигает 3–5/1 км. По некоторым разломам происходили вертикальные, возможно, и горизонтальные подвижки, но амплитуда их, измеряемая десятками метров, не изменяла общего тектонического плана площади, приводя лишь к незначительному его моделированию.

Юго-восточная часть площади листа в конце девона–начале карбона являлась областью широкого развития процессов щелочно-ультраосновного магматизма, связанного, возможно, с активизацией обширной Далдыно-Оленёкской кимберлитоконтролирующей зоны северо-восточного простирания. Область наиболее интенсивного проявления кимберлитового магматизма охватывает центральную (где расположена наиболее многочисленная ассоциация тел – Укукитское поле), в меньшей степени – южную часть Суханской впадины и юго-западный борт Куойкского поднятия (Мерчимденское поле). Все эти поля объединяют морфогенетическая идентичность, особенности внутренней структуры и возраст кимберлитовых тел, близость минерального и химического состава слагающих их пород, что позволяет рассматривать их как производные единого мощного эпизода активизации щелочно-ультраосновного магматизма.

Большинство кимберлитовых тел Укукитского, Огонёр-Юряхского и Чо-мурдахского полей связаны с системами тектонических нарушений северо-восточной ориентировки. В Мерчимденском поле контролирующими раз-

рывными нарушениями служат разломы северо-западной ориентировки: вероятно, время его формирования несколько отличается от остальных полей этого комплекса.

По некоторым данным, с кимберлитовыми полями связаны куполовидные поднятия с амплитудой до нескольких десятков и даже сотен метров.

На конец девона, а также большую часть карбона приходится очередной этап глубокого размыва. Его амплитуду можно косвенным образом оценить по глубине эрозионного среза кимберлитовых тел. Изначально каждая кимберлитовая трубка представляла собой своеобразную вулканическую структуру эксплозивного типа – кратерную воронку глубиной десятки–первые сотни метров, окруженную прикратерным валом. Верхние части трубок заполнены кратерными фациями – ксенобрекчиями кимберлитов, которые на глубине от нескольких сот метров до 1 км сменяются абиссальными фациями – массивными породами интрузивного облика. Большинство кимберлитовых тел района на уровне современного эрозионного среза выполнено переходными разновидностями пород; исходя из этого, общая глубина среза кимберлитовых тел должна быть не менее 1–1,5 км. О большой глубине эрозионного вскрытия кимберлитового комплекса свидетельствует также обилие даек и штоков – тел, не вышедших на дневную поверхность в момент своего становления.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ–РАННЕТРИАСОВЫЙ ЭТАП

Эпоха весьма продолжительного предпермского перерыва в осадконакоплении характеризовалась резкой сменой тектонического режима развития и перестройкой структурного плана площади. С конца девона и в каменноугольное время она являлась областью пенепленизации и формирования мощных кор латеритного выветривания в условиях влажного жаркого климата и интенсивного развития биоты. Осадки, относящиеся к началу этого этапа, на площади листа почти не сохранились, будучи уничтожены предпермским размывом. Они отлагались во впадинах рельефа на мощной коре выветривания. Несколько таких впадин выявлены в центральной части массива Томтор, в которой под континентальными пермскими отложениями залегают озерно-делювиальные образования, сложенные продуктами разрушения и переотложения коры латеритного выветривания карбонатитов – томторская толща. Ее образование сопровождалось широким развитием растительного покрова.

В начале раннепермского периода после очередного перерыва началось формирование континентальной аллювиальной и прибрежно-дельтовой терригенной угленосной формации, образованной осадками всех трех отделов перми. Она сохранилась только в северной части территории листа R-50, на пассивной окраине Сибирского континента, в пограничной зоне с Лено-Анабарским прогибом, но ранее была распространена, возможно, более широко. Этим образованиям свойственна сильная фациальная изменчивость. Угленосная толща залегает либо на каменноугольной коре выветривания, либо со значительным перерывом перекрывает формации среднего и нижнего

палеозоя, а иногда и более древние. С основанием угленосной формации связан базальный горизонт крупнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Выше по разрезу число и мощность пластов алевролитов и аргиллитов увеличивается, часто встречаются линзовидные пласты внутриформационных конгломератов. Общая мощность формации достигает 400 м. Между нижней и средней пермью имеется внутриформационный разрыв.

В раннем триасе континентальное терригенное осадконакопление сменяется в связи с активизацией Сибирского суперплюма, ограниченным по времени и в пространстве периодом интенсивной вулканической деятельности, которая приходится на индский век раннего триаса. В полосе северо-западного простираия, в общем виде совпадающей с краевой зоной развития пермской угленосной формации, под влиянием плюма возникла серия кулисообразно расположенных разломов, служивших подводными каналами для подъема магматического вещества из глубинных очагов. Эксплозивная и эффузивная деятельность образовавшихся при этом центров вулканических извержений привела к возникновению Молодинского вулканического пояса, в котором накапливались вулканогенные, вулканогенно-осадочные и тесно ассоциирующие с ними и комагматичные им интрузивные породы, образующие единый вулканический комплекс. Он простирается от восточной границы площади листа в районе устья р. Мерчимден в северо-западном направлении до устья р. Удя на ее западной границе, имея продолжение как к северо-западу, так и к юго-востоку. Общая протяженность пояса превышает 450 км.

На крайнем северо-западном окончании пояса, в районе развития эбехаинского трахидолеритового комплекса, состав вулканитов меняется, и в разрезе вулканогенных толщ туфы и базальты нормального состава чередуются с аналогичными породами субщелочного ряда. Это объясняется, видимо, изменением химизма магматических очагов в связи с латеральным изменением состава мантии в данной части Сибирской платформы или глубины их заложения.

Период проявления траппового магматизма определяется в настоящее время достаточно уверенно; продолжительность активного вулканизма укладывается в очень короткий (около 1 млн лет) интервал времени на рубеже перми и триаса ~250–251 млн лет.

К северо-востоку от Молодинского пояса в это время в прибрежно-морских условиях шло образование раннетриасовых осадочных и вулканомиктовых отложений, синхронных толще вулканитов и являющихся их фациальным аналогом.

СРЕДНЕТРИАСОВЫЙ–МЕЛОВОЙ ЭТАП

В южной, большей части площади листа в среднем триасе господствовал, вероятно, как и на всей Анабаро-Оленёкской антеклизе, устойчивый континентальный режим, и осадконакопление либо не происходило, либо синхронные отложения были размыты в предюрское время. Но ее окраинные части, представлявшие собой, как и в перми, пассивную окраину континента, были покрыты морем, в котором накапливались прибрежные терригенные песчано-глинистые осадки.

На восточном склоне Анабарского щита и прилегающих к нему участках Анабарского сводового поднятия в период с конца среднего триаса до начала ранней юры широкое развитие получили процессы щелочно-ультраосновного магматизма, что привело к формированию в этом районе многочисленных кимберлитовых тел, сгруппированных в четырех полях: Дюкенском, Луча-канском, Куранахском и Усть-Силигирском. Все они тяготеют к зоне контакта щита и платформенного чехла; их возникновение контролируется, как считается, системой глубинных разломов, осложняющих строение этой зоны.

Разрез юрской толщи представлен отложениями трех трансгрессивно-регрессивных ритмов. Для нижнего – геттанг-раннеааленского характерны многочисленные внутрiformационные перерывы, высокая фациальная изменчивость отложений, что вызвало необходимость выделить на площади листа три различные структурно-формационные области. Образования титон-берриасского ритма представлены относительно глубоководными морскими, преимущественно глинистыми фациями, характеризующимися почти полным отсутствием выноса терригенного материала с континента.

В позднеюрское время район Уджинского поднятия испытал инверсию, результатом которой явилась ингрессия морского бассейна, во время которой сформировался залив, внедрившийся в сушу в южном направлении более чем на 100 км. Снос осуществлялся исключительно со стороны континента. Минералогический состав отложений ранней и средней юры показывает, что областью сноса являлись Анабарский массив и Уджинское поднятие.

В это же время к востоку от границы листа R-50 в результате очередной активизации щелочно-ультраосновного магматизма возникло верхнеюрское Куойкско-Молодинское кимберлитовое поле. В пределы рассматриваемой площади входит только ее небольшой кластер кимберлитовых трубок Кыран куойкско-молодинского комплекса.

Несколько позже (середина поздней юры–начало раннего мела) в зоне контакта щита и платформенного чехла была сформирована группа ультраосновных щелочных интрузий с карбонатитами. Некоторые из них (Мальд-жангарка и др.) вскрыты современным эрозионным срезом, но другие залегают на некоторой глубине под современной поверхностью, и их присутствие установлено только по геофизическим данным. С этими интрузивными массивами ассоциируют серии мелких тел-сателлитов, обычно интенсивно измененных гидротермальными и метасоматическими процессами. К их числу относятся образования Биригиндинского поля карбонатитов, образующих в пределах рассматриваемой площади ассоциацию весьма тесно сближенных трубок взрыва, сложенных эксплозивными брекчиями, магматическим очагом которых являлся массив карбонатитов, залегающий на глубине около 1 км.

В меловое время территория испытала поднятие, в результате которого морские условия осадконакопления сменились континентальными. В начале этого времени на северной границе площади формировались отложения кигильхской свиты, относящиеся к прибрежно-морской (шельфовой и дельтовой) терригенной формации – переходной между морскими юрскими и вышележащими угленосными континентальными отложениями мела. Они представлены песками, песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов

и углей, линзами гравелитов и конгломератов; содержат остатки древесной растительности.

В период от позднего альба до раннего эоцена в условиях жаркого влажного климата формировалась латеритная кора выветривания; на выровненных поверхностях, сложенных компетентными карбонатными породами, активно развивались процессы карстообразования. На междуречье Анабар–Удя было образовано обширное поле карстовых воронок, достигающих глубины 150 м. Глубокие части этих воронок заполнены глинистым материалом с обломками сильно измененных, иногда бокситизированных основных пород мощностью до 70 м.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Кайнозойская история развития региона связывается с раскрытием Евразийского суббассейна, предполагается, что его начало – около 56 млн лет назад, в конце палеоцена–эоцена. В это время в пределах региона господствовали процессы денудационного выравнивания и корообразования. Реликты коры выветривания этого возраста установлены на междуречье Марха–Тюнг (лист Q-50). На изученной территории известны маломощные коры выветривания каолинового профиля (маспакынская толща позднего эоцена–олигоцена). Глубокое химическое выветривание происходило в условиях субтропического теплого влажного климата.

Конец миоцена знаменует этап глобальной (мессинской) регрессии Мирового океана. Она выражена на Лаптевоморском шельфе резким несогласием, последовательно срезающим с запада на восток все комплексы отложений, вплоть до выступов складчатого основания [41]. В миоцене–раннем плиоцене в регионе устанавливается обстановка сжатия и активизируются восходящие движения.

В плиоцене в результате медленного погружения Лено–Анабарского прогиба (или повышения уровня моря) его северная часть покрывается водами мелководного бассейна. Выведенные в результате длительной денудации в миоцене–плиоцене на дневную поверхность мезозойские породы были непосредственно перекрыты плиоцен–нижнеоплейстоценовыми осадками. Литологический состав отложений указывает на то, что формирование этих осадков, по-видимому, происходило в мелководных морских условиях со значительным влиянием речного стока [81].

Тектоническая активность в конце плиоцена и в нижнем–среднем плейстоцене привела к расчленению поверхностей выравнивания предыдущих геологических эпох. Вместе с деструкцией рельефа разрушались и коренные источники полезных ископаемых. К позднему плиоцену относится отложение в долинах продуктов выветривания эбеляхской толщи, содержащей алмазы.

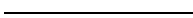
В конце среднего–начале позднего неоплейстоцена произошла последняя значительная бореальная трансгрессия, приведшая к затоплению района до гипсометрических уровней от 170 до 200 м. В Лено–Анабарском прогибе откладывались преимущественно фации опресненного бассейна (онгорбутская толща). Непосредственно морские фации можно предполагать на востоке

района в основании разрезов неотектонических впадин. На западе, в пределах Анабаро-Уджинского междуречья, формировались осадки аллювиально-озерной равнины (харамасская свита).

В раннемуруктинское время произошло снижение уровня моря. В перигляциальной зоне началось формирование ледового комплекса – льдистых полифациальных отложений (едомная и эйкская свиты). По последним данным, накопление ледового комплекса началось в позднемуруктинское время, с рубежа около 60 тыс. лет назад [13].

В каргинское время происходит кратковременное повышение базиса эрозии. На востоке района во впадинах накапливаются льдистые озерные отложения с характерным трансгрессивным типом разрезов.

Начало голоцена в Арктике знаменуется потеплением климата (климатический оптимум голоцена). Начинается активное развитие жильного льда и термокарста с образованием озерных котловин.



ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория расположена в пределах Северо-Сибирской низменности и Среднесибирского плоскогорья, которые являются структурами первого порядка, относятся к бассейнам среднего течения рек Анабар и Оленёк. Заложение региональных морфоструктур произошло, вероятно, в олигоцене, дальнейшее развитие они получили в неоген-четвертичное время в результате дифференцированных движений. На протяжении неотектонического этапа была сформирована в разной степени расчлененная денудационная равнина с наложенными аккумулятивными формами и осложненная неотектоническими депрессиями.

Северо-Сибирская низменность (I) расположена на севере листа и в структуре фундамента отвечает Лено-Анабарскому прогибу. Поверхность низменности полого наклонена на север, высотные отметки колеблются от 150 до 100 м, глубина расчленения рельефа достигает 60 м. Рельеф сформирован в результате сочетания аккумулятивных и денудационных процессов в среднем–верхнем неоплейстоцене–голоцене. Для низменности характерны два типа рельефа: комплексной денудации и аккумулятивный. Первый сформирован на поднятиях с абс. отм. до 150 м, где покров рыхлых четвертичных осадков полностью или частично размыт. Долины рек, текущих на юг, имеют ящикообразный или трапециевидный профиль с хорошо выраженной первой террасой. Реки, текущие на север, отличаются узким врезанным руслом и крутым ступенчатым продольным профилем. Аккумулятивный рельеф развит во впадинах, выполненных средне-верхнеоплейстоценовыми осадками, и сохранился фрагментарно на плоских водоразделах. Первичный аккумулятивный рельеф преобразован термокарстовыми процессами с образованием «едомного» рельефа с буграми пучения и термокарстовыми озерами.

Среднесибирское плоскогорье (II) занимает большую часть территории и имеет сложное строение, зависящее от литологии пород субстрата, наложенной четвертичной аккумуляции и интенсивности неотектонических движений. В его составе выделяются структуры второго порядка: Уджинский выступ, Уджа-Оленёкское низкое плато, Анабаро-Беректинская возвышенная равнина, Среднеолёнёкское ступенчатое плато, Моторчуно-Молодинское пологонаклонное плато.

Уджинский выступ (1) приурочен к Чимара-Уджинской зоне разломов и соответствует Уджинскому поднятию, сложенному дислоцированными породами протерозоя. Зона разломов трассируется прямолинейными долинами

рек Чымара и Чоппо-Делинге, что свидетельствует о ее неотектонической активности. Выступ расчленен субширотными разломами, по которым он ступенчато погружается в северном направлении, где перекрывается юрскими и четвертичными породами. В рельефе выражена южная часть выступа с высокими абс. отм. (до 270 м).

Уджа-Оленёкское низкое плато (2), бронированное магматическими породами основного состава, в западной части территории приурочено к зоне сочленения основных тектонических структур региона – Лено-Анабарского краевого прогиба и Анабаро-Оленёкской антеклизы. Плато характеризуют два типа денудационно-конструктурного рельефа: субгоризонтальное плато, образовавшееся в результате литоморфной препарировки магматических пород пермо-триаса (абс. отм. 250–300 м) с крутыми, осыпными склонами и пологонаклонные и холмистые поверхности на моноклинально залегающих терригенных породах пермского возраста (абс. отм. 150–200 м).

Анабаро-Беректинская возвышенная равнина (3) сформирована на субгоризонтально и пологонаклонно залегающих породах кембрия и граничит на северо-востоке с Уджа-Оленёкским плато, а на юге и юго-западе – со Среднеоленёкским плато. В структурном отношении она приурочена на западе к восточному крылу Анабарского сводового поднятия, а в центральной части – к северо-западному замыканию Суханской впадины. Амплитуда новейших движений оценивается в 100–200 м.

На равнине развит рельеф комплексной денудации – пологоувалистая платообразная поверхность на субгоризонтально залегающих карбонатных породах кембрия (абс. отм. 150–200 м) с реликтами наложенной аккумуляции неоген-четвертичного возраста. Этот тип рельефа характерен для центральной и юго-западной частей равнины, где рыхлый покров развит фрагментарно или полностью размыт.

На западе, в пределах Анабаро-Уджинского междуречья развит аккумулятивный тип рельефа.

Среднеоленёкское ступенчатое плато (4) занимает большую часть территории и сформировано на моноклинально залегающих карбонатных породах кембрия, для которых характерно ритмичное строение толщ. В структурном отношении западная часть плато соответствует восточному крылу Анабарского сводового поднятия, восточная часть – Суханской впадине. Абс. отм. плато колеблется от 250 до 400 м (на юго-западе). Амплитуда новейших движений оценивается в 200–250 м. Для плато характерен денудационно-конструктурный тип рельефа, обусловленный литоморфной препарировкой кембрийских карбонатных толщ.

Моторчунно-Молодинское пологонаклонное плато (5) расположено на юго-востоке территории. В структурном отношении соответствует центральной части Суханской впадины, в юго-восточной части выделяется Мунский свод. На западе плато граничит со Среднеоленёкским ступенчатым плато. Граница проходит вдоль западного склона привершинной части Лено-Оленёкского водораздела. На западном склоне водораздела притоки р. Оленёк короткие, с глубоко врезанными руслами. На восточном склоне водотоки более протяженные, с широкими долинами, что обусловлено пологом погружением кембрийских пород в юго-восточном направлении. Абс. отм. плато 280–320 м.

Амплитуда новейших движений оценивается в 150–200 м. Рельеф принадлежит к денудационно-конструктурному типу.

Современный облик рельефа территории в первую очередь обусловлен направленностью и интенсивностью кайнозойских тектонических движений, определяющих характер денудационных и аккумулятивных процессов. Литологические и текстурные характеристики докайнозойских и кайнозойских пород определяют их устойчивость к денудации. Климатические условия голоцена играют существенную роль в преобразовании аккумулятивного рельефа.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

По степени влияния рельефообразующих факторов на территории выделяются три генетические группы рельефа: тектоногенная, денудационная и аккумулятивная.

Тектоногенная группа

Пликативный тип рельефа (1) характеризует Уджинский выступ, сложенный дислоцированными породами протерозоя. Выступ представляет собой узкую, меридионально вытянутую гряду с абс. отм. до 270 м, дискордантную по отношению к окружающему рельефу. Гряда асимметрична: западный склон крутой и короткий, восточный более протяженный и пологий. Уплощенные вершины гряды покрыты элювием, на западном склоне в привершинной части в крутых обрывах обнажаются коренные породы. Склоны перекрыты делювиальными и делювиально-солифлюкционными образованиями. В нижней, придолинной части западные склоны обрывисты.

Формирование выступа обусловлено неотектонической активностью Чымара-Уджинской зоны разломов. Связь с новейшей тектоникой выражается доминирующим и дискордантным положением гряды относительно окружающего рельефа, резкими прямолинейными западной и восточной границами, трассирующимися прямолинейными долинами верховьев рек Чоппо, Делинге, Чымара и Токур-Уджа. К западу и к востоку от поднятия эти реки резко меняют свое направление на северо-восточное, что, вероятно, объясняется влиянием секущих (или оперяющих?) разломов соответствующего простирания. Связь долин основных рек к западу от Уджинского выступа с зонами трещиноватости отмечалась многими исследователями. В южной части прямолинейность гряды нарушается резким коленообразным изгибом к западу. Такая конфигурация предполагает левосдвиговую составляющую у Уджинской зоны. На севере Уджинский выступ ограничен или смещен разрывным нарушением северо-западного простирания, прослеживаемым через верховья р. Чымара, вероятно, являющимся одним из составляющих Молодо-Попигайской зоны. По широтной зоне, прослеживаемой через верховья рек Налим-Делинге и Томтор, северная часть выступа опущена.

Рельеф сформировался за четвертичное время, поскольку предполагаемые палеогеновые и плиоценовые осадки в окружении выступа переотложены и захоронены под неоплейстоценовым аллювием.

Денудационная группа

В денудационной группе два типа рельефа: рельеф комплексной денудации и денудационно-конструктурный. К типу комплексной денудации отнесены области, где в четвертичное время денудационные процессы неоднократно сменялись аккумуляцией с последующей денудацией осадочных покровов на неотектонических поднятиях. Денудационно-конструктурный рельеф сформирован на участках, испытавших преимущественное поднятие на неотектоническом этапе и сложенных устойчивыми к выветриванию породами.

Рельеф комплексной денудации характерен для холмисто-грядовой и пологоволнистой равнины на субгоризонтально залегающих юрско-меловых терригенных осадочных породах (абс. отм. 100–150 м) с реликтами наложенной аккумуляции неоген(?)–четвертичного возраста (2) Северо-Сибирской низменности. Морфологически это слабонаклонная, волнистая или горизонтальная ступенчатая равнина. На отдельных вершинах сохранились реликты неогеновых(?) и средне-верхнеоценовых отложений. На пологих склонах развиты делювиальные и делювиально-солифлюкционные шлейфы. Эрозионный врез достигает юрско-меловых пород цоколя.

На севере равнина имеет холмисто-грядовый облик. Гряды имеют субширотное простирание, осложнены структурными уступами, отражающими чередование пород различной эрозионной устойчивости. Холмисто-грядовый рельеф наиболее распространен на междуречье Бур–Беенчима в бассейне верхнего течения р. Куойка и характеризуется сильной и средней расчлененностью. Субширотные гряды с извилистыми узкими поверхностями и крутыми ступенчатыми склонами разделены V-образными долинами. Долины имеют неширокие пологовогнутые днища с комплексом низких аккумулятивных террас. Междуречье Бур–Беенчима асимметрично: северный склон более крутой и короткий, глубоко врезанные в него долины ручьев имеют ступенчатый профиль и большой уклон русла. Южный склон значительно положе, длиннее и имеет более сглаженные формы. Асимметричный профиль водораздела обусловлен моноклинальным залеганием юрских пород, повышенная расчлененность и ступенчатый профиль долин и ручьев свидетельствуют о неотектонической активности района, с которой также связано формирование неотектонических впадин, приуроченных к субширотным долинам рек Бур, Беенчима, Куойка, верховьям рек Сектелях и Мас-Удя, а также Ары-Онгорбутской впадины.

Современный облик рельефа сформировался в результате взаимодействия денудационных и аккумулятивных процессов во время среднего неоплейстоцена–голоцена.

В результате комплексной денудации сформирована *пологоувалистая платообразная поверхность* на субгоризонтально залегающих карбонатных породах кембрия (3) (абс. отм. 150–200 м) с реликтами наложенной аккумуляции среднего–верхнего неоплейстоцена Анабаро-Беректинской возвышенной равнины. Основными факторами, формирующими рельеф, являются речная эрозия и плоскостной смыл на фоне общего подъема территории. Для рельефа равнины характерны сглаженные формы широких водоразделов с плоскими и слабовыпуклыми вершинами. Вершинные поверхности плавно

переходят в пологие склоны. При приближении к долинам крупных рек на склонах прослеживаются небольшие структурно-денудационные уступы, местами скальные обрывы высотой 10–20 м. На междуречьях рек Бильях, Эбелях, Маспаки вершинные поверхности и, частично, склоны перекрыты чехлом рыхлых отложений среднего–верхнего неоплейстоцена.

К югу и к востоку от долины р. Маспаки рыхлые покровные отложения сохранились фрагментарно, и их мощности значительно сокращены. Вероятно, это связано с более значительным подъемом этих территорий в позднем неоплейстоцене. Амплитуда новейших движений для Анабаро-Беректинской возвышенной равнины оценивается в 100–200 м.

Вершинные поверхности, свободные от рыхлого чехла, покрыты суглинисто-дресвяным элювием. Пологие склоны перекрыты делювиально-солифлюкционными образованиями, которые в нижних частях склонов имеют значительные мощности и перекрывают пойменные и надпойменные террасы.

Возраст современного рельефа Анабаро-Беректинской возвышенной равнины – средний неоплейстоцен–голоцен.

Денудационно-структурный тип рельефа. Пологонаклонные и холмистые поверхности на моноклинально залегающих терригенных осадочных породах пермского возраста (4) развиты в пределах Уджа-Оленёцкого плато. Водоразделы имеют вид удлиненных гряд и увалов со сглаженными гребнями и пологими склонами. Склоны характеризуются средней крутизной и вогнутым профилем. Характерной особенностью рельефа является широкое развитие скальных гряд, образованных отпрепарированными дайками магматических пород. Долины рек широкие до (2–3 км) и глубокие (до 70 м), борта долин плавно переходят в водоразделы.

Субгоризонтальное плато (5), образовавшееся в результате литоморфной препарировки магматических пород триаса (абс. отм. 200–300 м) определяет основные черты рельефа Уджа-Оленёцкого плато. Поверхность плато интенсивно расчленена на отдельные плосковерхие останцы. Глубина расчленения плато достигает 150 м. Субгоризонтальные поверхности покрыты мелкоглыбовым маломощным элювием.

Склоны останцов плато, образовавшиеся в результате литоморфной препарировки магматических пород (6), крутые, осыпные, ограниченные в верхней части денудационными уступами высотой от 10 до 50 м. Под уступами развиты обвальные шлейфы, сложенные крупноглыбовым коллювием. На востоке территории протяженный денудационный уступ высотой 40–50 м вдоль южной границы Куойкской впадины, ограничивает с севера плато и является структурной границей Северо-Сибирской низменности и Среднесибирского плоскогорья.

Долины рек узкие, с крутыми, ступенчатыми, нередко обрывистыми склонами. Некоторые реки, пересекая плато, образуют каньоны (р. Сектелях). В настоящее время в результате тектонической активизации Среднесибирского плоскогорья происходит дальнейшее расчленение плато.

Пологонаклонное плато с абс. отм. 280–320 м на моноклинально залегающих карбонатных породах кембрия с реликтами наложенной аккумуляции четвертичного возраста (7). Широкие плоские или слабоволнистые поверхности водоразделов часто заболоченные, с маломощным чехлом криогенных

полигенетических образований эйкской свиты позднего неоплейстоцена. Поверхность междуречий плавно переходит в выположенные склоны со слабо выраженной ступенчатостью, перекрыты плащом делювиально-солифлюкционных образований и прорезанные многочисленными деллями. Глубина эрозионного вреза не превышает 50–80 м.

Расчлененное ступенчатое плато на моноклиально залегающих карбонатных породах кембрия с абс. отм. 250–400 м (8) занимает обширную территорию в южной половине листа. Рельеф плато не однообразен, на юге и юго-западе рельеф выше и более расчленен с выраженным ступенчатым строением склонов, в восточной части территории уровень рельефа ниже и склоны более пологие.

Поверхности водоразделов расчлененного плато отделены от склонов с четко выраженной бровкой. Преобладающими являются слегка выпуклые склоны средней крутизны с углами наклона 4–10°. Они имеют ступенчатый профиль, обусловленный различной стойкостью пород к процессам денудации. Ступенчатость выражается в чередовании крутых, а иногда скалистых обрывов либо выположенных структурных уступов высотой от 0,5 до 7 м, реже до 20 м, с полого наклоненными площадками шириной до десятков, а иногда и сотен метров. У подножий склонов встречаются обвально-осыпные участки, протяженность таких участков достигает нескольких километров при высоте до 150 м. Образование осыпей связано с денудацией на склонах и речной эрозией, подмывающей берега. В некоторых местах в средних и нижних частях крутых склонов наблюдаются широкие полосы оползней. На пологих склонах развиты процессы солифлюкции и морозного вспучивания.

Время формирования денудационно-конструктурного рельефа – эоплейстоцен–голоцен.

Аккумулятивная группа

Флювиальная подгруппа

Аллювиальный тип рельефа (9) развит во всех геоморфологических районах и представлен надпойменными террасами, а также высокой и низкой поймой, русловыми отложениями.

На территории Северосибирской низменности долины рек трапецевидные с крутыми склонами, четкими бровками и горизонтальным слабо террасированным днищем. На основных реках прослеживаются первая и вторая надпойменные террасы. Река Удя, приуроченная на западе территории к южной границе Северо-Сибирской низменности, имеет хорошо разработанную долину шириной 4–6 м, поперечный профиль долины асимметричный, правый склон крутой, часто обрывистый, левый – пологий, террасированный, глубина вреза 80–100 м. Террасовый комплекс представлен двумя надпойменными террасами. Вторая скульптурно-аккумулятивная терраса сохранилась на отдельных участках, относительная высота ее – 12–15 м. Аккумулятивные террасы: первая надпойменная (высота 7–8 м), высокая и низкая поймы (высота 2–5 м) выполняют все днище долины.

В пределах Анабаро-Беректинской возвышенной равнины основные реки имеют северо-восточное и субмеридиональное направление и связаны с трещинно-разрывной сеткой в коренных породах, трассирующей зонами дробления [46]. Долины рек имеют в верховьях U-образный профиль с широкими днищами, в нижнем течении реки характеризуются более глубоким врезом и V-образным профилем. Террасовый комплекс представлен тремя надпойменными террасами и двумя уровнями пойм. Третья надпойменная терраса в большинстве долин сохранилась на локальных участках и перекрыта аллювием более молодых террас. Казанцевская терраса прослеживается только в долине р. Мал. Куонамка и имеет высоту 70 м. Тыловой шов и бровка террасы плохо выражены в рельефе, ширина ее – 4 км, поверхность расчленена боковыми притоками на отдельные останцы.

Вторая надпойменная терраса также в большинстве долин развита фрагментарно и только в долине р. Мал. Куонамка прослеживается по обоим бортам. Ширина террасы колеблется от 20 до 500 м, высота 7–16 м. Бровка и тыловой шов часто закрыты делювием. Первая надпойменная терраса высотой 4–7 м, шириной не более 350 м, развита повсеместно. Бровка и тыловой шов выражены четко. Высокая и низкая поймы также развиты во всех долинах, максимальная ширина террас – 400 м, минимальная – 50 м, высота соответственно – 0,5 и 2 м.

Для рек Среднеоленёкского ступенчатого плато характерны хорошо выработанные долины асимметричного корытообразного поперечного профиля с широкими днищами (до 1,5–2,5 км) и относительно узкими руслами – до 50 м. Террасовый комплекс представлен тремя террасами, высокой и низкой поймами. Четвертая терраса выделена только в долине р. Оленёк. Третья терраса также развита локально на крупных реках, она сильно наклонена в сторону русла, бровка, как правило, размыта, тыловой шов сливается со склоном. Вторая эрозионно-аккумулятивная терраса прослеживается на всех основных реках, ее высота у бровки – 25–30 м.

Долина р. Оленёк на востоке плато узкая, глубоко врезанная, с довольно крутыми, ступенчатыми, местами обвально-осыпными склонами. В долине на одних участках террасы не развиты совсем, на других спорадически прослеживаются три надпойменные террасы, а также высокая и низкая поймы.

Долины рек Моторчуна и Кюннюктях в пределах Моторчуно-Молодинского плато асимметричны, находятся в стадии врезания, местами с обрывистыми скальными берегами, врезанными меандрами и ущельеобразными долинами притоков. В верхнем течении рек террасовый комплекс представлен пойменными террасами. Ниже по течению усиливается глубинная эрозия, долина приобретает трапециевидный профиль и более крутые склоны, появляются надпойменные террасы. Вторая надпойменная скульптурно-аккумулятивная терраса развита локально на правобережье, ее высота – 12–18 м, ширина 300 м. Первая надпойменная скульптурно-аккумулятивная терраса также прослеживается на правобережье на локальных участках, высота – 5–8 м, ширина – около 1 км. Поверхность террас заболочена, мелкобугристая, с озерами-старичами.

Начало формирования аллювиального рельефа (определяется возрастом самой древней террасы) – средний неоплейстоцен, процесс продолжается до настоящего времени.

Бассейновая подгруппа

Озерный тип рельефа. Пологоволнистые и плоские озерные равнины наложенных неотектонических впадин (10) выделяются в пределах Северо-Сибирской низменности и характерны для Ары-Онгорбутской, Беенчиминской, Куойкской и Сектеляхской впадин, выполненных осадками средне-позднеплейстоценового возраста. Среди волнистой аккумулятивной равнины выделяются останцы рельефа с маломощным плащом рыхлых отложений. На участках со значительной мощностью осадков наблюдаются котловины проседания, вызванные термокарстовыми процессами. Для озерной равнины характерен мелкобугристый, холмистый рельеф. Невысокие (15–20 м) холмы со сглаженными очертаниями разделены плоскими заболоченными понижениями с озерами и комплексом озерных террас. На озерных заболоченных понижениях интенсивно развиты процессы мерзлотного пучения, проявляющиеся в образовании булгунняхов.

Реки в пределах аккумулятивных равнин имеют ящикообразную форму, широкую (до 2 км) долину и низкие террасы – первую надпойменную террасу и пойму. Первая надпойменная терраса высотой от 2,5 до 6 м занимает все днище долины, имеет горизонтальную площадку со старичными и термокарстовыми озерами и веерами блуждания. Пойма ниже террасы на 0,5–1,5 м и обычно сливается с ней.

Возраст рельефа – средний неоплейстоцен–голоцен.

Фитогенный тип рельефа. Плоские и слабо вогнутые озерно-палюстринные поверхности (11) развиты во всех геоморфологических областях, где распространены четвертичные рыхлые покровные отложения. Озерно-палюстринные поверхности представляют собой плоские заболоченные равнины с мелкобугристым и полигональным рельефом размерами от 1–2 до 20 км, располагаются на разных гипсометрических уровнях и имеют четко выраженные тыловые швы. Поверхности представляют собой плоские заболоченные равнины с мелкобугристым и полигональным рельефом. Общая равнинность их нарушается холмами-гидролакколитами до 5 м высотой или западинами изометричной формы, которые имеют термокарстовое происхождение. Термокарстовые озера не превышают в поперечнике 150 м, при средней глубине 2–3 м. В настоящее время озерно-палюстринные поверхности активно заболачиваются. Возраст рельефа – поздний неоплейстоцен–голоцен.

Озерно-аллювиальный тип рельефа (12). Пологоволнистые аллювиально-озерные поверхности на денудационном плато выделяются на уплощенных широких водоразделах Анабаро-Беректинской платообразной равнины. Поверхность сложена рыхлыми осадками средне-верхнеплейстоценового возраста. Встречаются мелкие термокарстовые формы – бугры пучения и термокарстовые озера, болота.

Криогенная подгруппа

Лёссовый тип рельефа. Поверхности, сформированные в результате криогенеза (13), выделяются на Северо-Сибирской, Анабаро-Беректинской равнинах и Моторчуно-Молодинском плато. Рельеф сформирован на льдистых полифациальных верхнеолейстоценовых рыхлых отложениях эйкской и едомной свит. Для территорий, где развита едомная свита, характерны различные криогенные формы: бугры пучения, многочисленные термокарстовые озера, по берегам озер и рек развиты столбообразные байджарахи, разделенные канаваобразными понижениями. Криогенный рельеф эйкской свиты отличается меньшим количеством термокарстовых озер, их незначительными размерами. Развиты бугры пучения и полигональные грунты. Возраст рельефа определяется возрастом рельефообразующих образований и временем формирования термокарста – верхний неоплейстоцен–голоцен.

Оловый тип рельефа. Поверхности, сформированные в результате деятельности ветра (14), выделяются на левобережье р. Бур, где песчаные отложения слагают значительные площади, лишённые древесной растительности и располагаются в основном на террасах и пологих склонах. На поверхности развиты дюны (высотой до 5 м), бугры и гряды, воронки и котловины выдувания. Возраст рельефа – голоцен.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В палеогене вся территория представляла собой выровненную равнину, в пределах которой при сохранившейся спокойной тектонической обстановке господствовали процессы денудационного выравнивания и корообразования. Реликты переотложенной коры выветривания установлены на междуречье Марха–Тюнг (Q-50), в долине р. Чымара и Эбеляхском районе. Глубокое химическое выветривание до образования каолиновых глин происходило в условиях тропического или субтропического теплого влажного климата. Такая обстановка характерна для позднеоцен-раннеолигоценового времени. В составе растительности присутствует хвойно-широколиственная листопадная тургайская флора с элементами субтропической флоры.

Со второй половины олигоцена на Сибирской платформенной равнине в результате дифференцированных движений и колебаний базиса эрозии происходило расчленение древнего пенеплена и преобразование его в полого-склонную денудационную и эрозионно-денудационную равнину с незначительными врезами сформированных к этому времени речных долин. В. В. Жуков [81] на основании широкого распространения морских олигоценовых диатомей, встречающихся в переотложенном состоянии во многих четвертичных осадках, предполагает существование в олигоцене мелководного морского бассейна на большей части территории Лено-Анабарского прогиба и Анабаро-Оленёкского междуречья.

В неогеновый период наступила еще одна эпоха выравнивания с образованием коры выветривания неполного профиля. Этот этап выравнивания проходил при расчлененном рельефе и в условиях теплоумеренного климата, когда интенсивно развивались процессы окисления. В миоцене существовала

достаточно богатая лесная растительность тургайского типа с преобладанием семейств сосновых и березовых, с присутствием в большей степени широколиственных растений и в меньшей – растений, тяготеющих к субтропическим ценозам [38].

Во второй половине неогена происходит активизация неотектонических движений, в результате которых были полностью смыты и переотложены все раннее накопленные палеоцен-олигоценовые осадки, одновременно разрушались и коренные источники полезных ископаемых. В эрозионно-карстовых депрессиях откладывались аллювиально-делювиальные ожелезненные галечники эбеляхской свиты, содержащие алмазы.

В период от среднего миоцена до конца плиоцена климат изменялся от умеренного до континентального с колебаниями до резко континентального. Происходило обеднение тургайской флоры до полнейшей ее деградации и формирование новых флор типа таежных с преимущественным развитием темно- и светлохвойной тайги.

Во время наступившего в эоплейстоцене и продолжавшегося до середины среднего неоплейстоцена этапа денудационного развития региона на всей территории происходило расчленение поверхностей выравнивания предыдущих геологических эпох, формирование новых генераций врезов и, как следствие, значительная перестройка долинной сети. К этому времени относится заложение основных мегаформ современного рельефа и крупных речных долин. Дифференцированный характер движений приводит к обособлению двух геоморфологических областей: Северо-Сибирской низменности и Среднесибирского плоскогорья. В пределах плоскогорья преобладала глубинная эрозия, в результате которой образовались глубокие (до 60–80 м) V-образные долины и крупноувалистый рельеф. Все это повлекло за собой размыв и переотложение алмазов и их спутников из более древних промежуточных коллекторов. На Северо-Сибирской низменности в это время преобладали аккумулятивные процессы. Фрагменты отложений раннего неоплейстоцена предполагаются некоторыми авторами [313] в основании разрезов среднего-верхнего неоплейстоцена в Ары-Онгорбутской впадине.

Для начала квартера характерны сомкнутые леса лиственнично-сосново-березового с примесью ели состава, с малым количеством трав, с зеленомошнικο-сфагново-плауновой споровой группой. К среднему неоплейстоцену эти ассоциации сменились безлесной травянистой остепненной. Климат этого времени характеризовался как крайне сухой, резко континентальный.

В конце среднего неоплейстоцена–начале позднего неоплейстоцена казанцевская бореальная трансгрессия привела к замедлению, а затем и к полному прекращению эрозионных процессов и постепенному затоплению района до гипсометрических уровней от 170 до 200 м. Затопленной водами опресненного бассейна оказалась почти вся Северо-Сибирская низменность, а по ранее выработанным долинам ингрессия развивалась далеко в глубь плоскогорья. На реках Анабар, Оленёк и Мал. Куонамка сформировалась третья надпойменная терраса с трансгрессивным строением разреза, что связано с подтоплением территории. Непосредственно морские фации можно предполагать на востоке района в основании разрезов неотектонических впадин. В пределах Анабаро-Уджинского междуречья существовала аллювиально-озерная рав-

нина. Таким образом, на значительной части территории сформировался рельеф аккумулятивных равнин. В южной части района, вероятно, преобладали денудационные процессы.

Казанцевское время характеризуется расселением достаточно сомкнутых сосново-лиственнично-березовых лесов с преобладанием сосны обыкновенной, со значительным участием лиственницы и берез, с лесными видами плаунов, с настоящими папоротниками. Климат был континентальный, довольно влажный.

К концу казанцевского–началу муруктинского времени происходит деградация бореального бассейна, и на большей части территории начинается врезание гидросети и накопление нижних горизонтов аллювия второй надпойменной террасы. В это же время, вероятно, откладываются погребенные галечники Эбеляхского района. Озерное осадконакопление продолжается в небольших остаточных бассейнах. Для муруктинского времени характерен «травянистый» спектр растительности, означающий максимальное обезлесивание территорий в условиях сухого резко континентального климата. К муруктинскому времени относят начало формирования ледового комплекса, продолжавшегося до голоценового оптимума.

В каргинское время вновь повышается уровень моря и происходит обводнение территории. В неотектонических впадинах Ары-Онгорбутской, Бурской, Беенчима-Куойкской и Сектеляхской, а также в небольших остаточных впадинах идет накопление озерных и озерно-болотных отложений с сингенетичными пластовыми льдами. Обломочный материал в эти бассейны поступал за счет размыва средне-верхнеплейстоценовых отложений, на что указывает полная аналогия их вещественного состава [81]. В пределах Анабаро-Беректинской равнины на междуречьях откладываются льдистые озерно-болотные осадки. В это же время формируются верхние горизонты второй надпойменной террасы, имеющей трансгрессивное строение.

В конце позднего неоплейстоцена в связи с общим понижением базиса эрозии усиливается врез рек и исчезают озерные бассейны. Начинается формирование нижних горизонтов аллювия первой надпойменной террасы и озерно-болотных отложений аласов. Потепление климата обусловило проявление термокарстовых процессов, особенно оживившихся в начале голоцена в период его термического оптимума. Формируется «едомный» рельеф с буграми пучения, термокарстовыми озерами и аласами.

На современном этапе для региона характерно проявление повсеместно дифференцированных движений, что привело на большей части территории к формированию денудационного рельефа. Характерны глубокие врезы, невыработанность продольных профилей верховьев многих мелких рек, пороги в руслах, висячие долины и пр. Реки, интенсивно врезаясь в криогенные льдистые образования, образуют псевдотеррасы и формируют пойменные террасы.

Основными современными рельефообразующими факторами являются мерзлотные, эрозионные, делювиально-солифлюкционные и гравитационные процессы.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа выявлено 744 объекта различных видов полезных ископаемых, в том числе горючих (каменные и бурые угли, горючие сланцы), металлических (Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Al, Nb, TR, Au, U-Th) и неметаллических (алмазы, природные битумы, апатит, фосфориты, графит, флюорит, поделочные камни и строительные материалы). Среди них 32 месторождения, а также проявления, пункты минерализации, отдельные находки, шлиховые ореолы и радиометрические аномалии. Основными полезными ископаемыми, определяющими экономический потенциал территории, являются алмазы в Анабарском алмазороссыпном районе, а также редкие и редкоземельные элементы, связанные с интрузивными массивами щелочных ультраосновных пород Уджинской провинции и корами выветривания на них. Наиболее освоены россыпные месторождения алмазов рек Маят, Бильях, Эбелях, на которых ОАО «Алмазы Анабара» уже более 20 лет ведёт добычу. В настоящее время производится подсчет запасов ниобий-редкоземельных руд на месторождении Томторское (уч. Буранный) и подготовка его к эксплуатации.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Из горючих полезных ископаемых на территории листа выявлены проявления угля и горючих сланцев.

Уголь каменный. На территории листа выявлено 15 проявлений каменного угля. Все они расположены в северной его части, поскольку приурочены к отложениям булгунняхтахской свиты перми, которые только там выходят на поверхность. Все угли гумусовые, обычно малозольные, а по степени углефикации – длиннопламенные, переходные к газовым. Согласно техническим и химическим анализам, они могут быть использованы в качестве топлива и, возможно, для получения кокса и газа. По соотношению дюрена, кларена, витрена и фюзена в них выделяется несколько разновидностей.

Мощность пластов обычно составляет 0,2–0,4 м. По простиранию они прослеживаются на 50–100 м. Однако на некоторых проявлениях (I-1-13) отмечаются сближенные пласты. Их качественные характеристики (%): W^a 9,6–10,1; A^c 12,6–16,5; $S_{\text{общ}}$ 0,7–2,0; C^r 72,6–75,6; H^r 4,2–5,0; V^r 39,5–45,2; $(N + O + S)^r$ 19,4–23,2; смолы – до 12,0. Теплота сгорания – от 6615 до 7283 ккал/кг.

Проблема угленосности территории изучалась только в период проведения геологических съемок масштаба 1 : 200 000 первых поколений. Данные о запасах и ресурсах каменных углей приводятся по этим материалам, обобщенным в ГК-1000 R-(50)-52 в 1984 г. Суммарные «возможные геологические запасы» и ресурсы этих углей, подсчитанные для Оленёцкого района, составляют около 706,4 млн т. Поскольку угли изучались только в пределах обнаженной части пермских отложений, а обнаженность их весьма слабая, не исключена вероятность выявления более перспективных проявлений каменного угля, если в этом возникнет необходимость.

Уголь бурый. На площади выявлено малое месторождение бурого угля Томтор (табл. 1) и одно проявление бурого угля Транзит.

Месторождение Томтор (П-3-20) приурочено к верхнепермским гравелистам и грубозернистым песчаникам, среди которых залегает два пласта углей. Верхний имеет мощность от 11,8 до 22,2 м, нижний – 0,6–15,8 м. Кроме того, отмечается большое количество мелких прослоев (до 1 м), перемежающихся с углистыми сланцами и аргиллитами. Общая мощность продуктивной пачки – около 128 м, причем в ней на долю аргиллитов приходится около 10 %. Общая площадь перспективных пермских отложений – 6,5 км². Угли детритовые, чешуйчатые, пластинчатые, иногда с отчетливой микрослоистостью, черные, сажистые. Их качественные характеристики (%): W^a 4,9–5,85; $A_{исх}^c$ 15,2–28,2; $W_{обог}^a$ 0,95–4,2; V^t 37,9–38,7; C^t 77,23–77,37; H^c 4,32–4,70 [325, 334].

Теплота сгорания – не менее 5000 ккал/кг. Несколько повышенное содержание С, пониженный выход V^t и Н связаны, по-видимому, с фюзеновым составом. Угли пригодны в качестве топлива для электростанций.

Таблица 1

Запасы и прогнозные ресурсы бурых углей месторождения Томтор

Месторождение, участок, его местоположение	Возраст	Мощность, м		Запасы, тыс. т, изученность	Качество угля
		пласта	вскрыши		
Участок Томтор, междуречье Удя–Чымара	$P_{2-3} blg$	21,8	19,0	C_2 – 2547 P_1 – 13 642 детальные поиски (ГКМ № 356, 1083)	Угли бурые для открытой отработки, ТС-5000 ккал/кг

Проявление Транзит (I-1-1) расположено в 4 км от пос. Саскылах. Угольный пласт мощностью 1,4–1,9 м прослежен в верхнепермских отложениях и пригоден для разработки открытым способом [334].

Сланец горючий. В пределах площади листа выявлено 18 проявлений горючих сланцев. Все проявления сланцев приурочены к куонамской свите, относящейся к доманикоидной битуминозной карбонатно-сланцевой формации ($C_{1-2} kn$). Наименьшая мощность пластов 0,5–1,2 м (III-1-38), наибольшая – 1,2–3,5 м (III-1-37; V-1-5, 16, 28 и др.) [283, 297, 330].

Горючие сланцы – темно-коричневые или черные породы, легко расщепляющиеся на тонкие хрупкие пластины. Они состоят из алевроито-карбонатно-глинистого материала, органического и кремнистого вещества, кальцита, гидроокислов железа с примесью пирита. Технологический анализ сланцев (%): А^c 53,9–84,7; V^a 4,4–15,58; S_{общ} 0,3–1,7 (лишь в IV-1-6 от 2,6 до 13,0); W^a 0,9–4,4. Теплота сгорания – 778–1954 ккал/кг. Органических веществ – 10,1–15,64 %, редко – 20–30 % от объема породы. Их состав (%): битум «А» – 3,47; битум «С» – 0,81; кероген – 95,73. Битум «А» твердый, хрупкий, бурый, содержит (%): С 78,02; Н 8,69; S 1,33; (N + O) 11,96; число кислотности 37,5; число омыления – более 400. Битум «С» – темнее и мягче, с числом кислотности 75,6 и числом омыления 133,4. Кероген – это кофейно-бурый порошок, состав его (%): С 75,09; Н 7,20; N 1,77; S 2,18; золы от 11,62 до 52,5; влаги 3,34; серы пиритной 2,35; летучих (на органическую массу) 54,5. Это вещество является сапропелевым образованием, сложенным (в органической части) продуктами полимеризации жирных кислот, не показывающих следов восстановительного процесса. Выход полукокса из горючих сланцев – около 87 % от органического вещества, а дегтя – 7 %. По спектральному анализу зола горючих сланцев содержит (%): U 0,038; TR 0,003; V от 0,04–0,2 до 1,0; Мо 0,005–0,1; Ni от 0,02 до 0,1; Ag 0,01; Zn 0,01–0,1; а также в малых количествах (г/т): Cu 69–233, Co 7–25, Zr, Be, Sr, Ga.

Горючие сланцы района могут быть использованы как топливо в котельных установках, для извлечения многих рассеянных элементов и, вероятно, для возгонки. Зола их м. б. применена при производстве цемента.

Горючие сланцы в пределах рассматриваемой территории распространены широко. Авторские «геологические запасы» сланцев, подсчитанные для областей их развития в пределах листа R-50, составляют 849 млрд т. Изучены они пока недостаточно, специализированные работы по ним не проводились. Для более корректного выяснения их перспективности необходимо проведение тематических, поисковых и разведочных работ [36, 37].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Все проявления железа сосредоточены на междуречье Уда–Чымара в породах рифея и массива Томтор. Здесь будут рассмотрены только *гематитовая красноцветная, сидеритовая и сидерит-шамозит-гидрогётитовая, связанные с осадочными толщами рифея. Эндогенная апатит-магнетитовая и гипергенная бурожелезняковая формации в корах выветривания*, представляющие промышленный интерес, связаны с массивом Томтор и будут рассмотрены далее.

Гематитовая красноцветная формация. Проявления этой формации связаны с нижней подсвитой уджинской свиты верхнего рифея, сложенной терригенными породами (II-3-52). Рудная минерализация представлена гематитом, служащим цементом грубообломочных пород и песчаников и окрашивающим их в красные и коричневые цвета. Мощность прослоев – до 85 см,

протяженность в обнажениях – до 300 м. Содержание Fe_2O_3 колеблется в пределах от 42,27 до 52,72 %.

Сидеритовая формация. Единственное проявление этой формации выявлено в верхнехапчаньрской подсвете, обнажающейся на правом склоне долины р. Удя в 1 км ниже устья р. Хапчаньр (II-3-46). Оно связано с пачкой сидеритизированных доломитов, алевролитов и сланцев мощностью от 0,5 до 41 м, в которой содержится прослой (0,1 м) гематитовой руды сферолитовой структуры. Протяженность выхода – около 1,5 км. На глубину минерализация не прослежена. Рудные минералы представлены сидеритом, пиритом, халькопиритом, гидрогётитом и гематитом. Содержание железа варьирует в пределах 16,32–60,2 %.

Сидерит-шамозит-гидрогётитовая формация связана с песчаниками верхней подсветы уджинской свиты (II-3-52). Шамозит встречается повсеместно по всему разрезу подсветы. Содержание его крайне неравномерно, достигая в отдельных прослоях 40 % объема породы. Сидерит связан преимущественно с нижней частью разреза подсветы, составляя иногда до 10 % объема породы. Гидрогётит развивается по сидериту при его окислении. Содержание железа варьирует в пределах 6,81–23,83 %.

Марганец. Проявление марганца выявлено Э. Н. Эрлихом при проведении ГГС-200. Это проявление расположено на левобережье р. Хапчаньр, в 3,5 км выше его устья (II-3-51). Оно приурочено к элювиальным развалам пород хапчаньрской свиты среднего рифея. Породы в развалах представлены кремнисто-глинистыми сланцами и глинистыми доломитами, нередко сидеритизированными. Мощность обогащенных марганцем прослоев варьирует от 0,5 до 3,5 м. Содержание MnO в кремнисто-глинистых сланцах варьирует в пределах 0,08–18,7 %.

Отмечается также несколько повышенная марганценосность в коре выветривания по интрузивным породам массива Томтор (фоскоритам, якупирангит-ийолитам), а также в метасоматитах по осадочным породам. Содержание MnO в коренных породах не превышает 0,7–2,1 %, в коре выветривания над ними – до 1,5–3,8 %. Максимальное содержание марганца (до 15 %) установлено в мартит-магнетитовых рудах «железной шляпы» коры выветривания в центральной части массива Томтор [296].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Проявление меди (II-3-66) установлено в штоке долеритов скважиной в инт. 45–55 м, где выявлены многочисленные прожилки самородной меди мощностью до 2 см.

Кроме того, различные минералы меди встречены в виде рассеянной примеси почти во всех породах массива Томтор [296].

Свинец, цинк. Признаки свинцово-цинковой минерализации развиты на площади листа довольно широко. Знаки галенита и сфалерита найдены во многих шлихах в современном аллювии всех водотоков, размывающих венд-

ские и нижнекембрийские отложения. Эти минералы установлены также в протолочных пробах из пермских и юрских отложений, а также в интрузивных и метасоматически измененных породах массива Томтор, где они являются типоморфными для поздних стадий внедрения карбонатитов. На карте полезных ископаемых показан один пункт минерализации (II-3-50) и два шлиховых ореола (III-1-2,39). Пункт минерализации расположен в междуречье Чымара и Удя, где в полосе $800 \times 35-250$ м встречены глыбы анкеритовых пород с тонкими (до 3 см) прожилками галенита и сфалерита. В шлиховых ореолах содержание этих минералов не превышает 10 знаков.

Алюминий. Руды алюминия в пределах рассматриваемой территории принадлежат к двум различным генетическим типам: эндогенному – в магматических щелочных ультраосновных породах массивов Уджинской провинции и гипергенному – в образованиях латеритной коры выветривания по ним и продуктах их переотложения.

Проявления алюминия в коренных породах относятся к *апатит-нефелиновой формации*. Они связаны с породами второй (якупирангит-ийолитовая серия) и третьей (ювиты, нефелиновые и щелочные сиениты) фаз, имеющими высокие содержания нефелина. Содержание Al_2O_3 в нефелиновых сиенитах массива Томтор изменяется в пределах 18,17–25,31 %, достигая иногда 28,8 %. В ийолит-уртитах оно колеблется в пределах от 12,3 до 21,26 %. Прогнозные ресурсы нефелиновых руд категории P_3 для массива Томтор составляют 1,6 млрд т (II-3-16), для массива Богдо (II-3-3) – 800 млн т [325].

В проявлениях алюминия, относимых к формации *гипергенных кор выветривания*, содержание Al_2O_3 возрастает, достигая изредка 36,4 % (при доле свободного кремнезема 6 %). Буровыми скважинами, пройденными в коре выветривания в центральных частях массива Томтор, обнаружены отдельные горизонты мощностью до 14 м с содержаниями Al_2O_3 21–32 % [331]. В комплексе редкоземельно-редкометалльном месторождении Томторское (уч. Буранный), расположенном в центральной части массива Томтор, алюминий является попутным компонентом руд *формации переотложенных кор выветривания*. Среднее содержание Al_2O_3 в рудах месторождения, установленное по материалам разведочных работ, составляет 16,47 %. Мощность рудного тела в границах контура отработки – до 12–15 м, в его центральных частях достигая изредка 42 м [315].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

В пределах листа R-50 установлено одно крупное по запасам, уникальное по содержаниям полезных компонентов комплексное редкоземельно-редкометалльное месторождение Томторское (уч. Буранный) (II-3-21) и комплексные проявления редкометалльной и редкоземельной минерализации, связанные с интрузивными массивами уджинского йиолит-карбонатитового комплекса (Томтор, Богдо и «минерализованная зона» Чимара), породами коры выветривания на них, а также многочисленными (около 150) мелкими телами-сателлитами чимаро-уджинского комплекса. Они представлены тремя

рудными формациями: *хемогенно-осадочной редкоземельно-редкометалльной переотложенных кор выветривания, эндогенной редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой; гипергенной редкоземельно-редкометалльной в элювиальных корах выветривания карбонатитов*. Главными полезными компонентами в них являются ниобий и редкоземельные элементы цериевой и иттриевой групп; основными попутными – скандий, алюминий, фосфор, железо. Все эти формации связаны единством первоисточника рудного вещества и места локализации, но относятся к разным генетическим типам. Образование их осуществлялось в течение трех разновременных этапов.

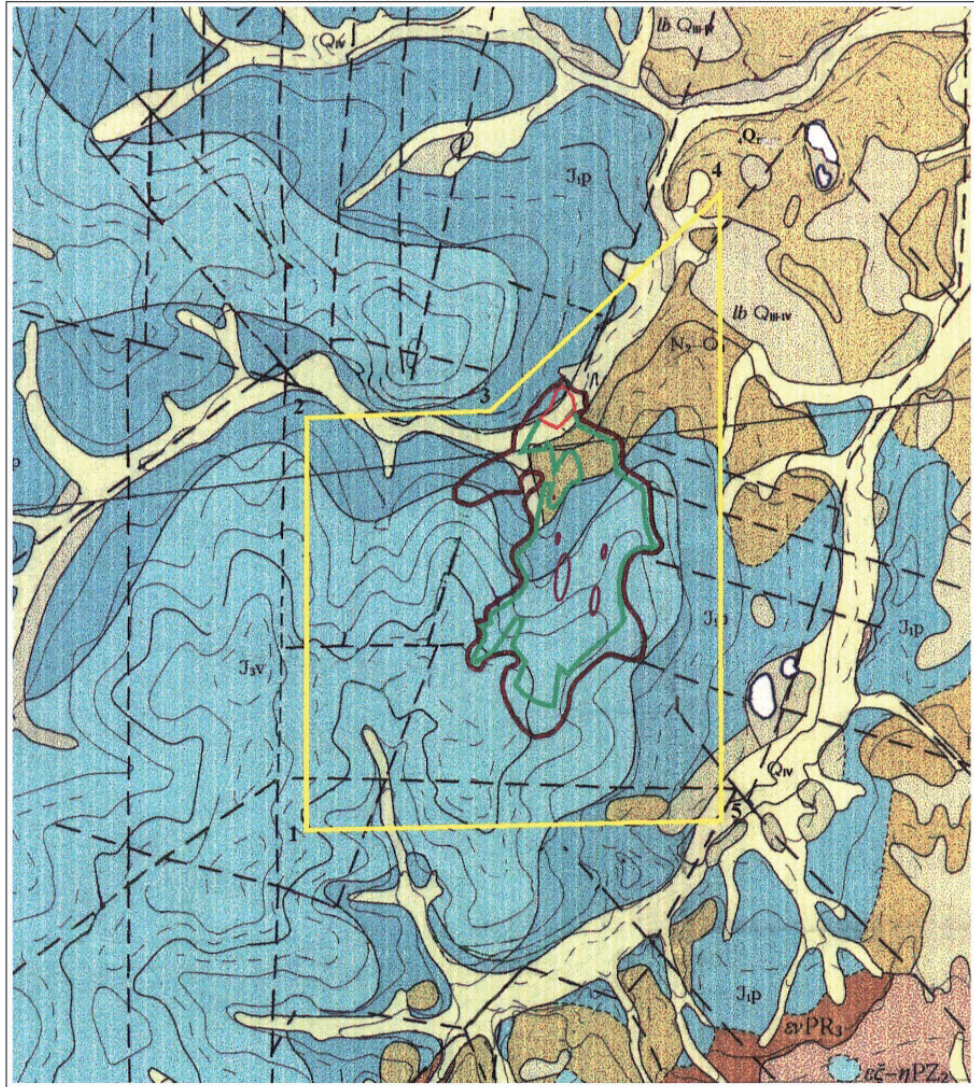
Наиболее значимой из них является хемогенно-осадочная переотложенных кор выветривания карбонатитов, представленная одним месторождением и двумя крупными проявлениями, связанными с массивом Томтор. Формации эндогенная и гипергенная кор выветривания изучались совместно, вследствие этого есть только общие оценки их продуктивности.

Хемогенно-осадочная редкоземельно-редкометалльная формация переотложенных кор выветривания

Комплексное месторождение Томторское (уч. Буранный) (П-3-21) состоит из трех участков: Буранного, включающего месторождение с подсчитанными запасами, а также Северного и Южного, являющихся его флангами. На площади участка (около 8 км²) распространены руды *хемогенно-осадочной редкоземельно-редкометалльной формации переотложенных кор выветривания*. В его северной части располагается собственно месторождение, занимающее около 2 км². Оно представляет собой крупное месторождение с уникально высокими содержаниями основных полезных компонентов. Главным из них является ниобий; к числу основных относятся скандий, иттрий, редкоземельные элементы цериевой (лантан, церий, празеодим, неодим) и иттриевой (европий, самарий) групп. Кроме того, в рудах содержатся попутные компоненты, оцененные в контурах ниобиевых руд – алюминий, фосфор, железо, титан, ванадий, цирконий, стронций, уран и редкоземельные элементы иттриевой группы (гадолиний, тербий, гольмий, эрбий, диспрозий, тулий, иттербий, лютеций). Месторождение образовалось в результате денудации и переотложения в озерных водоемах эндогенных руд массива в гипергенных условиях и их последующей эпигенетической переработки; содержания полезных компонентов в них намного превосходят таковые в первичных рудах; это делает их добычу рентабельной, а месторождение – квинтэссенцией всего этого комплекса [170а].

Месторождение находится на водоразделе ручьев Онкучах и Поманисточка, на площади распространения пород карбонатитового комплекса, в восточном секторе карбонатитового ядра массива Томтор (рис. 16, 17); связано с одной из мульдообразных впадин, образовавшихся на поверхности коры выветривания карбонатитов.

Выполняющие ее образования сформированы за счет денудации латеритной коры выветривания по рудоносным карбонатитам, транспортировки ее продуктов и отложения их в замкнутом озерном водоеме; в процессе седиментации они подвергались интенсивному воздействию гипергенных процес-



По материалам АК «Алроса»: А. В. Толстов
 Отчет о результатах предварительной разведки участка
 Буранный редкометалльного месторождения Томтор
 За 1990–1997 гг.



Рис. 16. Схематическая геологическая карта района Томторского месторождения (уч. Буранный) и положение блоков запасов различных категорий, по А. В. Толстову [332].

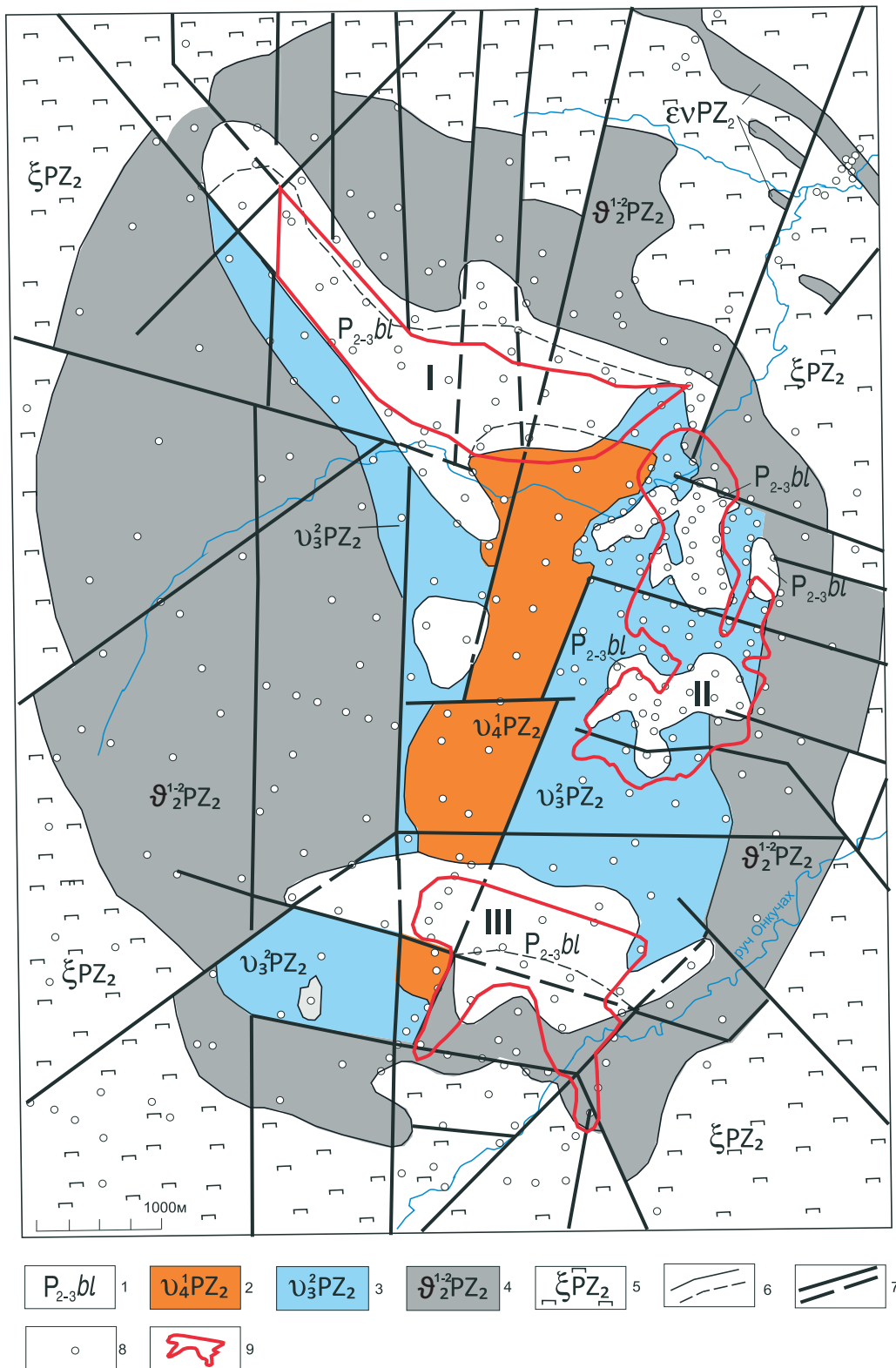


Рис. 17. Строение центральной части массива Томтор и положение участков развития хемогенно-осадочных руд [332].

I – пермская система, буолкалахская свита ($P_{2-3}bl$). Песчаники, алевролиты, конгломераты, пласты бурых углей. Карбонатитовый комплекс заключительных фаз внедрения: 2 – редкометалльные карбонатиты и анкерит-шамозитовые породы ($U_4^1PZ_2$); 3 – фосфор-редкометалльные карбонатиты и апатит-микроклин-слюдистые породы ($U_3^2PZ_2$); 4 – безрудные кальцитовые и доломит-кальцитовые карбонатиты, кальцит-микроклин-слюдистые породы, камафориты ($G_2^{1-2}PZ_2$). Силикатные породы ранних фаз внедрения: 5 – щелочные ультрамафиты альнэит-тингуайтовой серии, щелочные и нефелиновые сиениты, фойдолиты (ξPZ_2); 6 – геологические границы: а – установленные, б – предполагаемые; 7 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые. δ – буровые скважины; 9 – границы участков развития томторской толщи: I – Северный, II – Буранный, III – Южный.

сов. Возникшая в итоге хемогенно-осадочная рудная формация характеризуется увеличением содержаний Nb, Y, Sc, P, Ti, V, PЗЭ в 2–20 раз по сравнению с формацией кор выветривания; их средние содержания составляют (%): Nb₂O₅ – 4,5; Y₂O₃ – 0,8; ∑La-Nd – 12; ∑Sm-Dy – 1; ∑Ho-Lu – 0,1; Sc₂O₃ – 0,06; P₂O₅ – 3; TiO₂ – 8; V₂O₅ – 0,9; U – 0,01; Th – 0,11. Иногда содержания повышаются еще больше: для Nb₂O₅ – до 5–25 %; ∑PЗЭ – до 15–35 %; Sc₂O₃ – до 0,1–0,2 %; Y₂O₃ – до 1–2 %.

Толща вмещающих осадков рассматривается как своеобразное хемогенно-осадочное образование; имея все признаки осадочного происхождения, в том числе – хорошо выраженную фациальную зональность, слоистую структуру, наличие в породах часто высокого содержания растительного детрита и т.н. «бактериоморфных» агрегатов; она выделена нами под названием «томторской толщи» каменноугольно-пермского возраста (гл. «Стратиграфия» [170a]).

Рудоносная толща имеет сложное строение, зависящее от состава субстрата и положения в пределах водоема, в котором происходило ее формирование. Установлено, что полный ее профиль обычно развивается на фосфорно-редкометаллических карбонатах рудной группы. Она включает четыре горизонта (сверху вниз): каолинит-крандаллитовый, сидеритовый, гётитовый и франколититовый, являющиеся фактически природными рудами различных типов. Но практический интерес представляют руды только первого горизонта [315].

Рудное тело, приуроченное к каолинит-крандаллитовому горизонту, залегает на сидеритовом горизонте и перекрывается осадочными образованиями перми, юры и четвертичного возраста общей мощностью от 7,5 до 160 м (R-50\R50_db\Dorp\ Геол_разрез_Буранный-1,2.jpg). Рудное тело имеет форму субгоризонтального пласта размерами 2,6 × 1,4 км; очертания его в плане неправильные. Мощность пласта изменяется от 0,2 м по периферии до 12–15 м, в центральной части – изредка до 42 м. Рудный пласт представляет собой чередование прослоев, в разной степени обогащенных пирохлором, монацитом, и бедных крандаллитовых и каолинит-крандаллитовых прослоев, содержащих 1–2 % оксидов ниобия и до 3–5 % оксидов редких земель. Четкой закономерности распределения их по разрезу не выявлено, но в целом прослои, обогащенные пирохлором, тяготеют к центру впадин и базальным частям разреза, а редкими землями – к зоне фациального перехода делювиальных отложений в озерные в кольцевой области сочленения склонов впадин с днищем. Контуры рудного тела при бортовом содержании 1 % Nb₂O₅ близки к геологическим границам каолинит-крандаллитового горизонта.

Главным минералом-концентратором ниобия является обломочный пирохлор, образующий струйчатые, линзовидные и гнездообразные скопления «пирохлорового песка»; содержание его в рудах достигает 40 %. Основными минералами-концентраторами скандия, иттрия и лантаноидов иттриевой группы являются Zr-содержащий ксенотим, монацит, для лантаноидов цериевой группы – монацит; второстепенными – фосфаты алюминия группы крандаллита, ксенотим, Y-апатит [98, 177].

К попутным полезным компонентам относятся все лантаноиды иттриевой группы (гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций), присутствующие в минералах в виде изоморфных примесей. К их

числу принадлежат и попутные компоненты, образующие собственные минералы: ванадий, титан, цирконий, железо, алюминий, фосфор, стронций, барий и серебро (содержание последнего от 1 до 10 г/т). Они содержатся как во франколитовых, так и сидеритовых рудах, непосредственно контактирующих с рудным пластом, а также приподошвенных частях вскрышных пород пермского и юрского возраста.

Продуктивные отложения характеризуются высокими содержаниями органического углерода, связанного с углефицированными растительными остатками: $C_{орг}$ варьирует от 0,01 до 2 % (в основном 0,1–1 %).

По минеральному составу в пироклор-монацит-крандаллитовых рудах выделяются две основные минеральные ассоциации:

- 1) пироклор-монацит-крандаллитовая ассоциация (с переменными содержаниями минералов группы крандаллита, монацита и пироклора);
- 2) высококремнистая каолинит-крандаллитовая ассоциация ($SiO_2 > 20\%$) с преобладанием минералов группы крандаллита, каолинита и кварца, с пониженными концентрациями пироклора и монацита.

Продуктивной является только первая минеральная ассоциация, имеющая высокие содержания пироклора, монацита, крандаллита (и, соответственно, основных полезных компонентов), а также относительно низкие содержания балластных компонентов. Вторая ассоциация, а также сидеритизированные пироклор-монацит-крандаллитовые образования (с содержанием FeO более 5 %) рудой не являются.

В настоящее время, как и, видимо, в достаточно отдаленной перспективе, единственными промышленно-значимыми типами руд будут являться руды ниобия, скандия, иттрия и редкоземельных элементов нового генетического типа, относящиеся именно к этой формации переотложенных и эпигенетически измененных кор выветривания.

В 1991–1997 гг. в пределах участка была проведена предварительная разведка наиболее богатых руд. Месторождение разведано скважинами колонкового бурения; на площади 4,5 км² пробурено 537 скважин. В результате на площади 2,2 км² был оконтурирован рудный пласт, установлены его параметры, исследованы свойства руд, их химический и минеральный составы и произведен подсчет запасов категории C_2 со сгущением сети скважин на отдельных участках до 80–100 × 35–50 (категория C_1) и 40–65 × 50–60 м (категория В), что соответствует характеру изменчивости рудного тела. Мощность пласта варьирует от первых метров до 56 м. Был также выполнен обширный комплекс работ по методике разработки месторождения, технологии переработки руд и извлечения из них полезных компонентов. Результаты технологических исследований показали, что гравитация, флотация, магнитная и электромагнитная сепарация не обеспечивают раздельного концентрирования ниобиевого и редкоземельного компонентов. В настоящее время изучается применимость прямой гидроталлургической переработки всей руды, уникальной по содержанию, но весьма сложной по составу [315].

Балансовые запасы руд с пироклором уч. Буранный категорий В + C_1 по состоянию на 1.01.2018 г., утвержденные ГКЗ, составляют 1495 тыс. т руды, или 119,3 тыс. т РЗМ; 0,563 тыс. т Sc_2O_3 ; с содержаниями (%): РЗЭ – 9,53; Y_2O_3 – 0,595; Sc_2O_3 – 0,048. Кроме того, по участку имеется авторская оценка

запасов ниобия – 79,031 тыс. т с содержанием Nb_2O_5 – 6,71%; Y_2O_3 – 7,009 тыс. т [315]. К балансовым, пригодным для открытой отработки, отнесены запасы только в северной части уч. Буранный в контуре карьера с предельным коэффициентом вскрыши. Забалансовые запасы руды – 447 тыс. т или 19,7 тыс. т РЗМ и 7,37 тыс. т Nb_2O_5 .

Кроме того, руды остальной части участка вне контура карьера отнесены к группе запасов, не получивших технико-экономической оценки из-за недостаточной изученности. Их суммарное количество, подсчитанное по категориям $B+C_1+C_2$, на порядок превышает утвержденные запасы (тыс. т): Nb_2O_5 – 817,6; Y_2O_3 – 90,8; Sc_2O_3 – 7,9; РЗЭ – 1549,6, что переводит месторождение Томтор в категорию крупных [315].

Запасы редкоземельных элементов подсчитаны в контурах ниобиевых руд. Основными минералами-носителями редкоземельных элементов являются циркон и монацит. Промышленный интерес представляет только обогащенный редкими элементами пласт продуктов переотложения коры выветривания. Основной особенностью руды является высокая дисперсность и ультра-тонкая вкрапленность промышленно ценных минералов в связующей массе, а также уникально высокое содержание редких земель (7,98 %) [32].

В 2014 г. право пользования участком недр для разведки и добычи руд месторождения получила компания «Триаркмайнинг». Ее дочерняя компания «Восток Инжиниринг» в апреле 2016 г. завершила разведочные буровые работы на месторождении и в ближайшем будущем должна утвердить запасы по нему. Разработка месторождения будет осуществляться в основном открытым способом. Судя по последним сообщениям компании, начало добычи ожидается в 2021 г., а вывоз руды на переработку – в 2023 г. Схема транспортировки представляется достаточно сложной: руда в полиэтиленовых контейнерах будет вывозиться только зимой автотранспортом в порт Хатанга, затем морем – до Архангельска (с перегрузкой на ж/д транспорт) и далее – до г. Краснокаменск Забайкальского округа, где будет построен перерабатывающий завод. При этом проблемы технологии извлечения полезных компонентов пока решены не в полной мере.

Следует отметить, что экономическая оценка разведанной части уч. Буранный проводилась с ориентировкой на экспорт руды и концентратов. При этом расчетный курс рубля к доллару на момент оценки равнялся 6:1. Совершенно очевидно, что при современной конъюнктуре рентабельность добычи будет существенно выше.

Участки Северный и Южный являются флангами месторождения Томторское (уч. Буранный); они также расположены в центральной карбонатитовой части массива Томтор (II-3-15). Они принадлежат к той же *хемогенно-осадочной редкоземельно-редкометалльной формации переотложенных кор выветривания карбонатитов* и характеризуются комплексом главных и сопутных полезных компонентов, полностью идентичным уч. Буранный. Залегая в близких по строению и размерам впадинах на поверхности коры выветривания в непосредственной близости от месторождения (рис. 15) и имея близкие к нему параметры, эти проявления представляют собой фактически его фланги. На них были проведены поисково-оценочные работы, которые позволили установить, что по всем характеристикам оруденения, генетиче-

ским типам руд, характеру их распространения и условий залегания они аналогичны таковым для уч. Буранный. Проявления были изучены с помощью более редкой сети скважин, материалы исследования керна которых позволили локализовать прогнозные ресурсы различных типов руд в их пределах.

На участках Северный и Южный были оценены прогнозные ресурсы для Sc-TR-Nb руд. Апробация их проведена 11.11.2013 г. по материалам отчета о результатах поисковых и поисково-оценочных работ Эбеляхской ГРП в 1985–1990 гг. в рамках утвержденной Правительством РФ программы «Развитие промышленности редких и редкоземельных металлов». На Северном участке ресурсы Nb₂O₅ апробированы в количестве 688,5 тыс. т при среднем содержании Nb₂O₅ 1,72 % и на Южном участке – 458 тыс. т при среднем содержании 1,53 %. Суммарное количество апробированных прогнозных ресурсов Nb₂O₅ по двум участкам составляет 1146,5 тыс. т категории P₁, или 64,5 % от общероссийских; TR₂O₃ категорий: P₁ – 214,5 тыс. т, P₂ – 3803,1 тыс. т [161].

Эндогенная и гипергенная рудные формации в коренных породах и элювиальных корах выветривания

К формациям относятся проявления редкометалльных и редкоземельных руд и сопутствующих компонентов, связанные с коренными породами и корами выветривания массивов Томтор, Богдо и Чимара.

Комплексное проявление массива Томтор (П-3-15). С массивом щелочных ультраосновных пород и карбонатитов Томтор (гл. «Магматизм») связано крупное комплексное проявление *ниобия и редких земель эндогенной редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой формации и кор выветривания*, а также ряда сопутствующих компонентов, в том числе железа, алюминия и фосфора. Повышенные концентрации редких и редкоземельных элементов в коренных породах массива связаны в основном с его центральной, существенно карбонатитовой частью, площадь которой около 30 км². Минералами-концентраторами их являлись ксенотим, монацит и пироклор. Содержания полезных компонентов в карбонатитах в среднем составляют (%): Nb – 0,3, PЗЭ – 0,5, Y – 0,05, Sc – 0,001 [98].

С породами коры выветривания по рудоносным карбонатитам связана гипергенная формация *редкоземельно-редкометалльных кор выветривания*, образовавшаяся за счет выноса щелочных и щелочноземельных элементов, в меньшей степени – железа, алюминия, а также преобразования минералов-концентраторов рудных компонентов в условиях жаркого влажного климата. При этом концентрации более инертных полезных компонентов, в том числе Nb, Y, Sc, PЗЭ были повышены в 2–5 раз по сравнению с неизменными коренными породами. Субстратом рудоносных кор выветривания являются карбонатиты. Мощность коры выветривания на них изменчива; местами в зонах тектонических нарушений она достигает 300–400 м.

Для эндогенных и гипергенных руд карбонатитового ядра массива Томтор с помощью редкой сети скважин были локализованы прогнозные ресурсы категории P₁ до глубины 500 м; они составили: для ниобия – 31 684,6 тыс. т, редкоземельных элементов – 100 757,1 тыс. т, в перекрывающих пермских

отложениях – 1328,3 тыс. т; ресурсы скандия по категории P_1 – 395,1 тыс. т [293]. Отдельная оценка прогнозных ресурсов руд формации кор выветривания не производилась; в разных работах они оценивались совместно с эндогенными магматическими рудами или рудами, образованными за счет их перераспределения. Однако этот тип оруденения определенно не станет объектом эксплуатации в обозримом будущем вследствие низких концентраций полезных компонентов, чрезвычайно сложных природных условий и удаленности от транспортных коммуникаций.

Проявления железа массива Томтор (Ш-3-17) связаны главным образом с участками развития железосодержащих пород первично магматической *апатит-магнетитовой формации* – якупирангит-ийолитов и фоскоритов и их метасоматически измененных разновидностей, расположенных по периферии карбонатитового ядра массива Томтор и содержащих часто высокие концентрации магнетита – вплоть до образования сплошных магнетитовых руд. Проявления, связанные с якупирангит-ийолитами, локализируются в зонах метасоматоза по ним; именно они относятся к числу наиболее перспективных и содержат основную часть прогнозных ресурсов. Участки максимальных концентраций магнетита в рудах сопровождаются аномалиями магнитного поля.

Самым крупным и наиболее изученным из них является проявление Томтор, расположенное на северо-востоке центральной части массива в среднем течении р. Онгкучах. В целом оно, судя по размерам и структуре, может рассматриваться как рудное поле. В его пределах выделяются основная залежь дугообразной формы протяженностью около 3 км и мощностью до 500 м и серия более мелких тел размерами обычно в первые сотни метров. Основная залежь падает под углом $75-80^\circ$ к центру массива. Она сложена чередующимися рудными жилами, представленными массивными или прожилково-вкрапленными рудами с редкими прослоями безрудных пород. Мощность рудных жил варьирует от 1,5 до 30 м.

По минеральному составу выделяются магнетитовые, апатит-магнетитовые, кальцит-апатит-магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды. Руды крупнокристаллические, с зернами размером 1–3 см. Текстуры руд полосчатые, крустификационные, милонитовые. Вдоль внешнего контакта рудной залежи фиксируется мощная зона карбонатизации, в которой массивные руды растворяются и подвергаются апатитизации. Минеральный состав главной залежи достаточно однообразен и включает в себя магнетит, флогопит, эгирин-диопсид, кальцит, апатит, пирит, реже марказит и халькопирит. Главный рудный минерал представлен титансодержащим (3,71–4,95 %) магнетитом. На участках, где развита предпермская кора выветривания, магнетит замещается мармитом. Химический состав руд (%): SiO_2 – 1,06–36,22; Fe_2O_3 – 6,09–59,33; FeO – 10,33–31,4; TiO_2 – 0,80–5,0; P_2O_5 – 0,25–4,52; $S_{общ}$ – 0,24–4,76. Площадь основной рудной залежи, оконтуренной по данным аэромагнитной съемки по изолинии 7,5 тыс. гамм, составляет 0,26 км². Прогнозные ресурсы магнетитовых руд категории P_2 до глубины 250 м составили: руды – 527,6 млн т при среднем содержании Fe 35 % и средней плотности руд 3,8 т/м³; железа – 182,1 млн т [327].

Руды комплексные; при их переработке могут быть получены также концентраты Nb и редких земель.

Кроме основной залежи, в пределах рудного поля с участками магнитных аномалий связаны аналогичные проявления меньшего масштаба. Серия аналогичных проявлений выявлена также на юго-западной и южной перифериях центральной части массива. Залежи вкрапленных и прожилково-вкрапленных магнетитовых руд достигают 1 км в длину при мощности в 200–250 м. Необходимо отметить, что все метасоматически измененные породы якупирангит-ийолитовой серии в различной степени обогащены магнетитом и сульфидами железа. Судя по расхождению значений расчетной и измеренной магнитной восприимчивости, массивные магнетитовые руды имеют более широкое распространение на уровнях ниже забоя скважин. Прогнозные ресурсы магнетитовых руд массива Томтор категории P_3 составляют более 2 млрд т железа [327].

Бурожелезняковая формация. Площадные и линейные коры выветривания, широко развитые в центральной части массива Томтор (II-3-17), а также к югу от него, повсеместно содержат высокие концентрации железа, достигающие иногда 50 %. Основное количество железа сосредоточено во вторичных минералах – сидерите, гётите и гидрогётите. Они образуют иногда значительные скопления, которые могут обрабатываться совместно с добычей ниобия и редкоземельных элементов из кор выветривания. По генезису все проявления относятся к остаточно-инфильтрационному типу. Наибольший интерес среди них представляют лимонит-сидеритовые и лимонитовые руды, развитые в корях выветривания и зонах брекчирования (железные шляпы), сопровождаемые локальными магнитными аномалиями; мощность кор превышает 60–100 м. Однако значимость руд этой формации невелика – на участках аномалий 8, 14 и 18 прогнозные ресурсы категории P_2 составили 12,6 млн т руды или 2,4 млн т железа [327].

Проявления алюминия (II-3-16) в пределах рассматриваемой территории принадлежат к двум различным генетическим типам: эндогенному – в магматических щелочных–ультраосновных породах массивов Уджинской провинции и гипергенному – в образованиях латеритной коры выветривания по ним и продуктах их переотложения.

Проявления алюминия в коренных породах относятся к *апатит-нефелиновой формации*. Они связаны с породами второй (якупирангит-ийолитовая серия) и третьей (ювиты, нефелиновые и щелочные сиениты) фаз, имеющими высокие содержания нефелина. Содержание Al_2O_3 в нефелиновых сиенитах массива Томтор изменяется в пределах 18,17–25,31 %, достигая иногда 28,8 %. В ийолит-уртитях оно колеблется в пределах от 12,3 до 21,26 %. Прогнозные ресурсы нефелиновых руд категории P_3 для массива Томтор составляют 1,6 млрд т (II-3-16), для массива Богдо (II-3-3) – 800 млн т [325].

В проявлениях алюминия, относимых к формации *гипергенных кор выветривания*, содержание Al_2O_3 возрастает, достигая изредка 36,4 % (при доле свободного кремнезема 6 %). Буровыми скважинами, пройденными в коре выветривания в центральных частях массива Томтор, обнаружены отдельные горизонты мощностью до 14 м с содержаниями Al_2O_3 21–32 % [331]. В комплексе редкоземельно-редкометалльном месторождении Томторское (уч. Буранный), расположенном в центральной части массива Томтор, алюминий является попутным компонентом руд *формации переотложенных кор*

выветривания. Среднее содержание Al_2O_3 в рудах месторождения, установленное по материалам разведочных работ, составляет 16,47 %. Мощность рудного тела в границах контура отработки – до 12–15 м, в его центральных частях достигая изредка 42 м [315].

Проявления фосфора (II-3-18) выявлены главным образом в пределах центральной карбонатитовой части массива Томтор. Они представлены двумя различными генетическими типами: эндогенными рудами *апатит-карбонатитовой* и *апатит-нефелиновой формаций* в коренных породах и *франколитовой формации в корах выветривания* и продуктах их переотложения.

Эндогенные формации, где фосфор в составе апатита образует повышенные концентрации практически во всех типах пород, слагающих интрузивные массивы, связаны с породами якупирангит-ийолитовой серии, нефелиновыми и щелочными сиенитами, содержания P_2O_5 в которых составляют около 1 % (при минимально промышленных содержаниях 3,5 %). Повышенные содержания свойственны метасоматически измененным разностям этих пород, а также кальцитовым карбонатитам апатит-карбонатитовой формации (до 5,5 %); максимальных значений они достигают в брекчиях кальцитовых карбонатитов (от 2 до 27 %). Последние слагают полукольцевую зону в южной части центрального карбонатитового ядра массива Томтор протяженностью 4,5 км и мощностью до 250 м, контролируемую разломом. Апатит в этих породах слагает основную массу цемента [296].

Наиболее высокими содержаниями P_2O_5 характеризуются руды франколитовой формации в корах выветривания и на участках развития продуктов их переотложения, выявленных в центральной части массива, а также к югу от него, в минерализованной зоне Чимара, где они слагают зону брекчирования субмеридионального простирания. Они представлены франколитовым оруденением с остаточным апатитом. Франколит в них образует аморфные и криптокристаллические разновидности, замещающие зерна первичного апатита и слагающие выделения неправильной формы, иногда – маломощные мономинеральные микросферолиты и полосы. Содержание P_2O_5 в них составляет до 34 %, в среднем – 14,5 %.

Прогнозные ресурсы руд фосфора эндогенных формаций массива Томтор категории P_2 , локализованные до глубины 500 м, составляют (P_2O_5): для руд в карбонатитах до глубины 100 м – 119,8 млн т при содержании 4,14 %; для интервала 100–500 м – 289,3 млн т при содержании 2,5 %; для метасоматически измененных пород – 398,0 млн т; для брекчий кальцитовых карбонатитов – 37,4 млн т при содержании 14,58 % [296].

По другому источнику информации, для экзогенных пироклор-монацит-алюмофосфатных руд уч. Буранный и эндогенных проявлений, связанных с массивом Томтор, дана иная оценка проявлений фосфора [293]. Авторские запасы P_2O_5 категории C_2 составляют 4272,3 тыс. т. Прогнозные ресурсы P_2O_5 категории P_1 на изученных участках массива Томтор и в зоне Чимара составляют в сумме 1163917,2 тыс. т, в том числе в массиве Томтор: в коренных карбонатитах – 547510,3 тыс. т; в пермских грубообломочных образованиях – 6679,1 тыс. т; в пироклор-монацит-алюмофосфатных рудах участков Северный и Южный – 9242,6 тыс. т; в зоне Чимара в лимонит-франколитовых рудах – 600485,2 тыс. т.

Комплексное проявление Богдо (II-3-1) связано с одноименным массивом, входящим в уджинский ийолит-карбонатитовый комплекс. Его размеры сравнительно невелики: диаметр около 6 км, площадь около 30 км²; он сложен комплексом пород, в целом аналогичных массиву Томтор и характеризуется подобной же концентрической зональностью. Однако в поле силы тяжести он выглядит как значительно более крупное тело, площадь которого около 150 км. Это несоответствие объясняется, видимо, тем, что в современном эрозионном срезе вскрыта лишь апикальная часть массива, и на глубине его размеры существенно возрастают. Этим же объясняется наличие широкой (до 1000 м) зоны мраморизации вмещающих пород, окаймляющей массив.

Минерализация, установленная в этом массиве, по комплексу полезных компонентов и особенностям локализации, идентична массиву Томтор. В центральном карбонатитовом штоке массива диаметром несколько сот метров развита эндогенная редкоземельно-редкометалльная карбонатитовая формация; с зоной выветривания коренных пород связана гипергенная редкоземельно-редкометалльная формация.

Результаты локализации прогнозных ресурсов руд ниобия категории Р₃ для пород коры выветривания центрального карбонатитового штока массива Богдо (II-3-1) составили 810 тыс. т Nb₂O₅ при глубине прогноза 100 м. Прогнозные ресурсы суммы редких земель при тех же параметрах прогноза – 2430 тыс. т TR₂O₃ [293].

Попутными компонентами в массиве Богдо являются алюминий и фосфор. Проявления фосфора (II-3-2) и алюминия (II-3-3) относятся к эндогенным апатит-карбонатитовой и апатит-нефелиновой формациям в коренных породах и франколитовой формации в корах выветривания. Мощность последних на массиве Богдо достигает 100 м. Прогнозные ресурсы нефелиновых руд категории Р₃ составляют для массива Богдо (без разделения на формации) 800 млн т [325].

Комплексное проявление Чимара (II-3-38) расположено в 7 км южнее массива Томтор. Оруденение локализовано в мощной (до 500 м) протяженной (> 2 км) зоне дробления северо-восточного простирания (минерализованной зоне) Чимара, сложенной комплексом поздних кальцит-доломит-анкеритовых карбонатитов уджинского комплекса, аналогичных завершающей фазе массива Томтор. Минерализованная зона имеет сложное строение; в нее входят как тела карбонатитов, так и дайки ультрамафитов чимаро-уджинского комплекса, а также брекчированные вмещающие осадочные породы рифея. Эти образования подверглись мощному воздействию метасоматических и гидротермальных процессов, а также наложенному гипергенному изменению. На окислительной стадии гипергенеза (скорее всего – в каменноугольную эпоху) была сформирована мощная кора выветривания латеритного типа, эпигенетически преобразованная на последующей восстановительной стадии (пермская эпоха). Образование этих стадий характеризуются соответственно гётит-гидрогётитовой и хлорит-гизингерит-сидеритовой минеральными ассоциациями. Рудоносными являются как карбонатиты, так и сильно брекчированные породы рифея. Основные рудные минералы – карбонаты и фосфаты редких земель: синхизит, гидромонацит, а также пирохлор, апатит и штаффелит (франколит) [293].

Руды проявления являются комплексными фосфорно-редкометалльно-редкоземельными. Содержания суммы редких земель колеблются в пределах 0,38–14,9 %, среднее содержание для верхней, обогащенной части разреза мощностью до 50 м – 5,0 %, для нижней (50–100 м) – 2,8 %. Среднее содержание Nb_2O_5 в верхней зоне составляет 0,24 %. Фосфорное оруденение (II-3-39) связано преимущественно с апатитом, присутствующим в карбонатах, в меньшей степени – с ксенотимом. Содержание P_2O_5 по всему разрезу – 3,5–38 %, тория – 0,07–0,09 % [293].

Результаты локализации прогнозных ресурсов категорий $P_1 + P_2$ для пород коры выветривания массива Чимара (II-3-38): сумма оксидов TR_2O_3 – 16 405 тыс. т, Nb_2O_5 – 569 тыс. т [293]. Глубина прогноза – 100 м.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Благородные металлы – золото и платина, в существенных количествах встречаются почти исключительно в аллювиальных россыпях в северной части территории листа R-50. На остальной его площади в редких шлиховых пробах встречаются только единичные знаки золота.

Золото. Проявления коренного золота были обнаружены в четырех пунктах минерализации при проведении ГГС-50 [296] в районе массива Томтор; их можно отнести к *золоторудной кварцевой формации*. Первый из них расположен на водоразделе рек Удя и Чымара южнее массива Томтор (II-3-48), где отложения улахан-курунгской свиты прорываются дайкой нефелиновых базальтов. В зоне субмеридионального разлома как осадочные, так и магматические породы интенсивно окварцованы. В зонах окварцевания отмечаются тонкие (до 4 см) прожилки фиолетового флюорита с вкрапленностью сульфидов. В одной из семи штуфных проб пробирным анализом установлено золото в концентрации 2,3 г/т. Второй пункт минерализации выявлен в долине р. Унгуохтах (II-3-47), в 4 км выше устья, где также в зоне окварцевания пород унгуохтахской свиты в штуфе установлено золото с содержанием 1,3 г/т. Третий пункт находится на правом берегу р. Томтор (II-3-61) с содержанием золота 0,3 г/т.

Россыпное золото распространено гораздо шире. В единичных знаках оно встречается во многих шлиховых пробах на всей площади листа, но значимые концентрации его выявлены только на северо-востоке территории и в аллювии правых притоков р. Анабар. В бассейне верхнего течения р. Буолкалах количество знаков золота во многих шлиховых пробах измеряется сотнями и тысячами, а весовые содержания варьируют в пределах 0,33–2,81 г/м³ (I-3-16; I-4-10,12; I-5-1,9). В этом районе прогнозируется потенциальный россыпной узел.

Крупная по площади область распространения россыпного золота была выявлена при разработке алмазонасных россыпей в бассейнах правых притоков р. Анабар, входящих в Анабарский алмазороссыпной район. Золото было обнаружено в 15 россыпях в аллювии р. Бол. Куонамка, ручьев Эбелях, Гусиный, Моргогор, Биллях, Маят и их притоков. Золотоносные пески не образу-

ют самостоятельных залежей; золото в них является попутным компонентом. Оно приурочено к промышленному пласту алмазоносных россыпей и характеризуется крайне неравномерным распределением. Золото сосредоточено преимущественно в классе –1 мм; но в россыпях ручьев Маят, Эбелях и Харамас было обнаружено крупное (зерна до 5–8 мм) золото [134]; содержание составляет обычно первые десятки мг на 1 м³. Цвет золота ярко-желтый, пробность во всех местонахождениях высокая (База данных R-50\R50_db\Дорт\Золото и платина...). Оно содержит примеси Ag от 1–4 до 15 %), Cu (0,005–0,2 %), Hg (0,07–2,7 %).

По состоянию на 1.01.2019 г. в Анабарском алмазороссыпном районе по девяти лицензионным участкам авторские запасы попутного золота составляют около 1 т. Государственным балансом на 2017 г. учтены запасы золота по нескольким россыпям района в количестве 156 кг [35]. В 2017 г. ООО «Алмазы Анабара» начата лицензированная попутная добыча металла при разработке алмазоносных россыпей без перестройки существующей схемы обогащения. В 2017 г. было добыто более 83 кг, в 2018 г. – 105 кг [4].

Платина. В аллювии р. Буолкалах совместно с золотом и алмазами издавна были известны находки МПГ, представленные самородной платиной (близкой к ферроплатине), осмистым иридием, а также самородным железом (с примесью палладия, родия, рутения, меди и никеля [187]). Зерна платиновых минералов мелкие (0,05–0,2 мм), хорошо окатаны, желтовато-серого и серого цветов. В приплотиковых ожелезненных галечниках установлены весовые содержания платиноидов, причем их количество возрастает с увеличением содержания хромита, шпинели, пироксенов, пироба, пикроильменита, золота и алмазов [37]. Родиевая специализация железистой платины, характерная только для россыпей проявлений на востоке Сибирской платформы, явилась основанием для выделения так называемого «вилуйского типа» платиновой минерализации, коренные источники которой до настоящего времени не установлены. Ее единичные проявления в россыпях ассоциируют с полями развития мафит-ультрамафитовых комплексов.

Многочисленные россыпные проявления платиноидов были выявлены позже при разработке алмазоносных россыпей Анабарского района, в которых они всегда ассоциируют с золотом и алмазами. Исследование зерен платины, обнаруженных в россыпях в верховьях рек Биллях и Маят, показало, что минерализация МПГ представлена в основном железистой платиной рутений-родистой специализации (около 90 %). В резко подчиненном количестве встречаются платиноиды Ru-Ir-Os состава, иногда – с небольшим количеством палладисто-железистой и иридисто-железистой платины [1].

Выделения платины во всех россыпях имеют размеры еще более мелкие, чем выделения золота, причем около 70 % металла сосредоточено в одном классе –0,25 + 0,125 мм, за исключением некоторых участков россыпи р. Маят, где размер зерен платины достигал 3 мм. Зерна обычно хорошо окатаны, серебристо-белого цвета, с матовой мелко-шероховатой поверхностью. Средний химический состав платины по россыпям в бассейне р. Маят показан в табл. 2 (по результатам 170 микрорентгеноспектральных анализов и аффинажа).

Средний химический состав платины

Элемент	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu
Содержание по данным микрозондового анализа (р. Маят), %	80,41	3,41	0,89	1,53	3,28	0,76	8,87	0,24	0,69
Содержание по результатам аффинажа (р. Маят), %	80,58	1,09	0,57	2,02	4,99	0,96	9,79		
Содержание по результатам аффинажа (р. Бол. Куонамка), %	79,97	0,42	–	0,26	0,76	0,68	17,91		
Содержание по результатам аффинажа (р. Эбелях), %	78,13	1,03	–	1,71	4,53	1,06	13,54		

Запасы попутной платины категории С₂ по двум россыпям Анабарского района учтены Государственным балансом на 2017 г. в размере 53 кг. Объем добычи, проводившейся ОАО «Алмазы Анабара», в 2017 г. составил 0,6 кг, в 2018 г. – 9,6 кг (База данных R-50\R50_db\Дорм\Золото и платина...).

Происхождение золота и платины в алмазоносных россыпях Анабарского района в настоящее время представляется дискуссионным. Зерна золота и платины имеют отчетливые признаки неоднократного переотложения и золотой обработки (База данных R-50\R50_db\Дорм\Золото и платина...). Оно может связываться как с размывом магматических и метаморфических пород фундамента Анабарского щита, так и массивов щелочных ультраосновных пород Уджинской провинции. Однако второе предположение представляется нам более обоснованным, поскольку связь минерализации благородных металлов с щелочными ультраосновными образованиями неоднократно отмечалась как для Кольской [153], так и для Маймеча-Котуйской [134] провинций. В последней установлено, что с Гулинским вулканоплутоном связаны комплексные золото-платиноносные россыпи, в которых золото встречается в виде частиц размером от долей мм до самородков, превышающих 1–2 см. Наличие включений типоморфных минералов щелочных ультрабазитов (перовскита, циркелита, апатита, монацита и титансодержащего граната) в зернах МПГ и золота свидетельствует о генетическом родстве благородных металлов и пород щелочно-ультраосновного состава [159]. Это подтверждается также находкой самородного золота и МПГ в дунитах Гулинского массива [96].

А. В. Округин с соавторами обнаружил в одном из проявлений зерна иридино-железистой платины с полиминеральным включением, состоящим из диопсида, нефелина, флогопита, амфибола, титаномагнетита, отвечающим по составу породам ийолит-мельтейгитового ряда [134]. Исследование изотопного состава платины «вилуйского типа» ¹⁹⁰Pt-⁴He методом показало, что ее возраст составляет 259 ± 9 млн лет при модельном Re-Os возрасте от 1320 до 370 млн лет. В связи с этим возникло предположение о возможной связи МПГ в этих россыпях с пермо-триасовыми комплексами щелочных–ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции (что не соответствует результатам анализа), а также с эбехайнским магматическим комплексом [135], что более вероятно.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран, торий. В пределах площади листа R-50 гамма-спектрометрической съемкой выявлено семь слабоконтрастных радиоактивных аномалий уран-ториевой (II-3-57,64,65,67,68) и ториевой природы (V-I-22,23). Эти аномалии приурочены либо к тектоническим брекчиям в зонах разломов, либо к битуминозной куонамской свите. Радиоактивность этих аномалий низкая; она не превышает 890 мкР/ч. В связи с низкой радиоактивностью минерализация на этих аномалиях не изучалась. Вероятно, природа радиоактивных аномалий в куонамской свите связана с сорбцией урана и тория органическим веществом, которым обогащена эта свита. В этой свите, как было указано при характеристике горючих сланцев, отмечаются также повышенные содержания молибдена, никеля и ванадия. Аномалии ториевой природы в зонах разломов, по-видимому, связаны с обогащением отдельных участков этих зон новообразованным монацитом. Спектральным анализом установлены повышенные относительно кларковых концентрации Ag, Pb, Mo, Cu, Ni, Co, Cr, Zn, W, V, Y, Yb, Zr, Nb, Ba, As, Bi, Sb, Tl.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит широко распространен в карбонатитах массива Томтор, но образует сколько-нибудь значительных концентраций. Он выделяется в прожилковидных обособлениях или в виде неравномерной мелкой вкрапленности в карбонатите. В анкеритизированных кальцитовых карбонатитах, на водоразделе рек Чымара и Удя флюорит ассоциирует с фтор-карбонатами редких земель, апатитом, пиритом и сфалеритом, образуя микрокристаллики кубической формы (II-3-40) [296]. Однако наиболее характерными для флюорита являются ксеноморфные зерна и тонкозернистые сростания с карбонатом. Окраска его меняется от черной до фиолетовой, встречается также тонкозернистый фарфоровидный флюорит белого и желтого цвета. Кроме того, в верховье левого безымянного притока р. Мал. Куонамка встречены элювиально-делювиальные высыпки доломитов с прожилками флюорита (IV-1-21) [52].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Апатит и франколит. Руды этих фосфорсодержащих минералов выявлены главным образом в пределах центральной карбонатитовой части массивов Томтор (II-3-18), Богдо (II-3-2) и в минерализованной зоне Чимара (II-3-39). Они представлены двумя различными генетическими типами: эндогенными рудами *апатит-карбонатитовой* и *апатит-нефелиновой формаций* в коренных породах и *франколитовой формации* в *корах выветривания* и продуктах их переотложения; рассмотрены выше в составе соответствующих комплексных проявлений.

Фосфориты выявлены в прибрежно-морских отложениях буолкалахской свиты; они относятся к *терригенной желваковой формации*. Все проявления

находятся в крайней северной части площади листа; четыре из них обнаружены в истоках руч. Чуэмпе-Юряге (I-2-4,5,9,10) [217], четыре – в долинах рек Буолкалах и Иедес (I-5-5,6,7,8) [263]. В проявлениях в долине р. Буолкалах в горизонте гравелитистых песчаников мощностью от 0,1 до 2,0 м содержится до 3–5 % рассеянных желваков фосфоритов диаметром 2–20 см. В желваках, по результатам химического анализа, содержится от 9,26 до 23,41 % P_2O_5 [37]. Отношение F/P_2O_5 изменяется от 0,09 до 0,12, чаще 0,10; CO_2/P_2O_5 от 0,06 до 0,23; CaO/P_2O_5 от 1,28 до 1,66; в единичных пробах до 1,80–1,97. Несколько повышено количество полуторных окислов (Al_2O_3 и Fe_2O_3) от 6,79 до 8,5 %, иногда до 28 %. В фосфоритах спектральным анализом установлены ванадий и бор (от 0,002 до 0,007 %).

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Графит. На территории листа известно лишь два проявления графита (V-1-19,20), которые расположены на его западной границе в пределах Анабарского щита. Графитсодержащие гнейсы отмечаются в составе хапчанской серии нижнего протерозоя. Они прослеживаются в виде пласта протяженностью 6–6,5 км при мощности 100–120 м. Графит образует в них небольшие линзовидные скопления, в которых содержание графита составляет 34,0–61,3 %. Распределение графита равномерное [330].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. На площади листа R-50 выявлены весьма многочисленные проявления и месторождения алмазов, которые наряду с редкими и редкоземельными элементами являются основным видом полезных ископаемых для территории листа. Они принадлежат к двум различным генетическим формациям: 1-я формация алмазоносных кимберлитов; 2-я формация алмазоносных россыпей. С первой из них связаны только проявления, со второй – 25 промышленных россыпей, а также многочисленные проявления в современном и террасовом аллювии, в отложениях древних брошенных долин, иногда – в карстовом инфлювии. Все промышленные россыпи сгруппированы в едином алмазороссыпном районе – Анабарском, крупнейшем в РФ, в котором на протяжении более 20 лет ведётся активная добыча алмазов.

Формация алмазоносных кимберлитов широко развита в пределах южной половины площади листа R-50, характеризующейся широким распространением тел кимберлитового, изредка – альнеитового и карбонатитового состава интрузивной и экструзивной фаций, сгруппированных в 10 полей [128, 130, 131]. Алмазоносные кимберлиты представлены тремя возрастными группами: позднедевонско-раннекаменноугольной, среднетриасово-раннеюрской и позднейской. Для южных частей Якутской провинции считается, что среднепалеозойский возраст является благоприятным критерием алмазоносности; однако в рассматриваемом районе эта закономерность не выполняется; продуктивность кимберлитов всех групп очень низка – вне зависимости от их возраста: среди более 500 выявленных кимберлитовых тел алмазы обнаружены только в 41 из них – в концентрациях от 0,001

до 0,2 кар/т, а с повышенными содержаниями, близкими к промышленным – всего одна трубка.

Алмазоносность кимберлитов среднепалеозойского возраста. К их числу относятся кимберлитовые породы четырех кимберлитовых полей: Огонёр-Юряхского, Чомурдахского, Укукитского и Мерчимденского, находящихся в бассейне р. Оленёк.

Огонёр-Юряхское кимберлитовое поле расположено в среднем течении р. Оленёк. Поле включает 16 тел, из которых одна крупная («трубка-лидер»), четыре значительно более мелкие трубки, остальные тела представляют собой дайки. Самая крупная трубка – Аэрогеологическая, крупнейшая трубка всех Северных кимберлитовых полей Якутской провинции; ее площадь в современном эрозионном срезе составляет около 16 га. Площадь остальных трубок (Сестра-19, 25-I, 25-II, Вика) не превышает 5 га. Дайки имеют прослеженную протяженность до 500 м, мощность 0,3–2,5 м. Трубка Аэрогеологическая имеет неправильную, вытянутую в северо-восточном направлении форму. Общая ее длина составляет 1050 м, ширина – 380–150 м. Трубка выполнена порфиоровыми кимберлитами и кимберлитовой брекчией. Содержание алмазов распределяются крайне неравномерно; они меняются по разным пробам: от 0,09 до 0,239 кар/м³. Следует заметить, что эти результаты (1950–1960 гг.) нельзя считать корректными; опробование кимберлита было проведено в объеме 148 м³, что для столь крупного тела явно недостаточно; кроме того, отсадка велась без дробления крупных фракций (по «россыпной схеме») и без привязки проб к различным петрографическим разновидностям. Это же относится и к результатам определения крупности кристаллов, средний вес которых по разным пробам – от 4,67 до 23,92 мг.

В результате проведенных в последующее время работ алмазоносность трубки определена как убогая. По данным В. Ф. Симоненко [321], она составила в среднем 0,007 кар/т при вариациях от 0 до 0,023 кар/т; средний вес 1 кристалла 4,66 мг. Опробование 2004 г. объемом около 7 т дало среднее содержание 0,03 кар/т при вариациях на пробу до 0,6 кар/т и средний вес 1 кристалла 1,52 мг. Установлено при этом, что содержание алмазов в порфиоровых кимберлитах значительно выше, чем в автолитовых кимберлитовых брекчиях [266]. По результатам последних работ были оценены прогнозные ресурсы категории P₂. С учетом поправочного коэффициента на неизвлекаемость крупных кристаллов при обогащении kernовых проб ожидаемый уровень содержаний (по минералогическим критериям) в порфиоровых кимберлитах был принят в 0,1–0,3 кар/т, среднее – 0,2 кар/т. При этих параметрах авторские прогнозные ресурсы категории P₂ составили 10,7 млн кар [266].

Содержания алмазов в остальных телах значительно ниже (табл. 3). Существуют неподтвержденные данные о находках единичных алмазов также в пробах из некоторых даек.

В кимберлитах трубки Аэрогеологическая доминируют кристаллы октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусу I разновидности (в сумме около 60 %) при низком (до 19 %) содержании додекаэдрондов с шагренью и полосами пластической деформации. Содержание двойников и сростков повышено (до 38 %). Алмазы отличаются повышенной степенью прозрачности при высоком (до 36 %) содержании

кристаллов чистой воды и прозрачных. Степень сохранности (целостность) алмазов очень высокая; большинство (68 %) кристаллов без трещин, резко преобладают (до 77 %) целые и в незначительной степени поврежденные камни; сколы в основном техногенные [87].

С этим кимберлитовым полем ассоциируют небольшие аллювиальные россыпи алмазов, возникшие за счет денудации кимберлитов и переотложения алмазов в аллювий р. Куогас-Улуйбут-Моторчуна и р. Моторчуна. Содержания алмазов в них пока не удовлетворяют промышленным требованиям. Ниже по течению р. Моторчуна на площади листа R-51 расположена более крупная промышленная россыпь, для которой был произведён подсчет запасов алмазов [34].

В Чомурдахском поле среди 49 кимберлитовых тел алмазоносными оказались только восемь; при этом суммарный объем опробования составил свыше 765 м³. Средние содержания алмазов по трубкам очень низкие: они составляют от 0,001 до 0,03 кар/т. Самая крупная диатрема – Чомур (2,46 га), которая была разведана сетью шурфов общим объемом 485 м³, имеет среднее содержание всего 0,003 кар/т. Максимальное содержание по пробе составило 0,07 кар/т. Максимальный вес кристаллов также очень низок – 65,4 мг [204]. Алмазы Чомурдахского поля относятся в основном к техническим сортам при содержании ювелирных кристаллов около 5 %.

Укуитское поле. Суммарный вес проб, отобранных из кимберлитов этого самого крупного (более 200 тел) поля, составил более 3600 т. Несмотря на столь внушительный объем опробования, выявлено всего семь небольших (около 2 га) алмазосодержащих трубок, большая часть которых расположена в западной части поля (табл. 3).

Таблица 3

Результаты опробования кимберлитовых тел на площади листа R-50

Название трубки, индекс на карте	Площадь, га	Суммарный объем опробования, м ³	Данные об алмазах			Результаты опробования	
			Число зерен	Суммарный вес, мг	Максимальный вес (средний), мг	Среднее содержание по трубке, кар/м ³ (кар/т)	Максимальное содержание по пробе
Огонёр-Юряхское (9) (tD₃-C₁so)							
Сестра-25-I (V-6-4)	3,08	11,6	1	4,3	–	0,002	–
Сестра-19 (V-6-5)	5	11,1	10	120,7	–	(0,02)	–
Сестра-25-II (V-6-3)	0,84	8,6	1	0,4	–	(0,0001)	–
Аэрогеологическая (V-6-8)	16	148,6	65	455	32,4	(0,007)	0,249
Вика (V-6-7)	0,12	8	1	0,6	–	0,0005	–
Чомурдахское поле (8) (tD₃-C₁so)							
Чомур (VI-3-8)	2,86	485	15	417,9	–	(0,003)	0,13
Светлая-I (VI-3-12)	2,42	113,5	27	127,1	65,4	0,005	–

Название трубки, индекс на карте	Площадь, га	Суммарный объем опробования, м ³	Данные об алмазах			Результаты опробования	
			Число зерен	Суммарный вес, мг	Максимальный вес (средний), мг	Среднее содер- жание по труб- ке, кар/м ³ (кар/т)	Максимальное содержание по пробе
Светлая-II (VI-3-13)	0,34	33,6	5	14,8	–	0,0029	–
Дружба (VI-3-17)	1,56	103,3	1	24	–	(0,0005)	–
Надежная-II (VI-3-18)	0,63	109,6	12	60,2	–	0,0027	–
Дайка Ж-3 (VI-3-10)	0,2	5,8	3	35,7	–	0,03	–
Шток 21/79 (VI-3-11)	0,51	55,8	37	171,4	–	0,015	–
Шток 23/79 (VI-3-14)	2,8	13,8	1	18	–	0,007	–
Укукитское (10) (tD₃-C₁so)							
Ленинград (V-3-10)	2	149,4	389	2899,7	192,4	(0,05)	–
Русловая (V-3-9)	1,32	110,6	946	3855,1	–	(0,02)	–
Омонос II (V-3-5)	0,88	5,03	1	9,3	–	(0,001)	–
Светлана (V-2-13)	2,2	74,8	1152	2476	(6,6)	0,165	–
Лорик (V-2-12)	2,24	66,4	216	198,4	(3,73)	0,015	–
Итим (V-4-2)	1,5	22,3	1	1,3	–	–	–
Фестивальная (V-4-7)	0,21	0,36	1	2,8	–	(0,002)	–
Дюкенское поле (2) (t-δT₂-J₁kn)							
Ан. 106/63 (IV-1-12)	0,013	–	1	–	–	(0,004)	–
Ан. 196/63-III (IV-1-19)	0,83	–	1	–	–	(0,01)	–
Ан. 36/63-I (IV-1-8)	0,66	–	1	–	–	(0,0003)	–
Ан. 36/63-II (IV-1-8)	0,06	–	48	–	–	(0,025)	–
Ан. 43/63 (IV-1-14)	0,12	–	1	–	–	(0,0005)	–
Ан. 109/63 (IV-1-7)	0,45	–	1	–	–	(0,0002)	–
Ан. 36/89 (IV-1-16)	0,5	–	1	–	–	(0,026)	–
Ан. 44/89-I (IV-1-13)	0,011	–	31	–	–	(0,003)	–
Лучаканское поле (4) (t-δT₂-J₁kn)							
Трубка 79a/65 (V-1-6)	0,12	3,37	1	2,4	–	0,0035	0,58
Отрицательная (V-1-13)	0,9	15,95	32	272,8	(8,0)	0,3	0,35
Двойная I, II (V-1-14,15)	1,43	14,28	32	214,1	(4,3)	0,0749	–
Лыхчан-I (Западная) (V-1-7)	0,55	6,4	9	253,7	(28,2)	(0,008)	0,83
Лыхчан-II (Восточная) (V-1-8)	0,24	22,68	5	154,1	61,9 (19)	(0,02)	0,27
Дама-I (V-1-10)	0,45	1,27	1	1,1	1,1	(0,0065)	–
Дама-II (V-1-9)	0,61	5,81	1	5,2	5,2	–	–
Поздняя-I (V-1-11)	4,88	15,3	1	2,6	–	(0,003)	–
Куранахское поле (5) (t-δT₂-J₁kn)							
Юлегир-Чараас (V-1-27)	0,28	3,2	2	9,8	–	(0,06)	–

Примечание. В кимберлитах Куойско-Молодинского (на площади листа R-50), Усть-Силигирского, Мерчимденского и Биригиндинского карбонатитового полей алмазы не обнаружены.

Среди них несколькими повышенными содержаниями алмазов выделяются трубки Русловая и Светлана. В кимберлитах первой из них обнаружены многочисленные и разнообразные глубинные включения, среди которых преобладают пироповые перидотиты, гигантозернистые перидотиты с хромдиопсидом, пироксениты, дуниты и эклогиты. Кимберлиты трубки Светлана, сложенной кимберлитовой брекчией с 20–30 % вкрапленников флогопита, содержат только единичные зерна пироба, пикроильменита, хромшпинелидов. В кимберлитах трубки Ленинград, также содержащей единичные зерна минералов-спутников алмаза (МСА) и редкие ксенолиты серпентинизированных перидотитов и оливинитов, обнаружены самые крупные алмазы поля: максимальный вес кристалла составил 192,4 мг при среднем содержании 0,081 кар/м³ [338].

Среди кимберлитов восточной части поля алмазы были обнаружены только в трех трубках. Первая из них – Фестивальная была опробована в 1958 г.; алмаз весом 2,8 мг был извлечен из концентрата пробы весом 5,2 т [56]. Несмотря на столь незначительный итог, опробование кимберлитов продолжилось в 1980–1990 гг. [205, 213, 344] с таким же результатом: при обогащении пробы весом 22,3 т из трубки Итим-I был найден еще 1 кристалл весом 1,3 мг.

С полем связаны россыпные проявления в русловом аллювии р. Укукит, который алмазоносен на всем протяжении реки (V-3-13, V-4-1).

Алмазоносность кимберлитов среднетриасово-раннеюрского возраста. Эта группа проявлений алмазов связана с кимберлитами четырех полей среднетриасово-раннеюрского возраста, расположенными на восточном обрамлении Анабарского щита. Алмазы были установлены в трех из них – Дюкенском, Лучаканском и Куранахском; в кимберлитах Усть-Силигирского и карбонатитах Биригиндинского поля алмазы обнаружены не были. Всем этим кимберлитам свойственна очень низкая степень алмазоносности; несколько выше она в кимберлитах Лучаканского поля (табл. 3). Характерен также небольшой размер трубок (редко превышающий 1 га) и неправильная, часто удлиненная их форма.

Лучаканское поле. В результате работ первой стадии [52, 276] алмазы были найдены в трубках Ан. 79а/65, Отрицательная, Лыхчан-I и Лыхчан-II, Дама-I и Дама-II, Поздняя, Двойная. Содержание алмазов в них оказалось крайне низким: по отдельным телам оно колеблется от 0,0004 до 0,1 кар/т (трубка Лыхчан-I). Среднее содержание алмазов по всем телам составляло 0,021 кар/т. Всего было извлечено 132 кристалла общим весом 1010,2 мг; средний вес 1 кристалла 7,7 мг, максимальный – 154,1 мг (трубка Лыхчан-I).

При повторном опробовании кимберлитовых трубок Лучаканского поля на большую глубину (Лыхчан-I, Лыхчан-II и Отрицательная) в отдельных пробах содержания алмазов достигали 1,35 кар/м³, тем не менее, средняя алмазоносность по этим трубкам не превысила сотые доли карата [305].

В *Куранахском поле* алмазы были обнаружены в основном в телах в его западной части, расположенных вне границ листа R-50 (в т.ч. трубка Малокуонамская, среднее содержание алмазов в которой 0,29 кар/т, максимальное – 0,527 кар/т, а доля камней ювелирного качества достигает 20 %). Среди кимберлитовых тел восточной части поля алмазы были обнаружены только в кимберлитах небольшой трубки Юлегир-Чараас, где из концентрата проб

объемом 3,2 м³ было извлечено два кристалла общим весом 9,8 мг, что соответствует содержанию 0,0153 кар/м³.

Но при проведении опробования на трубках Куранахского и Лучаканского полей после классификации и обогащения проб просматривался под рентгеном только материал класса $-2+0,5$ мм; более крупные классы не додрабливались. Совершенно очевидно, что концентрации алмазов вследствие этого оказались заниженными.

В *Дюкенском поле* ранее была установлена алмазоносность только одной трубки. Но к настоящему времени при повторном опробовании алмазы обнаружены в 25 телах [305], что, несомненно, объясняется значительно увеличенным по сравнению с первоначальным (0,2–0,5 т) объемом проб, в среднем составлявшим 0,97 т на каждое тело. Однако количество этих находок не прибавило этому полю перспективности: они были или единичны, или давали значения на 1–2 порядка ниже промышленных. При этом, все алмазоносные тела рассматривались авторами как пикриты.

Проведенным опробованием ограниченного объема в кимберлитах очень небольшого *Усть-Силигирского* поля среднетриасово-раннеюрского возраста, одного куста трубок Куойского поля позднеюрского возраста, а также карбонатитах *Биригиндинского* поля алмазы обнаружены не были.

Типоморфные особенности алмазов и их качество в кимберлитовых телах площади листа R-50 индивидуальны. Особо следует отметить типоморфизм алмазов I, III и IV разновидностей, которые по своим особенностям близки к кристаллам тех же разновидностей Далдынского, Алакит-Мархинского и Верхнемунского кимберлитовых полей. Они резко отличаются от камней этих же разновидностей из известных россыпей северо-востока Сибирской платформы [86]. Типоморфные для россыпей Анабарского района кристаллы т.н. «эбеляхского типа» – V, VII, а также II разновидностей в кимберлитах площади полностью отсутствуют.

Типоморфным признаком являются иногда высокие содержания алмазов I разновидности, а также двойников и сростков (до 20–25 %), особенно в телах Укукитского, Огонёр-Юряхского, Чомурдахского полей и северной части Лучаканского поля, что сближает их с кристаллами из трубок Далдынского, Алакит-Мархинского и Верхнемунского полей.

Для изученных алмазов характерна чрезвычайно широкая гамма фотолюминесцентных особенностей, что свидетельствует о своеобразии условий их образования в отдельных частях этого обширного региона.

Характерной особенностью большинства кимберлитовых тел Анабаро-Оленёкского междуречья является высокая степень сохранности (целостности) алмазов, незначительная доля поврежденных камней; общее содержание осколков без признаков кристаллографической огранки не превышает 10 %. При этом в подавляющем большинстве случаев сколы на алмазах имеют техногенный характер. Повышенную степень сохранности (целостность) алмазов из большинства кимберлитовых тел Анабаро-Оленёкского междуречья следует, вероятно, связывать с более спокойными условиями формирования трубок этого региона, отсутствием интенсивного динамического воздействия на них.

Результаты опробования кимберлитовых тел почти всех рассмотренных выше кимберлитовых полей, неоднократно подтверждавшиеся повторным

опробованием и результатами тематических исследований, свидетельствуют о весьма низких содержаниях алмазов в них – независимо от их возраста. Кроме того, оказался также очень низким размер камней, как и их качество; все это заставляет считать столь же низкой и их перспективность на выявление промышленных месторождений. Это подтверждается, кроме того, очень низкими содержаниями алмазов в аллювии водотоков, дренирующих эти кимберлитовые поля, которые нигде не превышают 30 мг/м^3 (нижнее течение руч. Лучакан).

Несколько выделяется на общем фоне Огонёр-Юряхское поле и трубка Аэрогеологическая на нем. Содержания алмазов в трубке приближаются к минимально промышленным, а в аллювии, дренирующей трубку р. Моторчуна, выявлено небольшое россыпное месторождение алмазов. Близкие к промышленным содержания алмазов выявлены также в трубке Малокуонамская Куранахского узла, находящейся в непосредственной близости от западной границы площади листа. Кроме того, в аллювии правых притоков р. Анабар, расположенных выше по течению от выявленных промышленных россыпей, также установлены алмазы, в то время как в истоках этих водотоков кимберлитовые тела неизвестны. Все это позволяет надеяться на выявление новых кимберлитовых тел в районе с более высокими характеристиками, чем уже известные. На этих телах следует провести достаточно представительное опробование. В табл. 3 показаны результаты опробования кимберлитовых тел площади листа R-50; в скобках показаны номера кимберлитовых полей, отмеченные на карте полезных ископаемых.

Формация алмазоносных россыпей. В пределах рассматриваемой площади россыпные алмазы распространены почти повсеместно, встречаясь как почти во всех типах рыхлых поверхностных отложений, так и в некоторых древних коллекторах. Но промышленные их концентрации выявлены только в северо-западной части территории, на междуречье Анабар и Удя, где располагается крупнейший в РФ Анабарский алмазороссыпной район, в котором сконцентрированы все промышленные россыпи алмазов; все они относятся к геологопромышленному типу аллювиальных алмазоносных россыпей. Район включает 25 промышленных россыпей алмазов и 41 россыпное проявление (россыпь), связанных преимущественно с русловым, пойменным, реже террасовым аллювием многочисленных рек и ручьев правых притоков р. Анабар. Значительная часть крупных россыпей к настоящему времени отработана.

Аллювиальные россыпи алмазов установлены также в пределах всех кимберлитовых полей, особенно Огонёр-Юряхского, Укукитского, в меньшей мере – Чомурдахского и Куонамского; эти кимберлиты являются их основными коренными источниками. Однако при значительной протяженности они характеризуются обычно весьма низкими содержаниями алмазов и в настоящее время не представляют промышленного интереса.

В северной части площади листа, в бассейнах верховой р. Удя, ее правых притоков в нижнем и среднем течениях, истоках рек Куойка и Беенчима выявлены также аллювиальные россыпи, не имеющие видимой связи с кимберлитами; их размеры и параметры существенно ниже.

В разрезе верхнепалеозойских и мезозойских отложений выявлено также несколько алмазосодержащих стратиграфических уровней; эти проявления относятся к генетическому типу древних алмазосносных конгломератов. Они могли служить промежуточными коллекторами для формирования современных россыпей.

Анабарский алмазороссыпной район (0.2). Этот район (его центральная и восточная части) в пределах листа R-50 занимает территорию вдоль западной границы, протягиваясь в субмеридиональном направлении от верхнего течения р. Масапы на юге до устья р. Уды на севере на расстояние около 120 км. Крайняя западная его часть находится на площади листа R-49. В Анабарском районе сконцентрировано около 70 % запасов разведанных россыпей Якутской алмазосносной провинции. Некоторые из них являются весьма крупными по размеру запасов алмазов и уникальными по их содержаниям.

Субстратом аллювия основной части этой области служат хорошо карстующиеся кавернозные карбонатные породы – доломиты анабарской и известняки силигирской свит среднего кембрия, в северо-восточной ее части – песчаники пермского возраста, а также прорывающие их пластовые и секущие тела траппов молодинского комплекса, обычно сопровождающиеся вулканитами молодинской толщи. На отдельных участках водораздела сохранились небольшие реликты верхнеюрских алевролитов и песчаников. На карбонатных породах широко развита кора выветривания, представленная доломитовой мукой, которая в верхней части, как правило, переотложена и содержит примесь обломочного материала. Мощность пород коры выветривания колеблется от 0,5 до 10 м и более. В многочисленных (около 300) карстовых воронках, развитых особенно широко в бассейне р. Эбелях, залегают нижнемеловые пески, глины, перекрытые иногда неогеновыми песчано-глинистыми отложениями. Реликты последних, представленные песчано-глинистыми галечниками и глинами, сохранились местами также на изолированных участках водоразделов. В долинах рек развит комплекс аллювиальных образований – от среднечетвертичных до современных, слагающих аккумулятивный чехол четырех надпойменных цокольных террас, пойму и русло.

Рельеф Анабарского района образован под воздействием двух разновременных процессов: длительной эпохи выравнивания, вызвавшего формирование обширной слабовсхолмленной равнины на уровне поверхности между речья Анабара и Уды, и последовавшего за ней периода резкого, но малоамплитудного поднятия. Этот участок представлял собой, видимо, пограничную зону прибрежно-морских верхнетриасовых и нижнеюрских алмазосносных отложений, которые во время формирования поверхности были почти полностью денудированы. Содержащиеся в них алмазы при этом были переотложены в аллювиальных меловых/неогеновых континентальных отложениях.

В период формирования сводового поднятия выровненная поверхность была расчленена многочисленными притоками р. Анабар, служившей местным базисом эрозии, с образованием глубоко врезанных долин, соответствующих меандрирующим руслам третичной гидросети; их возникновение связано с высокой активностью донной при слабой интенсивности боковой эрозии. Поднятие осуществлялось, видимо, в несколько этапов, среди которых выделяется верхнечетвертичное время, которому соответствует формирова-

ние вложенного аллювия в средних и верхних частях долин крупных притоков. Продольный профиль долин крупных притоков Анабара ступенчатый. Наибольшая его крутизна свойственна приустьевым частям долин, поперечный профиль которых обычно V- и U-образный, с выходами коренных пород на склонах. В средних и верхних частях долин склоны выполаживаются, и ближе к истокам долины приобретают корытообразную форму.

Результатом действия этих процессов явилось формирование гидросети притоков р. Анабар в современном ее виде с комплексом алмазоносных аллювиальных образований. Аллювий всех уровней практически всех водотоков района алмазоносен, однако в различной степени. Максимальные концентрации алмазов приурочены обычно к нижним частям долин с узким днищем, с очень небольшой мощностью аллювия; средние содержания алмазов здесь часто на порядок выше, достигая иногда ураганных концентраций (10–100 кар/м³). В этом районе, как и в россыпях всего мира, существует четкая обратная зависимость между мощностью аллювия и содержаниями в нем алмазов.

Состав аллювия всех рек характеризуется резким преобладанием местного обломочного материала с очень небольшой примесью гальки, гравия и валунов экзотических для района пород. В тяжелой фракции всегда присутствуют МСА. Наиболее высокую алмазоносность имеют фации аллювия с повышенным содержанием экзотических обломков, высокой долей тяжелой фракции и наличием крупных зерен пиропса [237]. Выявлена также прямая корреляционная связь алмазоносности с содержанием крупных (+1) зерен пикроильменита [142].

Первые алмазы в этом районе были найдены в 1963–1965 гг. геологами Амакинской экспедиции М. Н. Васильевой и НИИГА И. Б. Рубенчиком, Н. А. Борщевой при проведении геологической съемки масштаба 1 : 200 000. Промышленная алмазоносность аллювия р. Эбелях была установлена в 1965 г. геологами Амакинской экспедиции Ю. П. Беликом, И. А. Галкиным, Ю. А. Ломакиным, а ручья Ырас-Юрях с наиболее высоким в районе содержанием алмазов – В. М. Подчасовым при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в 1966 г.

Содержания алмазов, их размер и качество в разных россыпях района сильно различаются. Для наиболее крупной россыпи р. Эбелях среднее содержание алмазов составляет 1,40 кар/м³, а ураганные – до 82,81 кар/м³. В россыпи высокой поймы р. Бильях среднее содержание составляет 1,2 кар/м³, максимальное – 8,89 кар/м³. В промышленном контуре россыпи Маят содержания алмазов изменяются от 0,12 до 14,28 кар/м³, в целом по россыпи составляя 1,29 кар/м³.

Качество алмазов наиболее низкое в россыпи Эбелях; из них к ювелирным сортам относится около 20 % камней, а доля низкокачественных камней V–VII разновидностей составляет 40–57 %. Цена алмазов россыпи в среднем около 40 US\$/кар, но в россыпи его притока – р. Исток – до 80–100 US\$/кар. Наиболее высокое качество алмазов в россыпи Маят, где доля алмазов V–VII разновидностей не превышает 24 %, а средний вес алмазов достигает 0,34 кар. Содержание ювелирных камней составляет 49,3 %, околуювелирных – 37,3 %, что является самым высоким среди промышленных россыпей

Якутии. Средняя цена 1 карата по россыпи – около 80 US\$. Россыпь р. Маят выделяется также очень высокой долей камней I разновидности (80,0 %), за счет уменьшения содержания алмазов V–VII разновидностей (15,7 %).

По содержанию алмазов выделяются россыпи с очень высоким (>2,0 кар/м³), высоким (2,0–1,0 кар/м³), средним (1,0–0,5 кар/м³) и низким (0,2–0,5 кар/м³) содержанием алмазов. По качеству алмазов выделяются россыпи с очень высоким (более 100 US\$/кар), высоким (100–50 US\$/кар), средним (50–20 US\$/кар) и низким (менее 20 US\$/кар) качеством алмазов (в ценах 2005 г.). По запасам алмазы делятся на группы: более 20 млн кар, 10–5 млн кар, 5–1 млн кар, 1–0,5 млн кар, 0,5–0,1 млн кар и менее 0,1 млн кар [142].

Коренные источники россыпей Анабарского района до настоящего времени не обнаружены. Кроме современного аллювия, алмазы установлены в терригенных отложениях перми, триаса, юры, мела, неоген-четвертичных образованиях, которые и являются основными промежуточными коллекторами. Промышленные россыпи выявлены только в неоген-четвертичных, верхне-четвертичных и современных аллювиальных отложениях. Основная часть промышленных россыпей сконцентрирована в бассейне р. Эбелях. Крупные россыпи алмазов находятся также в долинах рек Бильлях, Маят, а за пределами листа R-50 – Анабар, Хара-Мас, Бол. Куонамка и др.

Основные характеристики промышленных россыпей алмазов Анабарского района сведены в табл. 4.

Таблица 4

Характеристики основных промышленных россыпей алмазов Анабарского района (по состоянию на 2017 г.)

Номер на карте	Название	Длина, км	Ширина, м	Мощность песков, м	Среднее содержание, кар/м ³	Прогнозные ресурсы, тыс. кар	Категория ресурсов и запасов	
Маятский алмазорооссыпной узел (0.2.1)								
I-1-29	Кюрюкюр	31*	190*	2,1*	0,28*	436**	P ₁ **	
I-1-37	Улегир	46,7*	55*	1,4*	0,22*	365**	P ₁ **	
I-1-40	Ручей 57	2,2*	80*	0,9*	1,0*	160*	P ₁ *	
I-1-44	Ручей 55	3,2*	40*	0,9*	0,41*	50*	P ₁ *	
I-1-45	Южная	7,6	40–140	1,0	0,22	83*	P ₂ *	
I-1-53	Тыйдах-Юрях	9,15*	30,2*	1,74*	0,07*	330*	P ₁ *	
I-1-54	Ручей 41	5,1****	105****	1,6****	0,61***	305,4****	A+B+C ₁ ****	
						14,9****	C ₂ ****	
Россыпь отработана****							90,8	Заб.****
I-1-57	Маят	8,4***	55***	1,44***	0,37***	2371,3**** 183,5**** 46,3****	A+B+C ₁ **** C ₂ **** Заб.****	
II-1-2	Ручей 86	2,83****	20,7****	1,05****	0,37****	28,5****	Заб.****	
II-1-3	Кула	1,53*	78*	1,25*	0,85*	119,16****	A+B+C ₁ ****	
						8,61****	C ₂ ****	
Россыпь отработана****							1944*	P ₁ *

Номер на карте	Название	Длина, км	Ширина, м	Мощность песков, м	Среднее содержание, кар/м ³	Прогнозные ресурсы, тыс. кар	Категория ресурсов и запасов
П-1-4	Чорду-Пастага	6,15*	394,6*	1,23*	0,04*	129,1*	P ₁ *
П-1-5	Трапповый	9,15*	242,6	1,37*	0,14*	437,19*	P ₁ *
П-1-6	Олом (Исток, Лог 325)	14****	50,1****	1,28****	0,583****	106,9**** 47,9****	A + B + C ₁ **** C ₂ ****
П-1-10	Курунг-Юрях	12,1****	75–380****	0,3–3,1****	1,029****	1609,4**** 891,7**** 97,5****	A + B + C ₁ **** C ₂ **** Заб.****
П-1-11	Лог 405	3,5****	53****	1,3****	0,811****	89,2**** 102****	C ₂ **** Заб.****
Билляхский алмазоросянный узел (0.2.2)							
П-1-13	Верхний Биллях	1,9****	65,5****	14,3***	1,33***	1511,7**** 2573,6**** 38,4****	A + B + C ₁ **** C ₂ **** Заб.****
П-1-14	Биллях	53****	98,3****	1,68****	1,15****	5892,7**** 1105,5****	A + B + C ₁ **** C ₂ ****
Эбеляхский алмазоросянный узел (0.2.3)							
П-1-19	Каменистый	7****	63,4****	1,4****	0,72****	149**** 64**** 4,4****	A + B + C ₁ **** C ₂ **** Заб.****
П-1-24	Хотугу-Балаганнах	10,1****	55****	1,6****	0,944****	692,4**** 23,5**** 68,2****	A + B + C ₁ **** C ₂ **** Заб.****
П-1-26	Моргогор, Быстрый	24,6****	115,8***	1,57***	0,329****	3170,6**** 73,3**** 97,5****	A + B + C ₁ **** C ₂ **** Заб.****
П-1-30	Эбелях	83,3****	85****	1,9-2,6****	1,374****	20641,3**** 1848,4**** 540,4****	A + B + C ₁ **** C ₂ **** Заб.****
П-1-33	Балаганнах	10*	125*	1,3*	0,944****	50,96**** 680,79**** 90,5**	C ₂ **** Заб.**** P ₁ **
П-1-34	Гусиный	8,7*	131,5*	2,2*	1,211****	3532,6**** 7,6	A + B + C ₁ **** C ₂
П-1-35	Кумах-Юрях	18*	250*	1,7*	1,102****	254,5**** 1392,4**** 191**	C ₂ **** Заб.**** P ₁ **
П-1-36	Ручей 53	3,3*	69*	1,53*	1,2*	427,9***	A + B + C ₁ ****
П-1-38	Кусун-Эбелях	24*	161*	1,4*	0,3*	2352**	P ₁ **
П-1-40	Ручей 71	2,4*	88,6*	1,1*	0,75*	180*	P ₁ *
П-1-41	Болотистый	5*	163*	1,8*	0,967****	293,9**** 42**	C ₂ **** P ₁ **
П-1-42	Ырас-Сала	10*	154*	1,7*	1,047****	382,28**** 101,73**** 316**	C ₂ **** Заб.**** P ₁ **
П-1-43	Ырас-Юрях	8,9***	121***	2,0***	1,78***	4416,6***	A + B + C ₁ ****

Номер на карте	Название	Длина, км	Ширина, м	Мощность песков, м	Среднее содержание, кар/м ³	Прогнозные ресурсы, тыс. кар	Категория ресурсов и запасов
II-1-44	Ырас-Юряге	16*	130*	2,1*	0,3*	683**	P ₁ **
II-1-48	Лабазный	12*	289*	2*	0,399****	265,01**** 494**	Заб.**** P ₁ **
II-1-49	Холомолоох	8,8****	127****	2,27****	4,179***	4313,8**** 29,6**** 1141,7****	A+B+C ₁ **** C ₂ **** Заб.****
II-2-37	Исток	19****	79,4***	1,81****	0,952****	2760,6**** 565,5****	A+B+C ₁ **** Заб.****
Прочие россыпи							
I-3-10	Чюэмпе-Юряге	–	–	–	–	410**	P ₃ **
I-3-18	Билир	–	–	–	–	2910**	P ₃ **
II-1-60	Маспакы	75*	150*	1,7*	0,15*	10 000**	P ₃ **
II-2-3	Чычач-Чымара	30*	300*	1,2*	0,1*	10080*	P ₃ *
II-2-7	Лясегер-Юрях	9,2****	71,8****	1,25*	0,718****	61**** 561**	C ₂ **** P ₁ **
II-2-48	Унга-Салаа	3,3*	134*	1,6*	0,72*	500*	P ₁ *
II-2-51	Хадьга	25*	270*	2,3*	0,01*	155*	P ₃ *
II-2-54	Курунгнах-Юрях	19*	211*	2,2*	0,461****	981,7**** 2515**** 510**	C ₂ **** Заб.**** P ₁ **
II-3-60	Томгор	20*	450*	7*	0,2*	2930**	P ₃ **
II-4-26	Мас-Уджа (нижний)	22,5*	60*	1,6*	1,07*	474,7**	P ₃ **
II-4-27	Токур-Уджа (нижний)	26,5*	60*	0,7*	3,07*	4114*	P ₂ *
II-5-20	Мас-Уджа	10*	60*	1,5*	2,15*	1076**	P ₃ **
III-1-29	Делинде (средний)	28,5*	40*	1,3*	0,14*	171*	P ₂ *
III-1-34	Малая Куонамка	100	80*	2,0*	0,25*	10 900** 6200** 17 000**	P ₁ ** P ₂ ** P ₃ **
III-1-33	Делинде (нижний)	29*	40*	1,4*	0,085*	173*	P ₂ *
II-3-53	Уджа (верховья)	–	–	–	–	931,5**	P ₃ **
III-3-8	Токур-Уджа (верхний)	10*	–	–	0,067*	714,8**	P ₂ **

* Данные по отчетам предшествующих исследователей.

** Сборник прогнозных ресурсов ТПИ РФ на 1.01.2018 г. Вып. 1. М., 2019.

*** Данные по паспортам ГКМ.

**** Данные по ГБЗ 2016–2018 гг.

Россыпи бассейна р. Эбелях включают собственно россыпь р. Эбелях (II-1-30) и россыпи некоторых ее притоков: Холомолоох (II-1-49), Ыраас-Юрях (II-1-43), Гусиный (II-1-34), Ручей 53 (II-1-36), Моргогор (II-1-26). Россыпи с высоким и очень высоким содержанием алмазов. По качеству алмазов

россыпи различаются: высоким качеством характеризуются Моргогор, Эбелях, Исток (П-2-37) [142].

Отработанные участки россыпей в речных долинах на космических снимках Landsat 8 (комбинация 6, 5 и 4 каналов съемки) выделяются синим цветом по состоянию на 2014 г.

Долинная россыпь р. Эбелях имеет значительную (до 100 км, включая лист R-49) протяженность. Алмазонасен аллювий всех ее террасовых уровней и притоков. Россыпь сформирована за счет размыва промежуточных коллекторов.

В 2016 г. АО «Алмазы Анабара» проводило разведочные работы в пределах террасового комплекса р. Эбелях. Прирост запасов алмазов составил 513,1 тыс. кар [4]. Основные запасы алмазов содержатся в аллювии русла и низкой поймы р. Эбелях; в среднем содержание составляет от 1,0 до 2,2 кар/м³, по отдельным пробам – десятки кар/м³. Средний вес алмазов – 19,9 мг, встречаются кристаллы до 50 карат и более.

Аллювий высокой поймы характеризуется промышленной алмазонасностью на всем протяжении россыпи. Среднее содержание составляет 0,62 кар/м³, максимальное по пробам – 26,50 кар/м³; среднее значение в промышленном контуре – 0,89 кар/м³. Средний вес алмазов по россыпи равен 19,1 мг.

Алмазонасность погребенного верхнечетвертичного аллювия достаточно высока: по пробам до 9,46 кар/м³, по выработкам до 5,17 кар/м³. Средняя масса кристалла составляет 19,0 мг, в истоках реки – 9–14 мг.

Алмазонасность террасовых галечников сравнительно невысока; она уменьшается от низких террас (0,36 кар/м³) к высоким (0,22 кар/м³). Однако аллювий четвертой надпойменной террасы характеризуется наиболее высоким содержанием: в среднем 0,82 кар/м³ при максимальных концентрациях до 32,01 кар/м³ и средней массе одного кристалла 30,1 мг. На нижнем отрезке долины р. Эбелях обнаружен уникальный фрагмент IV надпойменной террасы, представляющий собой высокоалмазонасную залежь с крупными запасами алмазов.

Нижнемеловые отложения (песчанистые углистые глины), залегающие в узких (20–40 м) карстовых полостях глубиной от 4,5 до 17 м в днище долины р. Эбелях, характеризуются низкой алмазонасностью. Среднее содержание составляет 0,05 кар/м³, при максимальном по пробам до 0,30 кар/м³. Средний вес одного кристалла – 20,2 мг.

Алмазы встречаются также в делювиально-солифлюкционных образованиях на склонах долины реки; содержания алмазов в них в среднем 0,09 кар/м³.

В промышленный контур россыпи включены отложения русла, низкой поймы и (фрагментарно) высокой поймы. В истоках реки в промышленный контур включены осадки верхнечетвертичной погребенной долины. Зачастую в него включаются также переотложенные коры выветривания, служащие плотиком аллювиальных россыпей и имеющие высокую алмазонасность (в среднем 0,86 кар/м³).

Россыпь имеет лентовидную форму, протяженность более 100 км и ширины 40–80 м. Средняя мощность продуктивного пласта – 1,95 м, при вариациях от 0,38 до 4,30 м. Продуктивный пласт достигает наибольшей мощности на

излучинах в намываемой части; минимальная его мощность установлена на плесах. Средняя мощность торфа в пределах русла и низкой поймы – 1,03 м, при колебаниях от 0,0 до 4,25 м. Максимальная мощность вскрыши выявлена в истоках реки, минимальная – в средней ее части. Среднее содержание алмазов в породах вскрыши – 0,09 кар/м³. Средний коэффициент вскрыши – 0,53 [142]. Ситовой состав алмазоносного аллювия весьма изменчив; в среднем на долю отвалной гали (класс +16 мм) приходится около 47 %, на долю зернистого материала (кл. –16+0,5 мм) – около 20 %, на долю шламов (–0,5 мм) – около 33 %. Средний выход тяжелой фракции (альмандин, лимонит, ильменит, пироксен, пикроильменит) – 0,7–1 кг/м³. Пески россыпи характеризуются средней промывистостью и обогатимостью.

В весовом отношении среди алмазов преобладают классы –4+2 (56,7 %) и –2+1 мм (31,1 %), меньше алмазов класса –8+4 мм (10,7 %) и первые проценты составляет класс –1 мм. Средний вес алмазов – 19,9 мг [142].

Качество алмазов россыпи р. Эбелях в целом невысокое. Содержание ювелирных и околуювелирных камней в сумме составляет около 20 %, а низкосортных технических камней V–VII разновидностей – более 30 %. Средняя цена 1 карата по россыпи – около 40 US\$*. Доля прозрачных кристаллов – 58,5 %, полупрозрачных – 28,5 %, весьма прозрачных 9,7 %, непрозрачных – 2,1 % и чистой воды – 1 %. Доля окрашенных алмазов – 31,5 %; преобладают камни с серой и коричневой окраской [34]. В продольном профиле россыпи снизу вверх по течению реки возрастает доля алмазов I разновидности и снижается – V и VII разновидностей. Как следствие, в том же направлении возрастает качество алмазов и на уч. Исток: цена 1 карата приближается к 80–100 US\$.

Россыпи бассейна р. Бильлях. В бассейне р. Бильлях разведаны крупная долинная россыпь Бильлях и средняя по запасам аллювиальная эрозионно-карстовая россыпь Верхний Бильлях (II-1-13).

Россыпь Бильлях (II-1-14). Протяженность ее составляет 56,5 км. Это россыпь сложного гетерогенного строения, представляющая собой комплекс преимущественно аллювиальных отложений разного возраста.

На нижнем отрезке долина р. Бильлях террасирована. Современные осадки русла, низкой и высокой пойм развиты на всем протяжении долины. Поймы протягиваются обычно узкими (40–50 м) полосами вдоль русла. В нижнем течении реки их состав грубообломочный, а в верховьях доминируют песчано-илистые образования. Средняя мощность аллювия русла составляет 1,8 м, при колебаниях от 0,7 до 2,8 м, низкой поймы – 2,8 м, высокой поймы – 4,1 м.

Первая, вторая и третья надпойменные террасы позднечетвертичного возраста высотой 5–7, 9–12 и 15–18 м соответственно развиты фрагментарно на крупных излучинах реки. В составе их аккумулятивного чехла выделяется нижний горизонт русловой фации, составляющий 2–3 м, который перекрывается пойменной фацией мощностью 2–4 м.

В средней и верхней частях долины террасы отсутствуют, и погребенные отложения позднечетвертичного возраста залегают в ее днище. Мощность галечников русловой фации выдержана по простирацию, изменяясь от 1,0 до

*Стоимость указана в ценах 2005 г.

2,5 м (в среднем 1,6 м). Средняя мощность пойменной фации составляет 2,9 м, максимальная – до 6,1 м. Ширина залежи колеблется от 93,0 до 297,0 м (в среднем 190 м).

На правом склоне долины верхнего течения р. Бильлях залегает погребенный аллювий в виде фрагментов узких вытянутых полос длиной до 2,7 км и шириной от 60 до 240 м при мощности 1,4 м. Отмечаются отложения средне-позднечетвертичного и неоген-раннечетвертичного возрастов.

В верховьях реки *неоген-нижнечетвертичный* аллювий выполняет эрозионно-карстовые депрессии. *Плиоцен-среднечетвертичные* образования аллювиального и озерно-аллювиального генезиса развиты на пологих склонах и водораздельных пространствах долины р. Бильлях. Мощность осадков колеблется от 2,6 до 4,9 м.

Плотиком всех типов россыпей служат породы коры выветривания; их верхняя переотложенная часть практически повсеместно алмазоносна. В долине реки широко развиты нижнемеловые осадки, представленные кварц-карбонатными песками с углями и глинами, выполняющими карстовые полости.

В долине р. Бильлях алмазоносным является весь разновозрастный комплекс аллювия и подстилающих его кор выветривания (табл. 5). Повышенной алмазоносностью характеризуются современные осадки русла и пойм, первой надпойменной террасы (фрагментарно), переуглубленной долины средне-позднечетвертичного и позднечетвертичного возрастов, неоген-нижнечетвертичные галечники и образования переотложенной коры выветривания.

Таблица 5

Содержания алмазов в отложениях различного возраста и типа в бассейне р. Бильлях

Тип и возраст осадков	Содержание, кар/м ³		Среднее содержание, кар/м ³
	от	до	
Коры выветривания переотложенные			0,62
Раннемеловые образования			0,02
Неоген-раннечетвертичные	0,02	12,53	1,36
Плиоцен-среднечетвертичные			0,02
Средне-позднечетвертичные		2,44	
Позднечетвертичные	0,0	7,84	0,69
Позднечетвертичные–современные	0,0	0,40	0,05
Аллювий третьей террасы	0,0	0,19	0,05
Аллювий первой террасы	0,0	1,31	0,21
Аллювий высокой поймы	0,02	8,89	0,71
Аллювий русла–низкой поймы	0,0	7,54	0,25

Основой промышленной россыпи являются отложения русла, низкой и высокой пойм р. Бильлях (общей протяженностью 11,1 км). Аллювий высокой поймы характеризуется высокими содержаниями: по выработкам – до 8,89 кар/м³, по пробам – до 2,77 кар/м³, в среднем – 0,71 кар/м³. Средняя масса кристалла алмаза – 19,9 мг. Русловой аллювий выделяется промышленной алмазоносностью в нижнем и среднем течениях реки, хотя в среднем содержание алмазов низкое – 0,25 кар/м³.

Столь же высокопродуктивны верхнечетвертичные образования, с которыми связана россыпь, сплошной контур балансовых запасов которой имеет длину 22,6 км. В верхнечетвертичной аллювии сконцентрированы основные запасы алмазов россыпи. Среднее содержание алмазов в пределах промышленного контура составляет 1,13 кар/м³, в естественных границах – 0,69 кар/м³. Средняя масса алмазов составляет 24 мг.

Несколько меньшее значение имеют неоген-нижнечетвертичные образования, уровень алмазоносности которых очень высокий: в среднем 1,36 кар/м³, по отдельным пробам достигает 12,53 кар/м³; средняя масса кристалла – 13,4 мг.

Продуктивный пласт россыпи представлен галечниками, переотложенными продуктами коры выветривания, торфоилами, илистыми суглинками; плотик – доломитами и их кораи выветривания. Средняя ширина промышленного контура составляет 98,3 м. Мощность продуктивного пласта – 1,68 м, торфов – 3,01 м, коэффициент вскрыши – 1,80. Среднее содержание алмазов составляет 1,15 кар/м³.

Алмазы россыпи характеризуются наиболее высоким качеством по сравнению с другими россыпями Анабарского района. Доля ювелирных алмазов составляет 46,23 %, в том числе I категории 10,42 %, II – 35,81 %. В россыпи р. Бильях был найден кристалл весом 298,52 кар – самый крупный для россыпей РФ. Около 95 % промышленных запасов алмазов связаны с современными отложениями низкой и высокой пойм и верхнечетвертичными отложениями переуглубленной долины [34]. Средняя цена 1 кар по россыпи – около 80 US\$.

По типоморфным особенностям алмазы россыпи р. Бильях в общих чертах близки к алмазам россыпи р. Эбелях, но отличаются от последних более низким содержанием алмазов V–VII разновидностей «эбеляхского» типа (23,8 %) По granulometрии основная весовая доля приходится на кристаллы класса –4+2 мм (57,1 %) и класса –2+1 мм (28,3 %). Средний вес 1 кристалла – 20,5 мг.

Россыпи бассейна р. Маят. В бассейне р. Маят находится крупная по запасам россыпь р. Маят (I-1-57), включающая собственно русловую россыпь реки и участки долинных (ложковых) россыпей ее левых притоков – Олом (II-1-6) и Кула (II-1-3). Кроме того, на стадии поисков установлены перспективные россыпные проявления, приуроченные к погребенным верхнечетвертичным отложениям в долине верхнего течения реки и в долинах некоторых ее притоков.

Русловая россыпь р. Маят протяженностью около 50 км относится к аллювиальному типу и приурочена к руслу реки. В бассейне р. Маят развита собственно русловая россыпь реки, участки россыпей в долинах ее левых притоков – Олом и Кула, а также в долинах некоторых ее более мелких притоков.

По геолого-геоморфологическому строению в россыпи выделяется четыре участка: Приустьевой (около 15 км), имеющий каньонообразную долину с крутым (до 0,006°) уклоном и крупнопсефитовым составом аллювия; Нижний (9,5 км) – с более выположенной долиной (уклон до 0,003°), с осыпными склонами; Средний (около 17 км) с более выположенным профилем (~0,001)

и преимущественным развитием аллювиальной фации; Верхний (около 9 км) с очень пологим уклоном ($\sim 0,001^\circ$) и преимущественным развитием в днище долины верхнечетвертичных отложений.

Промышленной алмазонасностью характеризуются Средний, Нижний и Верхний участки россыпи суммарной протяженностью 34,5 км. Приустьевой участок имеет неблагоприятные условия россыпеобразования, и при его дальнейшем изучении здесь, возможно, будут выявлены отдельные мелкие фрагменты россыпи с суммарными запасами алмазов не более 70–100 тыс. кар [142].

Коры выветривания имеют крайне незначительное распространение. Мощность их колеблется от 0,2 до 1,2 м. Однако в продуктах их переотложения содержание алмазов низкое, до $0,15 \text{ кар/м}^3$ и в среднем составляет $0,06 \text{ кар/м}^3$.

Аллювий первой и второй надпойменных террас присутствует только на Нижнем участке и характеризуется непромышленной алмазонасностью. Содержание алмазов в аллювии второй террасы – до $0,09 \text{ кар/м}^3$, первой террасы – до $0,94 \text{ кар/м}^3$.

Верхнечетвертичный аллювий переуглубленной долины установлен на всем Верхнем, фрагментарно – на Среднем участке. Приурочен к днищу долины реки и выделяется в виде нескольких разобщенных фрагментов верхнечетвертичной гидросети. Как правило, ложе его находится гипсометрически ниже отметки плотика русловой россыпи. Его верхняя часть сложена илистыми суглинками пойменной и озерно-болотной фаций, нижняя – валунно-галечно-гравийными песками русловой фации. Мощность последней колеблется по выработкам от 0,6 до 3,2 м, в среднем составляя 1,63 м. Уровень ее алмазонасности умеренный: по выработкам – от $0,01$ до $1,88 \text{ кар/м}^3$, по линиям – от $0,18$ до $1,12 \text{ кар/м}^3$ (в среднем $0,34 \text{ кар/м}^3$). Средняя масса 1 кристалла – 26 мг. Осадки пойменной фации практически стерильны, содержание варьирует от 0,0 до $0,03 \text{ кар/м}^3$.

Делювиально-солифлюкционные образования склонов повсеместно развиты на склонах долины, иногда фациально замещают аллювиальные отложения. Мощность их невыдержанная – от 1,3 до 7,3 м. Содержание алмазов в его нижней части крайне низкое, в среднем – $0,01 \text{ кар/м}^3$.

Высокая пойма развита повсеместно. Она аккумулятивная, ширина изменяется от 10 до 60 м, (в среднем около 20 м). Алмазонасность ее отложений в целом невысокая: среднее содержание алмазов составляет $0,12 \text{ кар/м}^3$. Однако на Верхнем участке выделяются отдельные пробы с высокими концентрациями алмазов (до $1,95 \text{ кар/м}^3$).

Русло и низкая пойма в пределах россыпи представляют собой единый эрозионно-аккумулятивный комплекс, ширина которого в среднем 27,4 м при колебаниях от 7 до 43 м. Аллювий представлен валунно(8–10%)–гравийно(10–12%)–галечно(10–15%)–песчаными(55–65%) отложениями. Снизу вверх по течению происходит постепенное увеличение содержания песка и гравия и уменьшение содержания валунов. Мощность аллювия изменяется от 0,3 до 2,2 м (в среднем 1,23 м). Отложения характеризуются ильменит-пироксен-альмандиновой минеральной ассоциацией. Легкая фракция представлена кварцем, полевыми шпатами, карбонатами, плагиоклазами, кремнями.

Алмазоносность отложений русла высокая, низкой поймы – умеренная. В отложениях низкой поймы среднее содержание алмазов составляет $0,53 \text{ кар/м}^3$, изменяясь от $0,12$ до $2,01 \text{ кар/м}^3$. В отложениях русла среднее содержание алмазов составляет $1,16 \text{ кар/м}^3$; колебания его весьма существенны: по выработкам – $0,01$ – $26,63 \text{ кар/м}^3$, по линиям – $0,30$ – $5,77 \text{ кар/м}^3$.

В промышленный контур *русловой россыпи р. Маят* объединены русловая и верхнечетвертичная россыпи, которые различаются по возрасту, гипсометрическому положению подошвы продуктивного пласта, литолого-фаціальным и геоморфологическим особенностям.

В промышленный контур собственно *русловой россыпи* включены аллювиальные отложения русла и низкой поймы, а также (на отдельных участках) примыкающие к ним отложения высокой поймы с содержанием алмазов выше бортового лимита. Промышленный пласт россыпи представляет собой единую непрерывную лентообразную залежь протяженностью $34,6 \text{ км}$ и средней шириной $27,4 \text{ м}$; он включает отложения русловой фации и дезинтегрированные породы плотика на глубину $0,1$ – $0,2 \text{ м}$. Основную роль в формировании продуктивного пласта играют отложения русла – низкой поймы, включающие 95% запасов алмазов.

Содержания алмазов по пробам в промышленном контуре россыпи изменяются от $0,12$ до $14,28 \text{ кар/м}^3$, по линиям – от $0,30$ до $5,77 \text{ кар/м}^3$ и в целом по россыпи составляют $1,29 \text{ кар/м}^3$. Россыпь не выдержана по ширине и мощности и характеризуется неравномерным распределением алмазов. Распределение алмазов в плане струйчатое, струйчато-гнездовое; содержание их в обогащенных струях обычно составляет 2 – 4 кар/м^3 , в гнездах достигает $26,63 \text{ кар/м}^3$. На всем протяжении россыпи не установлены безрудные или некондиционные по мощности участки: практически все пробы, входящие в промышленный контур, имеют содержания, превышающие бортовой лимит. Алмазы, как правило, распределены по всему продуктивному слою. Средняя масса 1 кристалла алмаза составляет $0,34 \text{ кар}$.

Верхнечетвертичная россыпь имеет существенную роль только на Верхнем участке: она включает $56,7 \%$ запасов алмазов участка. Ее блоки категорий $C_1 + C_2$ имеют суммарную протяженность $4,18 \text{ км}$, среднюю ширину $55,3 \text{ м}$ и суммарную площадь $231,0 \text{ тыс. м}^2$. Средняя мощность торфов составляет $3,78 \text{ м}$, песков – $1,63 \text{ м}$, среднее содержание – $0,47 \text{ кар/м}^3$. Содержание алмазов в переотложенной коре выветривания, являющейся плотиком, характеризуются промышленными содержаниями ($0,6$ – $1,0 \text{ кар/м}^3$) [34].

Подавляющее большинство кристаллов в промышленном контуре относится к I разновидности ($80,0 \%$), доля кристаллов V–VII разновидностей составляет всего $15,7 \%$. Качество алмазов россыпи существенно более высокое, чем россыпей бассейна р. Эбелях; они характеризуются большей крупностью. Содержание ювелирных камней составляет $49,3 \%$ и околоювелирных – $37,3 \%$, что является самым высоким среди промышленных россыпей Якутии. Средняя цена 1 кар по россыпи – около $80 \text{ US\$}$.

Россыпь ручья Кула (II-1-3) по своему строению и параметрам близка к основной россыпи р. Маят. Но здесь промышленная алмазоносность связана почти целиком с аллювиальными верхнечетвертичными отложениями переуглубленной долины. Параметры россыпи: длина – $9,28 \text{ км}$, ширина – $81,8 \text{ м}$,

мощность торфов – 2,81 м, песков – 1,47 м, среднее содержание алмазов – 0,86 кар/м³. При этом интересно, что среднее содержание алмазов закономерно постепенно снижается сверху вниз по течению ручья. В шлиховых пробах из современных отложений минералы-спутники алмазов (МСА) – пироп, пикроильменит и циркон встречаются повсеместно. Максимальный размер зерен – 3–5 мм. Степень износа МСА средняя, но достаточно часто отмечаются неизношенные зерна с высокой степенью сохранности первичной поверхности.

Россыпь ручья Олом (II-1-6) имеет протяженность 5,4 км; в целом она аналогична по параметрам россыпи Кула, но среднее содержание алмазов в ней ниже – 0,39 кар/м³. Содержание алмазов, в отличие от россыпи р. Кула, увеличивается от верховий к устью реки.

Россыпи бассейна правобережья р. Малая Куонамка. Большая часть россыпных проявлений алмазов на данной площади связана с русловым и террасовым аллювием рек Мал. Куонамка (III-1-34) и ее правобережных притоков – Усумун (III-2-24), Лучакан (V-1-1) и Делинде (III-1-29,33) (табл. 6). Масштаб их небольшой, содержания алмазов обычно далеки от промышленных.

Таблица 6

Строение и алмазоносность аллювиальных россыпей бассейна правобережья р. Мал. Куонамка

Название россыпи, ее параметры и индекс на карте	Русло и пойма	Надпойменные террасы		Номер источника по списку литературы
		I	II	
Река Делинде (III-1-29, 33) Мощность песков, м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	0,5–1,5 0,5–1,0 0,085–0,14 18,6		0,5–1, 2,0–4,0 0,03 13,3	[221] [297]
Река Усумун (III-2-24) Мощность песков, м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	1,5–2,0 до 0,6 0,072 24,2			[219] [212]
Река Мал. Куонамка (III-1-34) Мощность песков, м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	1,0–2,0 до 0,5 0,25 33,2	0,2–1,0 0,5–4,0 0,005 21,5	0,3–1,0 2,0–4,0 0,03 13,3	[297]
Река Лучакан (V-1-1) Мощность песков, м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	1,0–3,0 до 0,5 0,18 8,5			[283] [213]

Всего из россыпи р. Мал. Куонамка (III-1-34) изучено 109 кристаллов. Типоморфные особенности этих алмазов похожи, но отличаются от алмазов из широко развитых в этом районе кимберлитовых тел. Характерной особенностью изученных алмазов является повышенный средний вес кристаллов (33,2 мг), что является максимальным среди известных россыпей. По кристалломорфологическим особенностям резко (80,4 %) преобладают алмазы I разновидности, в основном типичные округлые алмазы уральского (бразильского) типа (32,3 %), содержание желто-оранжевых кубоидов II разновидности сравнительно высокое (6,7 %), а низкокачественных алмазов V и VII разновидностей – очень низкое (9,8 %). По этой россыпи оценены прогнозные ресурсы категории P₃ (табл. 7) [165].

Таблица 7

Основные характеристики россыпей алмазов р. Мал. Куонамка и ее притоков

Номер на карте	Название	Длина, км	Ширина, м	Мощность песков, м	Среднее содержание, кар/м ³	Прогнозные ресурсы, тыс. кар	Категория ресурсов
II-1-60	Маспаки	75	150	1,7	0,15	10 000	P ₃
III-1-33	Делинде (нижний)	29	40	1,4	0,085	173*	P ₂ *
III-2-24	Усумун	12	120	2,0	0,072	311*	P ₂ *
III-1-34	Мал. Куонамка	100	80	2,0	0,25	10 900 6200 17 000	P ₁ P ₂ P ₃
V-1-1	Лучакан	27,5	120	3,0	0,18	1782*	P ₃ *

*Данные по отчетам предшествующих исследователей.

При проведении дополнительной обработки хвостов обогащения россыпи Мал. Куонамка установлено, что при рентгенопросмотре концентратов было пропущено большое количество алмазов XI разновидности – карбонадо с лонсдейлитом импактного генезиса, свойственных таковым из импактитов Попигайского метеоритного кратера. Следует отметить, что при обогащении проб из этих россыпей в начале 1960-х годов содержание слаболюминесцирующих алмазов V и VII разновидностей могло быть занижено на 15–20 % из-за отсутствия в схеме обогащения жирового метода [86].

Россыпь р. Маспаки (II-1-60) протяженностью 75 км, шириной 100–150 м. Прогнозные ресурсы категории P₃ оцениваются в 10 000 тыс. кар. В ближайшее время планируется проведение геологоразведочных работ [165].

Россыпь р. Делинде (нижний) (III-1-33) протяженностью 29 км, ширина ее колеблется от 20 до 60 м. По этой россыпи оценены прогнозные ресурсы категории P₂ (табл. 7) [297]. Эта россыпь находится вблизи южной границы Анабарского россыпного района и может представлять собой его южный фланг.

Современная аллювиальная русловая россыпь Усумун (III-2-24) протяженностью 12 км оценена мелкообъемным и крупнообъемным опробованием на всем протяжении. Общий объем составил 20,6 м³ (плотное тело), извлечено

12 кристаллов алмаза общим весом 296,1 мг. Средний вес кристаллов – 24,2 г, среднее содержание – 0,072 кар/м³ [212].

Алмазы *россыпи р. Лучакан (V-1-1)* по своим типоморфным особенностям отличаются от кристаллов из многочисленных кимберлитовых тел Лучаканского поля (трубки Отрицательная, Двойная, Лыхчан, Дама и др.), которые дренируются рекой. Кроме того, значительную часть популяции составляют алмазы в железистой рубашке, а также камни со следами механического износа. Все это свидетельствует о том, что по крайней мере часть алмазов поступала в россыпь из промежуточных коллекторов, возможно, плиоценового и четвертичного возрастов.

Россыпи рек Моторчуна, Укукит, Сопка и Чомурдах. Россыпи рек Укукит (V-3-13, V-4-1), Сопка (VI-3-5) и Чомурдах (VI-3-7, VI-4-8) расположены в днищах долин одноименных рек, являющихся притоками р. Оленёк в его среднем течении. Большая часть проявлений на данной площади связана с современным аллювием русел, поймы и террасовых отложений (табл. 8, 9).

Т а б л и ц а 8

Строение и алмазоносность аллювиальных россыпей рек Укукит, Чомурдах, Сопка и Моторчуна

Название россыпи, ее параметры и индекс на карте	Русло и пойма	Надпойменные террасы			Номер источника по списку литературы
		I	II	III	
Река Укукит (V-3-13, V-4-1) Мощность песков, м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	0,1–2,0 0,5–1,0 0,113 12,62				242 213 344
Река Чомурдах (VI-3-7, VI-4-8) Мощность песков, м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	1,0–3,5 0,5–1,0 0,023 34,2	0,5–4,5 0,5–4,0 0,011 21,5	2,0–6,0 2,0–4,0 0,002 4,6	0,01 33,7	223 205
Река Сопка (VI-3-5, VI-4-1) Мощность песков, м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	0,5–4,0 до 0,6 0,083 18,8	0,8–5,2 0,3–5,0 0,027 23,0	1,8–7,0 2,5–4,0 0,04 23,4	до 11,3 2,0–15,0 0,021 23,0	223 336
Река Куогаз-Улуйбут-Моторчуна (V-6-14) Мощность песков м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	1,2 0,5–1,0 0,09 15,2				290 242 316
Река Моторчуна (VI-5-1) Мощность песков, м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	1,5 0,5–1,0 0,19 22,2				343 210 316

Основные характеристики россыпей алмазов рек Моторчуна, Укукит, Сопка и Чомурдах

Номер на карте	Название	Длина, км	Ширина, м	Мощность песков, м	Среднее содержание, кар/ м ³	Прогнозные ресурсы, тыс. кар	Категория ресурсов и запасов
V-3-13	Укукит (Верхний)	54	220	1,0	0,156	1853*	P ₃ *
V-4-1	Укукит (Нижний)	68	220	1,0	0,07	1047*	P ₃ *
VI-3-7	Чомурдах (Верхний)	20	850	1,0	0,04	680*	P ₃ *
VI-4-8	Чомурдах (Нижний)	7	850	1,0	0,005	327*	P ₃ *
VI-3-5	Сопка	18	800	1,0	0,026	374*	P ₃ *
VI-4-1	Сопка (левый приток)	1,8	800	1,0	0,14	202*	P ₃ *
V-6-14	Куогас-Улуйбут-Моторчуна	60	30	1,2	0,09	389*	P ₃ *
VI-5-1	Верхняя Моторчуна	70	50	1,5	0,19	997*	P ₃ *

*Данные по отчетам предшествующих исследователей.

Россыпи р. Моторчуна (приток р. Лена) включают аллювиальные россыпи в верхнем течении Моторчуны и ее левого притока р. Куогас-Улуйбут-Моторчуна. Россыпи Верхняя Моторчуна (VI-5-1) и Куогас-Улуйбут-Моторчуна (V-6-14) являются наиболее крупными на этом участке. Формирование второй из них осуществлялось как за счет коренных источников – кимберлитовых трубок Аэрогеологическая, Сестра-19, Сестра-25-I, Сестра-25-II и Вика, так и промежуточных коллекторов – нижнеюрских конгломератов и галечников моторчунской свиты.

Для россыпей Сопка, Чомурдах и Укукит характерно преобладание (65,0 %) алмазов I разновидности; в то же время они характеризуются высоким (25,8 %) содержанием алмазов V и VII разновидностей, а также II разновидности (8,0 %) [86].

Россыпи рек Беенчима, Куойка и Солохут располагаются в северо-восточной части территории листа R-50. Они связаны с отложениями современного аллювия и поймы верховьев рек Беенчима (II-6-б), Куойка (II-5-б) и Солохут (III-6-2) в их нижнем течении. Алмазы в эти россыпи поступали за счет размыва алмазоносных юрских, возможно, триасовых отложений (табл. 10) [294].

Россыпи этих рек бедные (табл. 11), среднее содержание – от 1 до 100 мг/м³, выход ювелирных камней – 5,14 % от общего количества [286].

Россыпь Солохут (III-6-2) выделяется повышенным средним содержанием алмазов – 0,485 кар/м³ при среднем весе кристаллов 47 мг. Она оценена по категории Р₃, рекомендуется для проведения поисково-оценочных работ [299].

Типоморфные особенности алмазов этого района достаточно похожи. Среди алмазов отдельных россыпей присутствуют одни и те же разновидности, но их соотношение заметно различается. В целом среди алмазов преобладают (73,3 %) кристаллы I разновидности. Значительную (18,4 %) часть составляют низкокачественные алмазы V и VII разновидностей при постоянном присутствии (3,8 %) желто-оранжевых кубоидов II разновидности [86].

Таблица 10

Строение и алмазоносность аллювиальных россыпей рек Беенчима, Куойка и Солохут

Название россыпей, их параметры и индекс на карте	Русло и пойма	Надпойменные террасы			Номер источника по списку литературы
		I	II	III	
Река Беенчима (II-6-6) Мощность песков, м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	1,0–5,0 0,5–1,0 0,113 11,8				[249] [292] [212]
Река Куойка (II-5-6) Мощность песков, м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	1,0–3,5 0,5–1,0 0,05 9,9	0,5–1,0 0,5–4,0 0,006 20,41			[81] [292] [294]
Река Солохут (III-6-2) Мощность песков, м Мощность торфа, м Среднее содержание, кар/м ³ Средний вес алмазов, мг	2,0–4,0 до 0,6 0,485 47,0				[299] [294]

Таблица 11

Основные характеристики россыпей алмазов рек Беенчима, Куойка и Солохут

Номер на карте	Название	Длина, км	Ширина, м	Мощность песков, м	Среднее содержание, кар/ м ³	Прогнозные ресурсы, тыс. кар	Категория ресурсов и запасов
II-6-6	Беенчима	20	50	1,5	0,15	75*	Р ₃ *
II-5-6	Куойка	35	50	1,5	0,05	131*	Р ₃ *
III-6-2	Солохут	25	60	3,0	0,485	2183*	Р ₃ *

* Данные по отчетам предшествующих исследователей.

Поделочные камни. На территории листа представлены халцедонами, в том числе агатами, сердоликами и яшмами, окаменелой древесиной и мамонтовыми бивнями. Экспертами объединения «Востоккварцсамоцвет», изучившими образцы этих камней, собранные при производстве ГГС-200 и ГГС-50, было установлено, что из-за высокой трещиноватости ни один из этих видов поделочных камней не отвечает требованиям ОСТа 41.17-76. Таким образом, эти камни могут быть использованы только как коллекционный материал. Все разновидности халцедонов встречаются в грубообломочных разностях современного аллювия в тех водотоках, которые дренируют миндалекаменные базальты раннетриасового возраста. На отдельных участках (II-2-5) содержание халцедоновых галек и валунов достигает 5 % [296]. Источником окаменелой древесины являются пермские аллювиальные отложения (II-5-13, II-6-3) [294].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На территории листа широко распространены строительные материалы. Они представлены породами метаморфическими и интрузивными основного состава, карбонатными, глинами, обломочными – песками, галечниками и гравием. Учитывая широкое распространение данных пород, строительные материалы не показаны на карте отдельными объектами и ниже приведена только их общая характеристика. Лишь для нужд алмазодобывающей промышленности разведано три месторождения доломита: Браас-Юрях (II-1-45), Исток (II-1-39) и Олом (II-1-9) и одно месторождение песчано-гравийного материала Олом (II-1-8).

Карбонатные породы

Карбонатные породы района работ представлены известняками, доломитами и мергелями.

Доломиты анабарской свиты характеризуются выдержанным химическим составом (табл. 12, 13), малым количеством примесей и могут быть использованы при получении магнезиальной извести [113]. Объемный вес доломитов составляет 2,7–2,8 г/м³, влагопоглощение – 0,42 %, предел прочности в сухом состоянии – 2980–2750 кг/см², в водонасыщенном состоянии – 2580–3000 кг/см², после 25-кратного замораживания – 2260–1905 кг/см². По своим качествам доломит удовлетворяет ТУ 43-57 как бутовый камень высшей марки «1000», а по степени морозостойкости отвечает марке «МРЗ-25».

Т а б л и ц а 12

Химический состав доломитов

Содержание, % (по результатам анализов пяти образцов)									
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	CO ₂	FeO	H ₂ O
0,48–1,8	0,03–0,1	0,02–0,7	0,35–0,5	29,94–31,46	20,9–21,57	Следы	45,82–47,05	0,12–0,41	0,07–0,2

Результаты карбонатного анализа доломитов

На воздушно-сухое вещество, % (по результатам анализов двух образцов)				
Нерастворимый остаток	MgO	CaO	Сульфиды	CO ₂
1,5–5,26	19,71–20,98	28,92–30,5	Следы–0,04	44,44–46,72

Месторождение доломита Браас-Юрях (II-1-45) находится в 25 км от пос. Эбелях базы Анабарского ГОКа. Используется для технологического строительства подъездных дорог и промплощадок, эксплуатируется периодически при отработке алмазоносных россыпей. Его запасы категорий А + В + С₁ оцениваются в 136,6 тыс. м³ [31].

Месторождение доломита Исток (II-1-39) расположено в 85 км к востоку от пос. Эбелях, пригодно для открытой отработки и для дорожного строительства (марка «Б-220»). Его запасы категории С₁ оцениваются в 254 тыс. м³ [31].

Месторождение доломита Олом (II-1-9) расположено в 75 км к югу от пос. Саскылах, пригодно для открытой отработки и дорожного строительства (марка «Б-559»). Его запасы категорий А + В + С₁ оцениваются в 1276 тыс. м³ [31].

Обломочные породы

Обломочные породы представлены галечниками, гравием и песками, слагающими четвертичные отложения долин рек и ручьев.

Галечники преимущественно карбонатного и кремнисто-карбонатного составов (размерность от 1–2 до 8–10 см) широко развиты в долинах водотоков 3–4-го порядков, гравий и песок составляют в них 10–25%. Совершенно своеобразный состав имеют галечники (слаболитифицированные конгломераты) литорального генезиса в основании кыринской свиты, сложенные на 70–80% вулканическими и интрузивными породами.

Песчано-галечные и песчано-гравийные смеси широко распространены на водораздельных поверхностях, образуя маломощные чехлы (2–3 м) на участках площадью до 1–3 км².

Пески кварц-полевошпатового и полевошпат-кварцевого состава с преобладанием мелко- и среднезернистых фракций составляют существенную долю современных и средне-верхнечетвертичных отложений. Примесь алевритовых частиц (0,1–0,01 мм) до 29,1%, пелитовых (менее 0,01 мм) – 13,2%.

Строительные качества большинства обломочных пород невысокие ввиду преобладания низкоустойчивых разностей пород, что существенно ограничивает возможность их применения в дорожном строительстве. Исключение составляют галечники кыринской свиты, сложенные галькой прочных вулканогенных пород и характеризующиеся хорошей сортировкой галечного материала.

Месторождение делювиальное песчано-гравийных смесей Олом (II-1-8) расположено в 75 км к югу от пос. Саскылах, пригодно для открытой отработки и дорожного покрытия (марка «Б-559»). Его запасы категории В оцениваются в 131 тыс. м³, а категорий А + В + С₁ – 704 тыс. м³ [31].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Проявления **битума** выявлены в породах нижнего и верхнего протерозоя восточного обрамления Анабарского щита (содержание битума – не более 0,005 %), а также на Уджинском поднятии в пористых и кавернозных доломитах туркутской (V_2tr) свиты, где содержание битума достигает 0,13 %. Он распределяется неравномерными включениями размером до 0,4 мм (III-3-1) [49, 51].

В песчаниках основания манькайской свиты (V_2-C_1mn), а также в ее нижней и верхней карбонатных пачках микроскопления битума ассоциируют со сфалеритом, кальцитом, реже с галенитом и пиритом [56]. В базальных песчаниках (5 м) битум заполняет все межзерновое пространство. В известняках и доломитах нижней пачки (40 м) битум (до 1,24 %, в среднем 0,78 %) заполняет поры и каверны (IV-1-18) [57, 351].

Мощность манькайской (V_2-C_1mn) свиты в северном направлении уменьшается, а битумонасыщенность увеличивается. Во всех проявлениях этого горизонта содержание углерода в битумах – 75–88 %, гетероэлементов – 0,4–1,5 %. Битумы песчаников наиболее окислены.

На востоке Анабарского поднятия проявления битумов наблюдаются во всех свитах кембрия. Всюду, кроме куонамской свиты, они приурочены к зонам дробления и трещинам.

В еркекетской (C_1er) свите битум вместе с кальцитом выполняет пустоты и трещины внутри разломов. Содержание битума – 2,6 %, качественные характеристики (%): С – 79,0; Н – 10,3; (О + N + S) – 10,7. Пористость пород – 1,0–2,0 %. Значения проницаемости и трещиноватости низкие, ввиду чего они могут рассматриваться как покрывка при формировании битума в коллекторах манькайской (V_2-C_1mn) и старореченской (V_{1-2st}) свит (V-1-18) [52].

Горючие сланцы и известняки куонамской (C_1kn) свиты (25–30 м) содержат 0,01–0,08 % битумов, равномерно пропитывающих породы. Содержание углерода в этих породах – 70–80 %, масел в битуминозных известняках – 24,5–49,8 %.

К среднему кембрию приурочены проявления III-1-5, 6, 11, 21, 35, 36; III-2-1,7, 8, 9, 11, 19, 22; III-3-19 и др. [49, 51].

В бассейне р. Оленёк трещины и зоны дробления с битумом тяготеют к периферии брахиантиклиналей (VI-1-3,4; VI-2-3,4) [58], а в бассейне р. Масапы – к перегибам небольших антиклинальных складок. Битумы во всех проявлениях встречаются в виде корочек, примазок, натеков, иногда пропитывают кальцитовый цемент или образуют в нем желваки до 10 см. Ассоциируют они с кальцитом, реже с пиритом, халькопиритом и арсенипиритом. Содержание битумов – от 0,2 до 6,85 %. Их качественные характеристики (%): С – 81,3–85,4; Н – 9,4–11,0; (О + N + S) – 3,6–9,1. В групповом составе содержание масляных фракций – от 12,6 до 24,2 %.

В центральной части района проявления битумов иногда обнаруживаются в кимберлитах. В трубке Ленинград он пропитывает участки породы размером до 0,5 м; содержание его до 27,1 %; качественные характеристики (%): С – 80,5; Н – 10,2; (О + N + S) – 9,3, [54, 286].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

В геологической истории площади листа R-50 выделяются пять основных эпох рудообразования с присущими им комплексами полезных ископаемых, характеризующихся определенными особенностями развития территории и, прежде всего, характером осадконакопления, типом магматизма и тектонического развития. В результате благоприятного сочетания этих главных факторов рудообразования на различных участках территории сформировались скопления полезных ископаемых, характеризующиеся определенной рудно-формационной принадлежностью; масштаб и концентрации некоторых из них достигают промышленных значений.

Основными типами полезных ископаемых, определяющими минерагеническую специализацию и уровень сырьевого потенциала площади листа, являются алмазы в аллювиальных кайнозойских россыпях, а также руды ниобия и других редких металлов, лантаноидов, алюминия, фосфора, железа, связанные с массивами щелочных–ультраосновных пород и карбонатитов Уджинской провинции. Промышленные россыпи алмазов, сконцентрированные в крупнейшем в РФ Анабарском россыпном районе, активно разрабатываются уже более 20 лет. Крупнейшее в мире месторождение ниобий-редкоземельных руд на массиве Томтор подготавливается к эксплуатации. Все остальные виды полезных ископаемых представлены только рудопроявлениями, пунктами минерализации и единичными мелкими непромышленными месторождениями.

Основная часть площади листа R-50, расположенная в пределах Анабаро-Оленёкской антеклизы и сложенная породами рифейско-фанерозойского осадочного чехла платформы, относится к Восточно-Сибирской минерагенической провинции. Связанные с ней формации полезных ископаемых были сформированы в течение пяти металлогенических циклов: раннепротерозойского, рифейско-раннепалеозойского, средне-позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского. В ее границах, кроме алмазов, редких и редкоземельных элементов, находятся многочисленные проявления и пункты минерализации алюминия, фосфора, железа, горючих сланцев, битумов, каменных и бурых углей, ванадия, урана, меди, свинца, цинка, олова, никеля, молибдена,

марганца, фосфоритов, золота, платиноидов, поделочных камней и строительных материалов.

На западной границе листа расположен ограниченный по площади участок, относимый к Анабарской минерагенической провинции. Здесь выходят на поверхность метаморфиты Анабарского архейско-раннепротерозойского массива. С ними связаны незначительные проявления золота, урана, тория, графита, возникшие во время первого, раннепротерозойского металлогенического цикла.

Раннепротерозойская минерагеническая эпоха связана с периодом образования кристаллического фундамента Сибирской платформы; на площади листа R-50 он имеет гетерогенное строение. Образования фундамента, выходящие на дневную поверхность на крайне ограниченном участке западной границы площади, относятся к Анабарскому террейну, сформированному карбонат-гранулитовой/карбонатно-гнейсовой формациями хапчанской серии, развитой в юго-восточной части Анабарского кристаллического массива. Накопление осадков происходило на морском шельфе в обстановке, отвечающей пассивной континентальной окраине, более 2,1 млрд лет назад. Последующий этап коллизии привёл к возникновению многочисленных мощных линейных тектонических зон, в которых проявлялись процессы магматизма и повторного метаморфизма; в итоге в раннем протерозое были сформированы разновозрастные магматические и гидротермально-метасоматические формации [40].

В течение этой минерагенической эпохи возникли проявления и пункты минерализации меди, никеля, золота, урана, мусковита, редкоземельные и редкометалльные проявления, выявленные в основном на площади листа R-49. В верхнем протерозое и фанерозое фундамент был перекрыт карбонатными и терригенными породами осадочного чехла. Судя по геофизическим данным, комплекс метаморфических пород Анабарского террейна продолжается под осадочным чехлом и в пределах южной части листа R-50, занимая около 15 % его общей территории.

Основную площадь складчатого фундамента листа занимает Оленёкский террейн, сложенный формацией метаморфических пород зеленосланцевой стадии метаморфизма. В пределах рассматриваемой территории он полностью перекрыт образованиями осадочного чехла мощностью от первых сотен метров до 3–4 км. На Оленёкском поднятии (лист R-51) с ним связаны проявления олова и золота в углеродистых образованиях экеитской серии и гранитоидах экеитского комплекса, а также проявления урановой минерализации.

Рифейско-раннепалеозойская минерагеническая эпоха связана с этапом образования пород нижней части разреза осадочного чехла, с глубоким размытием и перерывом залегающих на интенсивно денудированном фундаменте. Они представлены отложениями рифея, венда и кембрия, относящимися к морской терригенно-карбонатной, битуминозной, а в нижней части разреза рифея – континентальной вулканогенной формациям. Геодинамическая обстановка их формирования отвечает преимущественно условиям мелководного открытого эпиконтинентального морского бассейна, иногда (туркутское, манькайское, анабарское время) сменявшимся условиями, близкими к лагунным. В бассейне с нормальной соленостью шло образование карбонатных

толщ в туркутское, манькайское, куонамское, чомурдахское время, сопровождавшееся активным накоплением органического вещества и формированием битуминозных сланцев.

В начале унгуохтахского времени среднего рифея Уджинское поднятие представляло собой область развития континентального рифта, в бортовой части которого активизировались процессы вулканизма основного состава. Они происходили в условиях прибрежной равнины, на которой формировались относительно небольшие вулканические постройки центрального и трещинного типов с ограниченными по площади полями развития вулканитов и сопутствующих им мелких гипабиссальных интрузивных тел. Гидротермы, сопровождавшие вулканические процессы, являлись источниками элементов, формировавших в карбонатных отложениях стратиформную сульфидную минерализацию свинца, цинка, меди. В эту эпоху образовалась также гидротермально-метасоматическая урановая формация. В пределах Сололийского поднятия (лист R-51) нижнерифейские отложения характеризуются слабой золотоносностью.

С отложениями рифея и венда связаны наиболее ранние проявления углеводородов – зоны, обогащенные битумами, вскрытые в Бурской скважине вблизи северо-восточной части площади [38]. На Уджинском поднятии в кавернозных доломитах туркутской свиты содержание битума составляет 0,13 % [47]. Наиболее многочисленные проявления битумов и горючих сланцев выявлены в кембрийских образованиях.

На средне-позднепалеозойскую минерагеническую эпоху на площади листа R-50 приходится весьма продолжительный (около 200 млн лет) перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся глубоким размывом. В этот период, с которым связана активизация девонского платформенного рифтогенеза, очень широкое развитие получили процессы магматизма основного, ультраосновного щелочного и щелочно-ультраосновного составов.

Период конца девона и каменноугольное время характеризовались общим поднятием территории и широким развитием процессов выветривания и денудации всех сформированных ранее образований. На фоне общего воздымания площади контрастно выделяется Уджинское поднятие, образование которого сопровождалось внедрением огромных масс магматического вещества; его амплитуда составляет, по меньшей мере, 2300 м. В течение геологической истории в его пределах совместились в едином пространстве несколько различных по генезису разновременных рудообразующих процессов, что привело к возникновению многочисленных генераций рудных минералов и типов руд. В верхнем девоне в центральной части поднятия были сформированы интрузивные массивы центрального типа, составляющие Уджинскую провинцию ультраосновных щелочных пород с карбонатитами [47]. Массивы формировались в несколько этапов, которым соответствуют пять интрузивных фаз, различающихся своей рудной специализацией. С породами второй и четвертой фаз (якупирангит-ийолиты и фоскориты) связаны проявления железа, второй и третьей фаз (якупирангит-ийолиты, ювиты, нефелиновые и щелочные сиениты) – алюминия, пятой фазы – с ранними кальцитовыми карбонатитами и их брекчиями: фосфора, поздними кальцитовыми, доломито-

выми, анкеритовыми и сидеритовыми карбонатитами (комплексные проявления редких и редкоземельных элементов) [327].

В заключительную эндогенную стадию этого сложного многофазного процесса возникли многочисленные мелкие эксплозивные и интрузивные тела-сателлиты чимаро-уджинского лампроитового комплекса; некоторые из них петрографически формально близки к кимберлитам. Часть из них сложена тем же комплексом пород, что и крупные массивы, и содержит незначительные по масштабам проявления аналогичной редкометалльно-редкоземельной минерализации [296].

На окончание этого времени приходится эпоха жаркого влажного климата и широкого распространения процессов латеритного корообразования. Особенно мощному выветриванию подвергались менее устойчивые к нему массивы карбонатитов, к тому же сильнодислоцированные. В результате на них образовалась мощная (до 400 м) кора латеритного выветривания, в которой концентрации инертных полезных элементов оказались существенно (в 2–5 раз) повышенными по сравнению с первичными магматическими породами за счет интенсивного выноса подвижных щелочных и щелочноземельных элементов и сокращения исходного объема пород. Неравномерное сокращение первичного объема пород, связанное с более интенсивной «усадкой» в центральной части массива, сложенного карбонатитами, по сравнению с его периферией (где доминируют более устойчивые к выветриванию сиениты), вызвало образование в его центральной части серии впадин, занятых озерами. Относительно генезиса этого понижения в центральных частях массива существует альтернативная точка зрения (представляющаяся нам недостаточно обоснованной), в соответствии с которой оно считается остатками кальдеры проседания в кровле приповерхностного магматического очага [19].

На следующем этапе шла активная денудация обогащенной полезными компонентами коры выветривания, перенос продуктов ее разрушения в замкнутые озерные водоемы и глубокая хемогенная и, возможно, биогенная их переработка, сопутствовавшая седиментации. Это привело к еще одному этапу роста концентраций полезных компонентов и формированию делювиально-озерных отложений томторской толщи с ксенотим-монацит-пирохлоровыми россыпями, относящимися к хемогенно-осадочной редкоземельно-редкометалльной формации переотложенных кор выветривания карбонатитов. Эта формация характеризуется увеличением содержаний Nb, Y, Sc, P, Ti, V, PЗЭ в 2–20 раз и более по сравнению с формацией кор выветривания. В результате было сформировано крупное по запасам и уникальное по содержанию редких и редкоземельных элементов комплексное месторождение Буранный (Томтор) нового в мировой практике генетического типа [98, 170].

Суммарное воздействие различных рудообразующих факторов привело к образованию на массивах Уджинской провинции нескольких рудных формаций, включающих руды различных генетических типов (рис. 18). Главными из них являются:

– руды ниобия и редких земель – эндогенная редкоземельно-редкометалльная карбонатитовая формация (апатит-редкометалльных карбонатитов), гипергенная редкоземельно-редкометалльная в корах выветривания и хемо-

генно-осадочная редкоземельно-редкометаллическая переотложенных кор выветривания;

- руды железа – эндогенная апатит-магнетитовая и гипергенная бурожелезняковая;
- руды алюминия – эндогенная нефелин-apatитовая и гипергенная латеритных кор выветривания;
- руды фосфора – эндогенные апатит-карбонатитовая и апатит-нефелиновая и гипергенная франколитовая в корях выветривания и продуктах их переотложения.

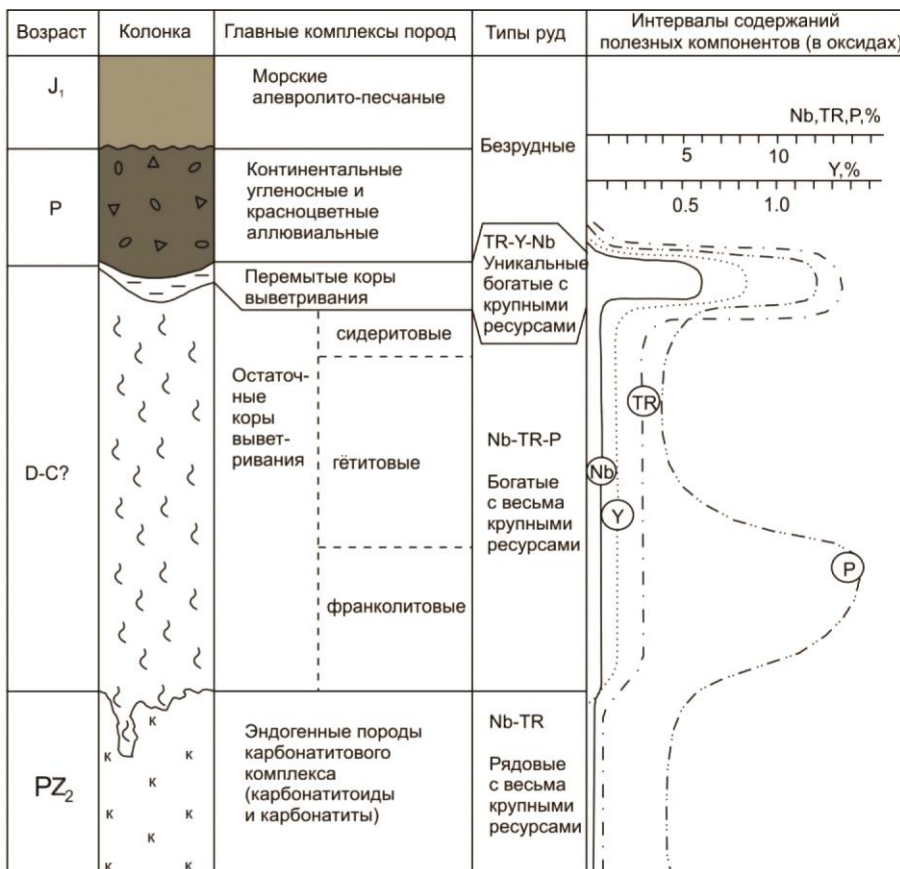


Рис. 18. Схема геологического строения и минерагенической зональности верхних горизонтов массива Томтор и перекрывающих его осадочных образований [170].

В этом же временном интервале, видимо, в связи с девонским рифтогенезом, активизировались процессы щелочно-ультраосновного магматизма, вызвавшие образование большого числа трубок взрыва, штоков и даек, относящихся к кимберлитовой алмазонасной формации Сибирской платформы; они сгруппированы в четырех кимберлитовых полях. Расположение полей кон-

тролируется региональной Далдыно-Оленёкской зоной северо-восточного простираения, кимберлитовых тел в пределах полей – кимберлитовмещающими тектоническими нарушениями более мелкого порядка. Последние в Укукитском, Чомурдахском и Огонёр-Юряхском полях имеют доминирующую ориентировку в северо-восточных румбах, в Мерчимденском – в северо-западных. Причина этого различия состоит, видимо, в принадлежности их к разным импульсам единой эпохи кимберлитового магматизма, характеризовавшимся различными направлениями векторов тектонических напряжений.

В конце позднепалеозойской эпохи, в условиях жаркого гумидного климата и широкого развития растительности образовалась толща пермских континентальных и прибрежно-морских пород, с которыми связаны многочисленные проявления углей каменноугольной и буроугольной формаций.

Все это объясняет высокую продуктивность и значимость этой минерагенической эпохи, превосходящую все остальные.

Мезозойская минерагеническая эпоха характеризуется перестройкой образованных в палеозойскую эпоху платформенных структур, развитием процессов денудации и формированием в прогибах толщ терригенных осадков, а также очередной активизацией магматизма щелочно-ультраосновного и основного состава, вызвавшей образование многочисленных тел формации кимберлитов, эксплозивных и интрузивных траппов.

На рубеже перми и триаса на площади листа сохранялись условия континентального развития, унаследованные от предшествовавшей эпохи. В начале инда в северной части площади, видимо, под влиянием процессов платформенного рифтогенеза, началось образование Молодо-Уджинского вулканического пояса, в котором формировались толщи вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород основного состава [294, 295, 301]. Большая часть площади к югу от пояса в этот период испытывала поднятие, в то время как к северу от него, на пассивной окраине континента шло погружение и осадконакопление в условиях шельфа мелководного морского бассейна. В прибрежной части последнего формировались терютехская и улахан-юряхская свиты, с которыми связано образование фосфоритовой терригенной формации.

Основной областью активизации щелочно-ультраосновного магматизма в триасе был восточный склон Анабарского сводового поднятия, где в бассейне рек Мал. Куонамка и Анабар сосредоточено большинство известных тел этой формации. Они относятся к куонамскому карбонатит-кимберлитовому комплексу, разделенному на пять сближенных полей, часто не имеющих между собой достаточно четких границ. В пределах площади листа R-50 находятся два поля кимберлитов целиком (Лучаканское и Усть-Силигирское) и восточные части еще двух полей (Дюкенское и Куранахское), а также Биригиндинское поле карбонатитов. Кимберлиты и карбонатиты рассматриваются обычно как две петрогенетические группы, сформировавшиеся в течение двух фаз магматизма; кимберлиты среди них преобладают. Как те, так и другие представлены в большей мере эксплозивной, в меньшей – интрузивной фациями [305].

Размещение кимберлитовых полей на этой площади контролируется, как считается, системой разломов глубокого заложения, ограничивающих с во-

стока Анабарский массив. Этот район характеризуется напряженной тектонической обстановкой: в его пределах вмещающие породы рифея, венда и кембрия разбиты многочисленными разрывными нарушениями, контролирующими размещение тел. В Куранахском и Усть-Силигирском полях они ориентированы обычно в северо-западном, в Дюкенском и Биригиндинском – равным образом в северо-западном и северо-восточном направлениях; ориентировка разрывов в Лучаканском поле совершенно хаотическая [271].

С мезозойской эпохой связано появление широко распространенных на северо-востоке Сибирской платформы характерных алмазов V и VII разновидностей, которые в виде постоянной составляющей (25–35 % общей популяции алмазов) присутствуют практически во всех мезозойских и кайнозойских промежуточных коллекторах; коренные источники их остаются неизвестными до настоящего времени. Впервые они появились в разрезе верхней части ладинского, местами – в карнийском ярусе на площадях листов R-51, 52 и S-52 [38, 39, 319]; в более древних отложениях эти своеобразные алмазы не находились. В низовьях рек Лена и Келимяр они сопровождаются комплексом минералов-индикаторов, низкая степень износа которых соответствует таковой для алмазов [9], указывая на крайне незначительную дистанцию переноса тех и других.

Совершенно очевидно, что коренными источниками этих алмазов являлись кимберлиты, сформировавшиеся в доладинское время. В то же время отсутствие на них признаков переотложения, пребывания в активной гидродинамической обстановке, а также то, что алмазы такого типа ни в одном из изученных более древних коллекторов – вплоть до протерозойских, в подобных концентрациях не обнаружены, определенно доказывает их индский–раннеладинский возраст и позволяет считать, что их коренные источники располагались в непосредственной близости от упомянутых выше районов. Анализ распространения алмазов и степени их износа в этих районах показал, что областью их распространения является, скорее всего, пограничная зона Анабаро-Оленёкской антеклизы и Лено-Анабарского краевого прогиба к северу от бассейна р. Келимяр [12]. Не исключено, что кимберлиты этого возраста могли формироваться и западнее, в пределах северных частей площадей листов R-51 и R-52, перекрытых чехлом юрских осадков.

На северном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы в эту эпоху за счет денудации кимберлитов в разновозрастных мезозойских коллекторах формировались россыпи алмазов. В северной части площади листа R-50, где терригенные фации триаса перекрыты более молодыми осадками, алмазы V и VII разновидностей и сопровождающие их МСА появились в терригенной толще нижней юры, имея ясные, но незначительные признаки износа и переотложения. Они прослеживаются и выше по разрезу, образуя лестницу коллекторов в юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых отложениях, вплоть до аллювия современной гидросети, в котором формируют крупнейший в РФ Анабарский россыпной район. Наиболее перспективным и имеющим более высокие концентрации алмазов горизонтом среди них является кыринская свита [38].

С некоторыми из алмазоносных коллекторов ассоциируют также фосфориты.

В меловое время на площади листа R-50 существовал континентальный жаркий гумидный климат. Почти вся территория, за исключением небольшого северного приграничного участка, являлась областью малоамплитудного поднятия. В этих условиях развивалась разветвленная гидросеть, но амплитуда эрозионного вреза была невелика, не превышая, видимо, десятков–первых сотен метров. Эти условия создали благоприятную обстановку для активного образования в компетентных карбонатных породах весьма многочисленных карстовых полостей, нижняя часть которых заполнялась обломочными алмазодержащими породами мелового возраста [145].

Кайнозойская минерагеническая эпоха характеризуется незначительным поднятием территории, формированием в ее пределах разветвленной речной сети и выравниванием рельефа. Во время кайнозойской эпохи в аллювиальных отложениях образовались россыпные проявления и месторождения алмазов, многочисленные шлиховые и геохимические ореолы сульфидов свинца, меди, цинка. В условиях равнинного рельефа под влиянием малоамплитудных поднятий различных участков площади, особенно на склонах Анабарского сводового и Уджинского поднятий, а также в пограничной зоне между Анабаро-Оленёкской антеклизой и Лено-Анабарским краевым прогибом, происходило, видимо, неоднократное перераспределение речной сети, приводившее к разрушению мезозойских и кайнозойских, в том числе – алмазоносных осадков. Свидетельством этого являются многочисленные реликты палеодолин с алмазоносным меловым(?), палеогеновым и неогеновым аллювием на водоразделах правых притоков р. Анабар.

Именно в эту эпоху на междуречье Анабара и Уди под влиянием высокой активности эрозии происходило разрушение промежуточных коллекторов алмазов и формирование россыпей в аллювиальных отложениях современной гидросети с образованием крупнейшего в РФ Анабарского россыпного района [142]. Наиболее высокие содержания алмазов в его пределах свойственны современным и верхнечетвертичным отложениям русла и поймы, однако алмазы в достаточно высоких концентрациях встречаются часто и в более древних осадках: аллювии высоких террас, реликтах неогенового аллювия в древних долинах на водоразделах и в карстовых полостях.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Размещение различных типов полезных ископаемых в пределах листа контролируется минерагеническими факторами, показанными на КЗПИ и/или их различными сочетаниями. К их числу относятся литолого-стратиграфические, структурно-тектонические, магматические, метаморфические и геоморфологические.

Литолого-стратиграфические факторы влияют на формирование и размещение большой группы полезных ископаемых. Каменные и бурые угли, горючие сланцы, фосфориты формируются в эпохи, характеризующиеся условиями, благоприятствующими активному развитию морской (горючие сланцы куонамской свиты и других уровней) и наземной (каменные и бурые

угли) биоты. Кроме того, этот фактор определил возникновение месторождений редкоземельно-редкометалльной формации кор латеритного выветривания карбонатитов, а также гипергенно-осадочной формации продуктов их переотложения (томторская толща). Применительно к стратиформным проявлениям полиметаллов, а также U-Th минерализации данные факторы оказывают влияние на их размещение, вероятно, за счет создания геохимических барьеров для рудоносных растворов, циркулирующих в горизонтах пород с повышенными коллекторскими свойствами.

С определенными стратиграфическими уровнями связывается также формирование россыпей алмазов и золота. Их положение в составе тех или иных таксонов определяется *литологическим фактором* – они практически всегда связаны с горизонтами, имеющими более крупнозернистый гранулометрический состав пород.

Магматический фактор контролирует формирование проявлений эндогенных формаций Nb, TR, Fe, Al, P и ряда сопутствующих элементов, связанных с различными фазами интрузивов Уджинской провинции.

Фактор определяет также тип глубинного мантийного коренного источника алмазов в промышленных россыпях Анабарского россыпного района. Изучение алмазов и комплекса МСА в россыпях показывает, что алмазоносные кимберлиты являются таковым источником в промышленных россыпях указанного района, т. е. тем самым магматическим фактором.

В то же время в телах, сложенных карбонатитами (Бирингиндинское поле), алмазы не обнаружены. Они отсутствуют и в породах, слагающих мелкие интрузивно-эксплозивные тела-сателлиты ультраосновных массивов Уджинской провинции, в формальном отношении петрографически близких к кимберлитам, но не имеющих парагенезиса типоморфных акцессорных минералов мантийного происхождения.

Структурно-тектонические факторы. В металлогении рассматриваемой территории разрывные нарушения можно разделить на рудоконтролирующие и рудовмещающие. К первым из них относится крупнейшая структура Якутской алмазоносной провинции – Далдыно-Оленёкская зона северо-восточного простирания, которая, как считается, объединяет кимберлитовые поля, начиная с Далдынского на юго-западе и кончая Хорбосуонским на северо-востоке. Это структура неявного типа, она выделяется почти исключительно по линейному расположению кимберлитовых полей. На локальном уровне размещение отдельных кимберлитовых тел контролируется присущей каждому кимберлитовому полю системой кимберлитовмещающих разрывов более мелких порядков.

Структурный фактор, контролирующий возникновение ультраосновных щелочных массивов Уджинской провинции, дискуссионен. Эти интрузивы располагаются в сводовой части валлообразного поднятия субмеридионального простирания, которое может рассматриваться как обусловивший их возникновение фактор. Однако существуют и объяснения прямо противоположного свойства, в соответствии с которыми поднятие является производным воздействия глубинных флюидов на породы верхней коры. Западный борт поднятия осложнён мощной зоной разломов, которая может рассматриваться в качестве контролирующей для интрузивного комплекса.

Палеогеографический фактор определяет положение современных россыпей алмазов Анабарского района; с его влиянием может быть связано также нахождение гипотетических россыпей алмазов в верхнетриасовых–нижнеюрских прибрежно-морских конгломератах кыринской свиты на северо-востоке листа R-50. На возникновение тех и других определенное влияние оказало расположение предполагаемых коренных источников алмазов в зоне перехода от пассивной окраины Сибирской плиты к Лено-Анабарскому краевому прогибу, положение береговой зоны поздне триасового–раннеюрского морского бассейна, а также влияние на осадконакопление в этом районе вулканических структур Молодо-Уджинского пояса, представлявших собой существовавший длительное время барьер между северо-восточной и юго-западной частями бассейна. Совокупный анализ этих факторов может помочь в определении направления сноса алмазоносного материала и положения этих гипотетических кимберлитов.

Изучение палеогеографии в купе с анализом состава и строения кимберлитовых тел может дать представление и о глубине эрозионного среза кимберлитовых тел рассматриваемого района, что необходимо для прогноза перспективности связанных с ними россыпей алмазов.

Геоморфологический фактор широко применяется при анализе неотектонических условий в области распространения россыпей алмазов. С его помощью определена площадь новейшего поднятия, наиболее перспективная для обнаружения участков с повышенными содержаниями алмазов в Анабарском россыпном районе.

Роль *метаморфического фактора* в размещении полезных ископаемых на площади листа R-50 невелика в связи с крайне ограниченной площадью развития метаморфитов. Им контролируется только минерализация графита в метаморфических образованиях Анабарского кристаллического массива, а также незначительные проявления редкоземельно-горий-ураново-золоторудной минерализации в них.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Территория листа R-50 входит в состав двух региональных минерагенических провинций. Основная ее часть, сложенная породами фанерозойского осадочного чехла платформы, относится к Восточно-Сибирской минерагенической провинции. На западной границе листа весьма ограниченный участок выходов на дневную поверхность метаморфических образований фундамента Сибирской платформы принадлежит к Анабарской минерагенической провинции.

Минерагеническое районирование территории основано на связи полезных ископаемых с вещественными комплексами в пределах площадей, выделяемых с учетом тектонического и структурно-формационного районирования. В соответствии с этими принципами на площади листа R-50 выделены две алмазоносные субпровинции, восемь минерагенических областей (зон), три бассейна угле- и фосфоритонакопления, 23 рудных района и узла.

АНАБАРСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Салтах-Билляхская редкоземельно-торий-ураново-золоторудная раннепротерозойская прогнозируемая минерагеническая зона (1 Au,U,Th,TR/PR₁) расположена на крайнем юго-востоке Анабарского щита. На территории листа R-50 находится весьма незначительная часть этой зоны площадью в несколько квадратных километров. Для нее характерны образования гранулитовой фации, подвергшиеся диафторезу в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, мелкоблоковое строение, широкое развитие процессов катаклаза и милонитизации.

В непосредственной близости от западной границы листа R-50 в этой зоне обнаружены литохимические ореолы золота, пункты его коренной минерализации, шлиховые и вторичные ореолы рассеяния [40]. Все они связаны с зонами окварцевания и сульфидизации гранитоидов по зонам разломов. Золотоносные породы характеризуются резко повышенными содержаниями Cu, Zn, Pb, Mo.

В Салтах-Билляхской зоне известны также пункты минерализации и аномалии урановой, уран-ториевой и ториевой природы, принадлежащие к ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формации в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Анабарская битумо-нефтегазоносная рифейско-палеозойская прогнозируемая область (2 H,Гз,Б/RF-C,P), входящая в состав Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции, на территории листа R-50 представлена своим восточным фрагментом, охватывающим территорию Суханской впадины и прилегающих районов Оленёцкого, Уджинского сводов. Территория сложена преимущественно мелководно-морскими терригенно-карбонатными, карбонатными отложениями рифея, венда, кембрия, в меньшей мере – терригенными толщами перми и юры. Небольшие газопроявления выявлены в отложениях рифея Говоровской и Бурской скважин на соседнем листе R-51. Широко проявлены следы поверхностных нефтегазопроявлений в виде многочисленных выходов битуминозных пород. Последние приурочены к кавернозным доломитам венда (туркутская свита), к терригенно-карбонатным, карбонатным породам кембрия и к терригенным отложениям перми. В туркутской свите наиболее битуминозны доломиты в верхней части разреза (до 8,53 %). Битумы заполняют каверны и трещины. Также битуминозны отложения венд-кембрийской кесюсинской свиты. Битумы в них черные, углеподобные, хрупкие. Максимальное содержание – до 4 %.

На Оленёском своде в нижне-среднекембрийской куонамской свите, кроме битуминозных сланцев и известняков, часто встречаются битумы по трещинам в виде примазок и пленок, а иногда и в кавернах. Содержание битума в известняках и горючих сланцах составляет 0,04–0,3 %. Битумы черные блестящие вязкие, реже темно-коричневые.

Основной этаж нефтегазоносности провинции приурочен к терригенным и терригенно-карбонатным отложениям венда и карбонатным отложениям

нижнего кембрия. Восходящие тектонические движения в мезозое–кайнозое в пределах Анабаро–Оленёкской антеклизы привели к выводу на поверхность и денудации этих нефтенасыщенных горизонтов, что обусловило широкое распространение на площади продуктов гипергенного преобразования нефтей – битумов, мальт, асфальтитов [56].

На склонах Анабарского поднятия выделяется [48] Восточно-Анабарское битумное поле, Куонамское скопление битумов.

Куонамское скопление Восточно-Анабарского поля прослеживается на восточном крыле Анабарского свода на расстоянии 200 км по поверхностным выходам и высыпкам битуминозных песчаников в бассейнах рек Бол. и Мал. Куонамка. Здесь в пласте песчаников манькайской свиты мощностью около 5 м битум заполняет все межзерновое пространство, занимая в среднем 1,4–2,2 %. Проявления битума также отмечены в эмьксинской и куонамской свитах в содержаниях до 2,6 %, где битум выполняет пустоты и трещины. Средний групповой состав битумов (масел 20,79 %, смол 38,71 %, асфальтенов 40,0 %) приближает их к асфальтитам [93].

Предполагаемая площадь распространения выходов битумосодержащих пород Восточно-Анабарского поля оценивается примерно в 6000 км², а ресурсы битумов – ориентировочно в 2 млрд т [47].

Широкое распространение в районе продуктов гипергенного преобразования нефтей свидетельствует о масштабности имевших здесь место процессов нефтегазообразования. Предполагается, что формирование залежей углеводородов в вендских и кембрийских резервуарах происходило в триасовый период. В последующее время регион с высокой скоростью воздымался, и значительная часть залежей в пределах наиболее приподнятых районов Анабарского свода была разрушена.

Анабарская ураноносная гипс-свинцово-цинковая рифейско-кембрийская прогнозируемая минерагеническая область (3 Zn,Pb,g,U/RF-С) развита на юго-восточном склоне Анабарского сводового поднятия. Она связана с площадями развития нижних частей разреза осадочного чехла – образованиями рифея, венда и нижних частей разреза кембрия. В карбонатных отложениях котуйканской свиты рифея, в старореченской, манькайской – венда, куонамской и силигирской – кембрия на площади листа R-49, в непосредственной близости от западной границы рассматриваемой площади выявлены многочисленные пункты минерализации сфалерита, галенита и халькопирита, относящиеся к стратиформной формации полиметаллических руд [40]. Обычно они представляют собой мелкую рассеянную вкрапленность, составляющую до 5 % объема породы, реже – тонкие жилки сульфидов. С современным аллювием рек, дренирующих площади распространения этих отложений, связаны обширные шлиховые ореолы рассеяния сфалерита и галенита (в которых содержание зерен сульфидов достигает 25–30 знаков) а также геохимические ореолы рассеяния свинца и цинка [40]. Все это дает возможность прогнозировать обнаружение в этих районах повышенные концентрации полиметаллических руд стратиформного типа.

Кроме того, пункты минерализации свинца и цинка установлены в щелочных – ультраосновных образованиях Уджинской провинции, где они связаны с зонами измененных карбонатных пород на контактах с породами интрузив-

ных массивов. В аллювии ручьев им соответствуют шлиховые ореолы галенита и сфалерита, в которых содержание этих минералов достигает десятков зерен [47, 296].

В пределах минерагенической области выделена также **Восточно-Анабарская ураноносная рифейская прогнозируемая зона (3.1 U/RF)**, связанная со структурно-стратиграфическими несогласиями (ССН), перспективная на обнаружение полигенных урановых месторождений «типа несогласия» на юго-восточном склоне щита. Она перспективна на обнаружение полигенных месторождений урана. Несколько радиометрических аномалий, связанных с ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формацией, обнаружены в долине р. Мал. Куонамка и ее левых притоков в зонах разломов, на участках дробления, брекчирования и повышенной трещиноватости. Ураноносными породами в них являются кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты [36].

В непосредственной близости от западной границы листа выявлено несколько проявлений радиоактивной минерализации в зонах ССН. Они связаны с предрифейской зоной, представленной интенсивно гидротермально измененными грубообломочными породами нижней части разреза рифейской красноцветной конгломерато-песчаниковой формации [40].

Куонамская медно-никель-молибденосодержащая ураноносная ранне-среднекембрийская прогнозируемая рудоносная зона (4 U,Mo,Ni,Cu/Є₁₋₂) связана с продуктивным горизонтом в толще горючих сланцев куонамской свиты, которая прослеживается на огромной площади от восточного склона Анабарского щита на сотни километров. Куонамская свита уверенно выделяется в аэрогеофизических материалах ореолами повышенных содержаний урана. Ураноносные отложения представляют собой толщу пород мощностью 30–35 м, сложенную битуминозными горючими сланцами, известняками и кремнями. В горючих сланцах выявляются иногда повышенные содержания (%): V – 0,34–0,51; Mo – 0,01–0,03; Ni – 0,01–0,1; Cu – 0,02–0,1; а также Ge. Содержания последнего достаточно высоки, и существовал проект создания на базе битуминозных сланцев предприятия для добычи германия из золы сланцев, которые в технологической схеме должны были выполнять также роль энергетического агента.

Содержания молибдена и никеля невелики, но в качестве попутных компонентов их добыча может оказаться рентабельной.

Среднеоленьская медно-никель-молибденосодержащая ураноносная ранне-среднекембрийская прогнозируемая рудоносная зона (5 U,Mo,Ni,Cu/Є₁₋₂). Эта зона, как и Куонамская, связана с горючими сланцами куонамской свиты, которая прослеживается в центральной части Суханской впадины и на ее крыльях. Параметры ее в этой зоне аналогичны рассмотренным выше, равно как и характер связанной с ней минерализации.

Анабаро-Хатанский горючсланцевоносный кембрийский прогнозируемый бассейн (6 СГ/Є). Площадь листа R-50 занимает центральную часть этого огромного бассейна, связанного с толщей битуминозных пород куонамской свиты. Поля развития свиты известны на сопредельных площадях листов R-49, S-49, R-51. Битумы встречаются также и в разрезах пород рифея и венда, вскрывающихся в пределах Уджинского поднятия. Так, в проявлениях битум-

мов в кавернозных доломитах туркутской свиты их содержание достигает 0,13 %; известны единичные проявления битумов также в уджинской и хапча-нырской свитах рифея. Однако во всех случаях, кроме куонамской свиты, битумы связаны с зонами дробления и тектоническими трещинами [36].

На площади листа R-50 выделяются два минерагенических района широкого развития битуминозных горючих сланцев, преимущественно в куонамской свите: *Анабарский горючесланцевый прогнозируемый район (6.1 СГ/€)* и *Среднеоленёкский горючесланцевый прогнозируемый район (6.2 СГ/€)*. Выходы битуминозных сланцев прослеживаются с небольшим перерывом на 370 км. Общая мощность сланценой пачки – от 16–18 до 33–35 м, мощность прослоев сланцев в пачках – 0,1–0,5 м. Текстура пород горизонтальная тонкослоистая, толщина прослоев – от долей миллиметра до 5–8 мм. В отдельных пробах, по данным спектрального анализа, отмечены: V – 0,82–0,84 %, Mo – 0,035 %, Ni – до 0,1 %, U – 0,006 %, а также Be, Sr, Ga, в связи с чем зола горючих сланцев может рассматриваться как комплексная руда V, Mo, U.

В Оленёкском районе, в основном в пределах площади листа R-50, были оценены прогнозные ресурсы горючих сланцев на глубину до 300 м; авторские «геологические запасы» составили 849 млрд т и были отнесены к забалансовым [36, 37]. Область их применения в настоящее время ограничена малой удельной теплотой сгорания, не превышающей 810–1500 ккал/кг при зольности 66–82,3 %. Сланцы могут быть использованы как топливо в котельных установках и для извлечения комплекса рассеянных элементов.

В последнее время битуминозные породы в карбонатных толщах фанерозоя Сибири рассматриваются и как источник получения сланцевой нефти. В связи с этим, по некоторым оценкам, общегеологическая ситуация Восточной Сибири позволяет сделать предположение, что ресурсы сланцевой нефти этого региона могут составить 30 млрд т, что вдвое превышает соответствующие ресурсы Западной Сибири [179].

Тунгусский угленосный среднекаменноугольно-пермский бассейн (7 УК,УБ/С₂-Р). Проявления каменного и бурого угля связаны с Тунгусским бассейном, развитым почти на всей площади Тунгусской синеклизы. На площади листа R-50 они выявлены только в континентальных пермских образованиях в его северной части, где входят в состав *Попигайско-Уджинско-Оленёкского буро-каменноугольного района (7.1 УК,УБ/Р)*. Пермские отложения в пределах этого района содержат многочисленные проявления, представленные пластами каменного угля в онкучахской и булгунняхтахской свитах. Они обнаружены в обнажениях по многим водотокам (Куойка, Удя и др.), в которых установлены многочисленные линзы и пласты угля мощностью до 3 м [294, 296]. По степени углефикации каменные угли относятся к длиннопламенным и газовым. Учитывая многочисленность проявлений, очень плохую обнаженность площади и весьма слабую изученность, можно прогнозировать выявление здесь более крупных промышленных месторождений каменного угля.

В отложениях булгунняхтахской свиты разведано малое месторождение бурого угля, заключенное в котловинообразном понижении в центральной части массива Томтор. Общая мощность угленосной пачки составляет 71 м,

максимальная мощность пластов угля по двум скважинам достигает 17–22 м. Запасы категории С₂ составляют 2547 тыс. т, категории Р₁ – 13 642 тыс. т [141, 334]. Район Уджинского поднятия характеризуется, видимо, повышенной угленосностью; признаком этого является постоянное присутствие в аллювии р. Удя обильных высыпок дресвы бурых углей, несмотря на очень плохую обнаженность угленосных толщ. Эти угли могут быть использованы в качестве топлива в установках для выработки электроэнергии и тепла.

В составе Попигайско-Уджинско-Оленёцкого района по результатам ранее проведенных исследований нами выделен *Булгунняхтахский прогнозируемый узел угленакопления (7.1.1 УБ/Р₂₋₃)*, на который составлен паспорт (Паспорт № 5661182). Он выделен для площади развития средне-верхнепермских отложений булгунняхтахской свиты, к которой приурочены все известные проявления бурых углей и одно месторождение в центральной части массива Томтор. Качественная характеристика углей приведена выше при рассмотрении угленосности Попигайско-Уджинско-Оленёцкого района. Прогнозные ресурсы категории Р₃ Булгунняхтахского узла угленакопления составляют 726 млн т.

Хатангско-Ленский фосфорит-золото-каменноугольный раннеюрско-четвертичный бассейн (8 УК, Au, Ф/J₁-Q) находится в северных частях площадей листов R-50 и R-51, на северной окраине Сибирской платформы в пограничной зоне с Лено-Анабарским краевым прогибом; связан с терригенной толщей юры и четвертичными аллювиальными и покровными образованиями. В его пределах известны многочисленные проявления золота, фосфоритов и каменного угля. В пределах площади листа S-50 ему соответствует Хатангско-Ленская алмазо-золото-каменноугольная минерагеническая область [41].

Фосфориты связаны с буолкалахской свитой, представленной морскими и прибрежно-морскими песчано-глинистыми отложениями.

В составе Хатангско-Ленского бассейна выделяется *Буолкалахская фосфоритоносная позднеюрско-раннемеловая прогнозируемая область (8.1 Ф/J₃-K₁)*, расположенная в крайней северной части площади листа R-50, в бассейнах правых притоков р. Удя и истоках рек Куойка и Бур. В основании и средней части свиты всюду залегают базальные и внутрiformационные фосфоритоносные конгломераты или глауконитовые песчаники с галькой и гравием, с остатками морской фауны. Конкреции фосфорита (2–20 см) составляют от 3–5 до 30 % объема пород. Мощность базальных конгломератов – от 0,5–0,7 до 1,9 м. Выше залегает пачка (от 1–2 до 11–12 м) алевролитов и аргиллитов углистых, иногда битуминозных, с конкрециями и линзами известняков и глин. Фосфориты относятся к железисто-хлоритовым разновидностям, в которых содержание Р₂O₅ колеблется в пределах 12,0–29,8 % [41].

ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

В составе Якутской алмазоносной провинции выделяются Оленёк-Виллойская и Котуй-Анабаро-Оленёцкая субпровинции, различающиеся возрастом коренных источников алмазов, их свойствами и степенью продуктивности как коренных источников, так и связанных с ними россыпей. При этом в южных районах провинции, в которых сосредоточены все промышленные

коренные месторождения алмазов РФ, развиты только алмазоносные кимберлиты среднепалеозойского возраста; столь же высокоалмазоносны и образованные за счет их денудации россыпи.

В северных районах провинции, в том числе на площади листа R-50, возраст коренных источников перестает быть критерием продуктивности: подавляющая часть кимберлитовых тел характеризуется крайне низкой степенью алмазоносности – вне зависимости от возраста. Вместе с тем на площади листа R-50 находится крупнейший в провинции и РФ Анабарский россыпной район, коренные источники алмазов которого неизвестны. Однако существуют признаки того, что алмазы этих россыпей происходят из кимберлитов, имеющих скорее всего среднетриасовый возраст, и в этом случае критерий возраста коренного источника для северных районов меняет своё значение на прямо противоположное.

Оленёк-Вилюйская алмазоносная рудно-россыпная позднедевонско-раннекаменноугольная, четвертичная минерагеническая субпровинция

К этой субпровинции относится вся юго-восточная половина листа R-50, в которой расположены Чомурдахское, Укукитское, Огонёр-Юряхское и Мерчимденское кимберлитовые поля. Каждому из них соответствует одноименный руднороссыпной узел, включающий проявления как в кимберлитах, так и связанных с ними россыпях. Все перечисленные поля расположены в региональной Далдыно-Оленёкской зоне – наиболее крупной структуре Якутской провинции, контролирующей размещение кимберлитовых полей в полосе северо-восточного направления: от Далдынского поля на юго-западе до Хорбосуонского на северо-востоке. Считается, что расположенные в ней кимберлитовые поля и ассоциации кимберлитовых тел в них связаны с системой контролирующих разрывных нарушений преимущественно северо-восточного простирания. Нарушения, используемые дайками кимберлитов и линейными кластерами трубок, хорошо выделяются как в магнитном поле, так и в аэрофотоматериалах различного масштаба. Но попытки выделить (в более или менее объективной манере) системы нарушений/отдельные нарушения, контролирующие размещение кимберлитовых полей, оказываются безрезультатными. Более того, если основная часть кимберлитовых полей имеет внутреннюю структуру, подчиняющуюся генеральному направлению Далдыно-Оленёкской зоны, то структура одного из них (Мерчимденское поле) ортогональна ему.

Среднеоленёкская алмазоносная рудно-россыпная область (9 di/D₃-C₁,Q) включает два руднороссыпных района, характеризующихся различной внутренней структурой входящих в их состав кимберлитовых полей и степенью их алмазоносности.

Среднеоленёкский алмазоносный рудно-россыпной район (9.1 di/D₃-C₁,Q) включает три руднороссыпных узла, соответствующих одноименным кимберлитовым полям. Все они характеризуются одинаковой внутренней структурой кимберлитового комплекса, определяемой северо-восточной ориентировкой разрывных нарушений, контролирующих расположение кимберлитовых тел и

их ассоциаций, что подтверждает их принадлежность к единому тектономагматическому циклу. В то же время им свойственны близкие характеристики минерального состава и химизма слагающих пород, химизма минералов-индикаторов и степени алмазности. Среди них выделяется более высокой алмазностью только одна трубка, принадлежащая к Огонёр-Юряхскому узлу.

Огонёр-Юряхский алмазоносный рудно-россыпной узел (9.1.1 di/D₃-C₁,Q) характеризуется повышенной по сравнению с другими полями алмазностью кимберлитов: алмазы обнаружены в пяти из 25 выявленных тел. По данным работ 1958 г. [242], содержания алмазов в трубке Аэрогеологическая по пробам крайне неравномерны; они варьируют от 0,09 до 0,239 кар/м³. Возможно, это связано с недостатками схемы обогащения: опробовался только элювий кимберлитов по аллювиальной схеме, без додрабливания крупных классов. Алмазы трубки отличаются повышенной степенью прозрачности при высоком (до 36 %) содержании кристаллов чистой воды, а также очень высокой степенью сохранности (до 77 % целых камней).

Однако в соответствии с результатами оценочных работ [266, 321] установлено, что алмазность трубки невысока, составляя в среднем 0,007 кар/т при вариациях до 0,023 кар/т. В расчете на преобладание более высокоалмазных порфировых кимберлитов и хорошее качество кристаллов была выполнена оценка прогнозных ресурсов по категории P₂. С учетом поправочного коэффициента на неизвлекаемость крупных кристаллов при обогащении авторские прогнозные ресурсы категории P₂ составили 10,7 млн кар [266].

Кроме того, имеется оценка прогнозных ресурсов Огонёр-Юряхского (Верхне-Моторчунского) прогнозируемого алмазоносного кимберлитового поля – 30 млн кар [165].

В других телах поля – дайках и мелких (до 1 га) трубках содержания алмазов почти на порядок ниже.

Ниже по течению р. Моторчуна на площади листа R-51 с аллювиальными отложениями ее русла и поймы связана россыпь, запасы алмазов которой, подсчитанные компанией АПРОСА по категориям C₁+C₂, составили 106,7 тыс. кар класса +0,5 мм. Прогнозные ресурсы категории P₁ локализованы в размере 354 тыс. кар. Длина участка распространения алмазов в аллювии реки составляет около 50 км.

Укукитский (9.1.2 di/D₃-C₁,Q) и Чомурдахский (9.1.3 di/D₃-C₁,Q) алмазные рудно-россыпные прогнозируемые узлы. В границах этих сближенных рудных узлов выявлены весьма многочисленные кимберлитовые тела; их общее количество составляет 277, среди которых 146 трубок. Однако алмазность кимберлитов этих узлов крайне низка. Алмазы обнаружены только в девяти трубках, содержание – тысячные и сотые доли кар/м³. На этом фоне несколько выделяется только трубка Ленинград Укукитского узла, где содержание алмазов составило 0,081 кар/м³ [338]. В ней же был обнаружен и самый крупный для этих полей кристалл весом 192,4 мг.

В пределах узлов и по их периферии выявлены многочисленные проявления алмазов в аллювии почти всех крупных водотоков [37]. Средние содержания в русловых и террасовых отложениях рек Укукит, Омонос далеки от

промышленных; они составляют соответственно 0,008 и 0,032 кар/м³, а максимальное по пробе (0,231 кар/м³) установлено в аллювии р. Укукит. Алмазы, находящиеся в аллювии, обычно имеют сходство с кристаллами, обнаруженными в соседствующих с россыпями кимберлитовых телах. Часть алмазов ожелезнена, имеет следы механического износа, что связано, видимо, с тем, что они переотложены из промежуточных коллекторов.

Мерчимденский алмазоносный рудно-россыпной прогнозируемый район (9.2 di/D₃-C₁,Q). На площади листа R-50 к нему относится только западная часть **Мерчимденского алмазоносного рудно-россыпного прогнозируемого узла (9.2.1 di/D₃-C₁,Q).** Опробованием, которое было выполнено для всех относительно крупных тел поля, алмазы обнаружены не были. Этот результат согласуется с одним из главных минералогических критериев алмазоносности – химизмом пиропов, которые по содержаниям Са и Сг относятся к промежуточным ассоциациям лерцолитовой и верлитовой магматических серий; в области гарцбургитового и алмазного парагенезисов на диаграмме СаО–Сг₂О₃ попадают лишь единичные фигуративные точки (трубка Надежда) [296], что и объясняет отсутствие алмазов в телах этого поля.

Однако по другим минералогическим критериям: высокие концентрации МСА, преобладание пироба над пикроильменитом, наличие пиропов широкой цветовой гаммы, кимберлиты этого поля существенно превосходят кимберлиты других палеозойских полей района, в соответствии с чем можно было ожидать, что они будут более высокоалмазоносны. Кроме того, в аллювиальных отложениях рек Мерчимден, Далкит обнаружены алмазы, которые пространственно связываются с кимберлитами Мерчимденского поля. Однако содержания алмазов в них не превышают десятых долей кар/м³.

Котуй-Анабар-Оленёкская алмазоносная триасово-юрская, четвертичная минерагеническая субпровинция

К этой субпровинции относится северо-западная половина листа R-50. Большую ее часть занимает Анабарская алмазоносная минерагеническая область [114], в которую входят кимберлитовые поля куонамского комплекса, Уэленско-Уджинский алмазороссыпной прогнозируемый район, расположенный на крайнем севере площади листа R-50, а также крупнейший в России россыпной алмазоносный район – Анабарский.

В северо-восточной части субпровинции находится небольшой участок Нижнеоленёкской алмазоносной минерагенической области, связанный с кимберлитами Куойкского поля.

Анабарская алмазоносная минерагеническая область (10 di/T₂-J,Q). Границы области охватывают бассейны рек Анабар и, частично, Оленёк. В ее составе выделяются Куонамская минерагеническая зона, включающая большую часть кимберлитовых тел Анабарского кимберлитового района, и Уэленско-Уджинский алмазороссыпной район, находящийся у северной границы площади листа R-50.

Куонамская алмазоносная рудно-россыпная прогнозируемая зона (10.1 di/T₂-J,Q) охватывает бассейны правых притоков рек Мал. Куонамка и Анабар. Она включает Дюкенское, Куранахское, Лучаканское и Усть-Сили-

гирское поля кимберлитов и Биригиндинское поле карбонатитов и альнёттов куонамского карбонатит-кимберлитового комплекса. Основное количество тел двух первых находится на площади листа R-49. Всего в пределах площади листа R-50 выявлено 87 тел, образующих дугообразную полосу субмеридионального направления. Ширина зоны составляет до 40 км, протяженность – около 150 км. Все поля расположены на юго-восточном склоне Анабарского щита; их размещение, как считается, контролируется системой ограничивающих его разрывных нарушений. Ассоциации кимберлитовых тел и отдельные тела в пределах полей связаны с системой контролирующих нарушений преимущественно северо-западного простирания.

В составе Куонамской зоны выделяются пять прогнозируемых алмазоносных руднороссыпных узлов, соответствующих одноименным кимберлитовым полям и связанным с ними аллювиальным россыпям (с севера на юг): *Дюкенский* (10.1.1 $di/T_2-J,Q$), *Биригиндинский* (10.1.2 $di/T_2-J,Q$), *Куранахский* (10.1.3 $di/T_2-J,Q$), *Лучаканский* (10.1.4 $di/T_2-J,Q$) и *Усть-Силигурский* (10.1.5 $di/T_2-J,Q$).

В пределах Куонамской зоны развиты в основном мелкие трубки удлиненной или неправильной в плане формы, а также штоки и дайки. Выполняющие их кимберлиты и комагматичные им породы характеризуются обычно низкими содержаниями МСА; ксенолиты мантийных ультраосновных и основных пород практически отсутствуют.

Алмазы содержатся в них обычно в очень низких концентрациях. Отчетливо проявлена тенденция увеличения степени алмазоносности кимберлитов в направлении с севера зоны на юг. Относительно повышенной алмазоносностью обладают тела Куранахского и Лучаканского полей. В Лучаканском поле [168, 276] установлено 10 алмазоносных тел кимберлитов. Содержание алмазов по отдельным телам колеблется от 0,0004 до 0,069 кар/т (трубка Лыхчан-1). Среднее содержание алмазов по всем телам составляет 0,021 кар/т [305].

В состав Куранахского поля входит трубка Малокуонамская, расположенная на площади листа R-49 в непосредственной близости от границы с рассматриваемой территорией. Содержания алмазов в ней (среднее – 0,29 кар/т, максимальное – 0,527 кар/т) близки к промышленным – при высоком их качестве (доля ювелирных камней до 20 %). Концентрации алмазов в остальных телах крайне низкие (тысячные–сотые доли кар/т) и далеки от промышленных требований.

В Дюкенском поле содержание алмазов по отдельным телам колеблется от 0,001 до 0,026 кар/т, среднее по телам составляет 0,005 кар/т, средний вес одного кристалла – 1,9 мг, максимальный – 5,2 мг. Эти оценки, выполненные еще в прошлом столетии, иногда представляются сомнительными. Однако повторное опробование более 60 тел, проведенное в 2001 г., подтвердило эту оценку: несмотря на то, что алмазы за счет существенно увеличенного объема проб были обнаружены в 21 кимберлитовом теле (ранее – только в одном), их находки были единичны, со значениями на 1–2 порядка ниже промышленных.

Столь же незначительны и содержания алмазов в аллювиальных россыпях, связанных с кимберлитами этих рудных узлов, несмотря на многочисленность находок кристаллов в аллювии [338].

Но на общем фоне убогих содержаний и низкого качества камней выделяются проявления россыпных алмазов в пойменном аллювии в долине р. Бол. Куонамка и ее притоков в непосредственной близости от границы листа R-50. Содержание алмазов в них – от 0,22 до 1,43 кар/м³, средний вес кристалла – 46 мг; они существенно отличаются от алмазов россыпей бассейна р. Эбелях высоким содержанием камней I разновидности (81,7 %) и низким, менее 10 %, содержанием алмазов «эбеляхского» типа; стоимость этих алмазов самая высокая из всех эксплуатируемых россыпей Лено-Анабарской субпровинции, что даже при низких содержаниях может сделать их разработку рентабельной [305]. Коренные источники алмазов в них также остаются до настоящего времени неизвестными.

Уленско-Уджинский золото-алмазоросыпной прогнозируемый район (10.2 di,Au/J-Q) располагается в северной части площади листа R-50, в пограничной зоне Сибирской платформы с Лено-Анабарским краевым прогибом. Он связан с терригенной толщей юры и четвертичными аллювиальными и покровными образованиями. В его пределах известны многочисленные мелкие россыпи, выявленные преимущественно в русловых аллювиальных отложениях мелких ручьев. На листе S-50 зоне соответствует Хатангско-Ленская алмазо-золото-каменноугольная область, характеризующаяся большой плотностью находок россыпных алмазов.

В составе района выделяется два россыпных узла – **Хатыгын-Буолкалахский золото-алмазоросыпной прогнозируемый рудный узел (10.2.1 di,Au/J-Q)** и **Кангалас-Уленский золото-алмазоросыпной прогнозируемый рудный узел (10.2.2 di,Au/J-Q)**, находящиеся в истоках мелких правых притоков р. Удя и Оленёкской протоки р. Лена. По типу минерализации и содержаниям полезных компонентов они похожи. Алмазы содержатся в промежуточных коллекторах – базальных конгломератах верхней юры, берриасского и валанжинского ярусов мела; их концентрации обычно убогие (порядка 0,002 кар/м³). Более высокие (до 0,12 кар/м³) содержания в т.н. «покровных» плиоцен-четвертичных образованиях, фрагментарно развитых на водоразделах и склонах долин ручьев. Несколько повышены содержания алмазов и их качество в аллювии современных долин ручьев – 0,05–0,10 кар/м³, иногда достигая на участках размыва промежуточных коллекторов 0,3–0,44 кар/м³ по отдельным пробам [42].

К этим же участкам приурочены и находки золота. Наиболее высоки его содержания в русловых песчано-галечных осадках р. Хатыгын-Уэлете (до 1,4 г/м³) и р. Усумун (0,7–2,6 г/м³). Кроме того, золото повсеместно развито в покровных образованиях плиоцен-позднечетвертичного возраста. Возможно, часть его находится в россыпях в пылеватом состоянии и не извлекается полностью при гравитационной отсадке. Ассоциация минералов, сопутствующих золоту (сульфиды, ферроплатина, осмистый иридий, алмазы, шпинель, хромиты, монацит, циркон) и специфическая морфология его зерен позволяют связывать его происхождение с размывом нижнепротерозойских пород [188].

Нижнеоленёкская алмазоносная руднороссыпная триасово-позднеюрская, четвертичная минерагеническая прогнозируемая область (11 di/T-J₃,Q). Ее очень незначительная часть расположена на восточной гра-

нище листа, в пределах Куойкско-Далдынского поднятия, где находится куст Кыран – четыре трубки и один шток мезозойской кимберлитовой формации, относящийся к Куойкскому кимберлитовому полю, входящему в состав *Куойкско-Молодинского алмазоносного рудно-россыпного прогнозируемого узла (11.0.1 di/T-J₃,Q)*. Изучение химического состава пиропов из этих кимберлитов показало, что они свойственны низкоалмазоносным кимберлитам [294]. В пределах площади листа R-51 к нему относятся многочисленные позднеюрские трубки и дайки. В некоторых из них обнаружены алмазы, однако общий уровень алмазоносности их очень низкий и не отвечает промышленным требованиям.

Рудные районы, узлы вне минерагенических зон

Уджинский фосфор-железо-алюминий-редкоземельно-ниобиевый позднедевонско-каменноугольный рудный район (0.1 Nb,TR,Al,Fe,P/D₃-C) расположен в центральной части Уджинского поднятия. Основную роль в металлогении этого района играют массивы центрального типа Уджинской провинции щелочных – ультраосновных пород и карбонатитов, с которыми связан ряд разноранговых и разновозрастных рудных формаций целой гаммы полезных компонентов различных генетических типов; главными среди них являются руды ниобия, скандия, редких земель, попутными – алюминия, железа и фосфора. Массивы различаются не только размерами, но также и минерагенической специализацией. Каждый из этих массивов представляет собой рудный узел, в пределах которого выявлены проявления полезных ископаемых.

Томторский фосфор-железо-алюминий-редкоземельно-ниобиевый рудный узел (0.1.1 Nb,TR,Al,Fe,P/D₃-C). В пределах этого рудного узла выявлено два месторождения и несколько проявлений, относящихся к эндогенным, осадочным и экзогенным минерагеническим формациям. Все они пространственно, а эндогенные – и генетически связаны с массивом Томтор, представляющим собой самый крупный (площадь около 250 км²) интрузивный массив Уджинской провинции щелочных ультраосновных пород и карбонатитов.

Среди *эндогенных формаций* наиболее значимой является эндогенная *редкоземельно-редкометалльная* карбонатитовая, связанная с телами кальцитовых, доломитовых, анкеритовых и сидеритовых карбонатитов пятой интрузивной фазы, локализованных преимущественно в центральном карбонатитовом ядре массива, площадь которого – около 30 км². Содержания полезных компонентов в карбонатитах в среднем составляют (%): Nb – 0,3; PЗЭ – 0,5; Y – 0,05; Sc – 0,001. Прогнозные ресурсы категории P₁ до глубины 500 м для ниобия составили 31 684 тыс. т, редкоземельных элементов – 102085,45 тыс. т, скандия – 395,1 тыс. т [293].

Проявления железа массива Томтор относятся к апатит-магнетитовой формации; они связаны с железосодержащими породами – якупирангитийолитами и их метасоматически измененными разновидностями второй интрузивной фазы и фоскоритами четвертой фазы, развитыми преимущественно в центральной части массива. Здесь выявлено несколько проявлений желез-

ных руд, в том числе – проявление Онкучах. Суммарные прогнозные ресурсы категории P_2 магнетитовых руд до глубины 250 м составили: руды – 527,6 млн т при среднем содержании Fe 35 % и средней плотности руд 3,8 т/м³; железа – 182,1 млн т [327]. Руды железа комплексные: при их обогащении могут быть получены магнетитовые, апатитовые и ниобий-редкоземельные концентраты.

Проявления алюминия относятся к апатит-нефелиновой формации; связаны с якупирангит-ийолитами второй интрузивной фазы массива, а также ювитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами третьей фазы, в которых содержание Al_2O_3 составляет от 18 до 28 %. В зоне гипергенеза по ним развита формация кор выветривания, содержание Al_2O_3 в которой возрастает иногда до 36 %. Прогнозные ресурсы нефелиновых руд по категории P_3 для массива Томтор составляют 1,6 млрд т (глубина прогноза – 500 м) [327].

Проявления фосфора относятся к апатит-карбонатитовой и апатит-нефелиновой формациям, связанным с якупирангит-ийолитами второй интрузивной фазы, нефелиновыми и щелочными сиенитами третьей фазы, кальцитовыми карбонатитами пятой фазы. Содержания P_2O_5 в них составляют от 1 до 5,5 %. Более высокие (от 2 до 27 %) содержания свойственны метасоматически измененным и брекчированным разностям этих пород. Суммарные прогнозные ресурсы P_2O_5 для упомянутых типов руд массива Томтор категории P_1 составляют 554189,4 тыс. т [293]; категории P_2 – 844,5 млн т [296].

Среди экзогенных рудных формаций наиболее значимой является хемогенно-осадочная *редкоземельно-редкометалльная формация переотложенных кор выветривания карбонатитов*, к которой принадлежит комплексное месторождение ниобия и редкоземельных элементов цериевой и иттриевой групп (*Томторское, уч. Буранный*), среднее по запасам и уникальное по содержаниям. Оно связано с томторской толщей, выполняющей одну из впадин на поверхности массива и представляющей собой эпигенетически измененные продукты переотложения материала латеритных кор выветривания карбонатитов. Попутными компонентами являются алюминий, фосфор, железо, титан, ванадий, цирконий, стронций, уран и редкие земли иттриевой группы.

Площадь развития рудоносной толщи – 8 км², мощность пласта изменяется от 0,2 м по периферии до 12–15 м, в центральной части – до 56 м. Рудный пласт представляет собой чередование прослоев, в разной степени обогащенных пироксеном, монацитом и другими минералами-концентраторами. Среди последних наибольшее значение имеют пироксен, монацит, ксенотим, крандаллит. В составе этой толщи рудой является только минеральная разновидность, характеризующаяся высокими содержаниями пироксена, монацита, крандаллита и более низкими содержаниями балластных компонентов. Руды месторождения уникальны по содержанию ниобия (до 9 % Nb₂O₅) и РЗЭ (до 12–13 %). Невысокая радиоактивность руд связана с присутствием радионуклидов уранового и ториевого рядов, калия-40. Содержание урана в рудах в среднем составляет 0,0092 %, тория – 0,1100 %, эквивалентное содержание радия – 0,157 %.

Подсчет запасов выполнен только для весьма ограниченной (2,2 км²) площади для открытой отработки одного из трех участков – Буранного. Мощ-

ность рудного тела на этом участке – от 3,3 до 20,6 м, мощность вскрышных пород – 11,7–120,5 м, бортовое содержание Nb_2O_5 – 3,5 %. Балансовые запасы руд с пироксеном этого участка категорий В + С₁ по состоянию на 1.01.2015 г., утвержденные ГКЗ, составляют 1495 тыс. т руды или 79,031 тыс. т Nb_2O_5 ; 119,3 тыс. т РЗМ; 7,009 тыс. т Y_2O_3 ; 0,563 тыс. т Sc_2O_3 с содержаниями (%): Nb_2O_5 – 6,71; РЗЭ – 9,53; Y_2O_3 – 0,595; Sc_2O_3 – 0,048. Руды основной части участка, расположенные за пределами контуров открытой отработки, отнесены к группе запасов, не получивших технико-экономической оценки из-за недостаточной изученности; их количество, подсчитанное суммарно по категориям В + С₁ + С₂, более чем на порядок превышает оцененные запасы – 1549,6 тыс. т руды [315].

Проявления редкоземельно-редкометалльной минерализации Северный и Южный находятся в непосредственной близости от месторождения Буранный. Типы развитого в их пределах оруденения, его генезис и геологическое строение полностью аналогичны месторождению Буранный, и их следует рассматривать как его фланги; от него они отличаются только размерами площадей, мощностями рудных тел и вскрышных пород. С помощью редкой сети скважин для них локализованы прогнозные ресурсы ниобия категории Р₁, составляющие 1146,5 тыс. т Nb_2O_5 [161].

Фосфор в комплексном месторождении Буранный представлен франколитовой формацией. Содержания P_2O_5 в этих рудах достигают 34 %, в среднем составляя 14,5 %. Для этого месторождения оценены запасы P_2O_5 категории С₂ в пироксено-монацит-алюмофосфатных рудах в количестве 4272,306 тыс. т. Прогнозные ресурсы P_2O_5 категории Р₁ на проявлениях Северный и Южный составляют в пироксено-монацит-алюмофосфатных рудах – 9242,6 тыс. т [293]. Фосфаты, добываемые на месторождении в качестве попутного компонента, предполагается использовать в технологическом процессе обогащения ниобиево-редкоземельных руд [289].

Алюминий. В рудах месторождения Буранный алюминий является попутным компонентом руд формации переотложенных кор выветривания. Среднее содержание Al_2O_3 составляет в них 16,47 %. Проектная технология переработки руд предполагает выделение его в виде щелочного алюминатного раствора, который может быть направлен на Ачинский глиноземный завод. Это снижает также затраты на получение треххлористого алюминия, используемого для выделения и очистки ниобия и титана [315].

Фосфор-алюминий-редкоземельно-ниобиевое рудное поле Богдо (0.1.0.2 Nb, TR, Al, P/D₃-С) связано с одноименным интрузивным массивом Уджинской провинции щелочных ультраосновных пород и карбонатитов, расположенным в 30 км севернее массива Томтор. Размеры этого массива на дневной поверхности значительно меньше последнего; обладая также округлой формой, он имеет диаметр ~6 км, площадь ~30 км². Однако геофизические исследования показывают, что на незначительной глубине площадь его возрастает до 150 км². Массив сложен комплексом пород, в целом аналогичным массиву Томтор, которые также образуют характерную концентрическую зональность; в его центре залегает шток карбонатитов диаметром в несколько сот метров.

С породами, слагающими массив Богдо, связан комплекс полезных ископаемых, в целом аналогичный массиву Томтор. Наиболее значимыми среди них являются руды ниобия и редких земель в карбонатитах центрального ядра массива, относящиеся к эндогенной редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой формации; с зоной их выветривания связана гипергенная редкоземельно-редкометалльная формация. Прогнозные ресурсы руд Nb₂O₅ категории P₃ для пород коры выветривания карбонатитов массива Богдо составили 810 тыс. т при глубине прогноза 100 м, редких земель – 2430 тыс. т [293].

Попутными компонентами в проявлении Богдо являются руды алюминия, относящиеся к эндогенным апатит-карбонатитовой и апатит-нефелиновой формациям в коренных породах и франколитовой формации в корах выветривания. Мощность последних на массиве Богдо достигает 100 м. Прогнозные ресурсы нефелиновых руд категории P₃ составляют для массива Богдо (без разделения на формации) 800 млн т [325].

Фосфор-ниобиево-редкоземельное рудное поле Чимара (0.1.0.3 TR,Nb,P/D₃-C) соответствует одноименному интрузивному щелочному ультраосновному массиву (минерализованной зоне?) с карбонатитами, расположенному в 7 км южнее массива Томтор. Этот массив по морфологии и структуре существенно отличается от остальных массивов Уджинской провинции; он относится к линейному типу и связан с зоной дробления север–северо-восточного простирания. В его составе установлены образования только одной фазы, сложенной линейными телами карбонатитов, по составу и набору дифференциатов полностью идентичных поздним рудным карбонатитам пятой фазы массива Томтор, а также серия даек карбонатизированных альнэитов чимаро-уджинского комплекса. С карбонатитами ассоциирует редкометалльная и редкоземельная минерализация, но, в отличие от массива Томтор, редкие земли в этом комплексе доминируют.

Прогнозные ресурсы редкоземельных элементов в коре выветривания массива Чимара на глубину 100 м локализованы в размере 12 485 тыс. т TR₂O₃ категории P₁ и 3920 тыс. т категории P₂ [293]. Прогнозные ресурсы Nb₂O₅ категорий P₁ + P₂ для руд коры выветривания массива на глубину 100 м составляют 569 тыс. т.

Суммарные прогнозные ресурсы P₂O₅ категории P₁ рудного поля Чимара составляют в лимонит-франколитовых рудах 600485,2 тыс. т [293]. Суммарные прогнозные ресурсы категории P₃ на глубину 100 м для массивов Томтор и Чимара составляют 5 млрд т руды со средним содержанием P₂O₅ 15 % [289].

Кроме перечисленных выше проявлений основных рудных формаций, в пределах Уджинского минерагенического района выявлен ряд проявлений других типов полезных ископаемых. К их числу относятся бурые и каменные угли, связанные с булгунняхтахской свитой пермского возраста.

Выявлены также проявления железа сидеритовой, гематитовой и сидерит-шамозит-гидрогётитовой формаций во вмещающих массивы карбонатно-терригенных образованиях уджинской и унгуохтахской свит рифея. Масштаб их ограничен, практического значения они не имеют и могут представлять только минералогический интерес.

В сидеритизированных сланцах и глинистых доломитах хапчаньской свиты рифея выявлено проявление марганца (II-3-51). Мощность обогащенных

марганцем прослоев варьирует от 0,5 до 3,5 м. Содержание MnO в кремнисто-глинистых сланцах изменяется в пределах 0,08–18,7 %.

Известны также пункты минерализации Zn, Pb, Cu. Они представлены мелкой вкрапленностью сфалерита, галенита и халькопирита в породах кор выветривания поздних стадий формирования массивов карбонатитов и теллуритов, для которых они являются типоморфными минералами. Содержания сульфидов в породах очень низкие, практического значения они не имеют.

В пределах Уджинского рудного района установлено только три пункта минерализации золота. Первый из них (П-3-48) находится в зоне окварцевания и флюоритизации пород рифея на контакте с дайкой нефелиновых пород поблизости от массива Чимара, второй – в зоне контакта мощной дайки верхнеуджинского комплекса с вмещающими отложениями рифея. Проявления россыпного золота в пределах Уджинского поднятия неизвестны.

Однако в непосредственной близости от его западной границы в Анабарском алмазороссыпном районе при добыче алмазов выявлены весовые содержания золота и платины в современных аллювиальных отложениях, причем оно встречается иногда в виде самородков размером до 8 мм; коренной источник его неизвестен. В то же время имеются сведения о связи золотой и платиновой минерализации с массивами щелочных ультраосновных пород и карбонатитов (гл. «Полезные ископаемые», разд. «Золото»). Не исключена такая связь и между благородными металлами Анабарского района и массивами щелочных ультрабазитов Уджинской провинции.

Анабарский меловой–четвертичный алмазороссыпной район (0.2 di/K-Q) выделяется на площади Анабарско-Уджинского междуречья (листы R-49,50), на которой выявлены многочисленные промышленные россыпные месторождения и проявления алмазов. В пределах района сосредоточено 70 % запасов разведанных и подготовленных к промышленному освоению россыпных месторождений алмазов Якутской провинции и 53 % прогнозных ресурсов РФ. Район включает бассейны средних и верхних течений правых притоков р. Анабар. Здесь разведано и учтено балансом 25 россыпных месторождений с балансовыми запасами алмазов категорий А + В + С₁ в размере 52021,4 тыс. кар [34]. Наиболее крупные из них находятся в долинах рек Эбелях, Бильях, Маят и их притоков [142]; в соответствии с этим в пределах Анабарского района выделены **Маятский (0.2.1 di/K-Q)**, **Бильяхский (0.2.2 di/K-Q)** и **Эбеляхский (0.2.3 di/K-Q) алмазороссыпные узлы.**

Кроме того, на основании изучения материалов предшествующих исследований нами выделен также **Кыринский алмазороссыпной прогнозируемый узел (0.0.1 di/T₃-J₁)**, охватывающий верховья бассейнов рек Удя, Куойка и Бур. Во время полевых работ 2017 г. в верховьях р. Удя были обнаружены выходы песчаников кыринской свиты, с базальным горизонтом (булунканская пачка) которых на сопредельной с востока площади листа R-51 связывается крупная россыпь алмазов (см. гл. «Стратиграфия»); прогнозные ресурсы россыпи были оценены в 61 млн кар по категории Р₂. В пределах выделенной нами площади в аллювии ручьев, дренирующих отложения кыринской свиты, ранее были выявлены две небольшие россыпи алмазов и многочисленные находки их в шлихах и пробах. В составленном паспорте Кыринской алмазо-

носной площади (Паспорт № 5661180) выделены два участка, прогнозные ресурсы которых составляют 14,2 млн кар категории Р₃.

В геологической истории этого района главными минерагеническими факторами, вызвавшими образование россыпей с высокими содержаниями алмазов, являлись геоморфологические, тектонические и литолого-стратиграфические.

Влияние магматического фактора, вызвавшего возникновение собственно алмаза, в рассматриваемом районе остается не до конца ясным, поскольку до настоящего времени не удается установить связь популяции алмазов, характерной для Анабарского алмазороссыпного района, не только с каким-либо конкретным коренным источником, но даже и однозначно установить его генетическую принадлежность. Определенно можно утверждать только, что коренному источнику этих алмазов должна быть свойственна та же своеобразная популяция камней, что содержится и в россыпях, получившая название «эбеляхской»; часть камней, придающая ей это своеобразие (камни II, V, VII разновидностей, по Ю. А. Орлову), хоть и встречается в кимберлитах других полей Якутской провинции, но достаточно редко [140]. Кроме того, как в Анабарском районе, так и в его ближайшем окружении кимберлиты с такими алмазами неизвестны, а непосредственно в пределах самого района кимберлитовые тела не обнаружены. Их происхождение рассмотрено выше, в подразделе «Основные эпохи...».

Достаточно определенным выглядит только вопрос о природе этого гипотетического коренного источника. Предпринимались попытки связать происхождение алмазов II, V, VII разновидностей с некими «нетрадиционными» источниками [9, 42, 64], но они не выглядят убедительными [39]. Нам представляется, что их коренными источниками являлись кимберлиты. В этом убеждает то, что эти алмазы в россыпях всюду в обширной области своего распространения на северо-востоке Сибирской платформы на разных стратиграфических уровнях сопровождаются комплексом минералов-индикаторов кимберлитов, полностью идентичных по спектру и всем своим характеристикам таковым, типичным для проявлений кимберлитового магматизма – как Сибирской платформы, так и остального мира. Среди них обнаружены почти все главные типоморфные минералы кимберлитов: гранат-пироп (преобладает над пикроильменитом), пикроильменит, хромшпинелиды, хромдиопсид и циркон [12, 39]. Совместное нахождение в россыпях алмазов и минералов-парагенетических спутников не является, разумеется, однозначным свидетельством единства их коренного источника, однако соответствие степени износа тех и других косвенным образом подтверждает это предположение [12].

Еще одним косвенным свидетельством являются результаты определения изотопного возраста цирконов из аллювия р. Эбелях – 233 и 216 млн лет [79] – что согласуется с ладинским/карнийским возрастом предполагаемых коренных источников, денудация которых привела к образованию россыпей алмазов в Нижнеленском районе.

Тектонический фактор является одним из главных минерагенических факторов, определивших высокую продуктивность россыпей Анабарского района. Этот район находится в области обширного неотектонического поднятия,

амплитуда которого относительно местного базиса эрозии (р. Анабар) составляет около 100 м. В связи с этим современная гидросеть района развита достаточно интенсивно, с хорошо выработанными долинами, в нижнем течении основных крупных рек – часто узкими, с очень небольшой мощностью аллювия, иногда почти лишенными его. Обычно свойственные участкам поднятий прямолинейные долины здесь почти отсутствуют – для большинства водотоков они представляют собой серии «врезанных меандр» с обрывистыми склонами, что свидетельствует о резком общем поднятии выровненного Анабаро-Уджинского междуречья и преобладании донной эрозии при малой активности боковой.

Это создало благоприятные условия для формирования россыпей в современном аллювии: их максимальные концентрации связаны всегда с участками активного вреза и пониженных (в два-три раза против нормы) мощностей аллювия. Особенно высокие концентрации алмазов образуются на участках ступенчатого русла, связанного обычно с литологическими неоднородностями карбонатных кембрийских пород цоколя.

Литолого-стратиграфический фактор. Комплекс алмазоносных аллювиальных отложений рек и ручьев района имеет строение, типичное для областей поднятий. В его составе присутствуют несортированные обломки от мелко- до крупнопсефитовых, среди которых, наряду с преобладающими обломками средней степени окатанности, существенную роль играют угловато-окатанные фрагменты местных коренных пород. Изредка встречаются и хорошоокатанные галька и валуны экзотических для района магматических и метаморфических пород. Судя по всему, в составе аллювия велика роль делювиально-солифлюкционного материала, а также продуктов переотложения древних аллювиальных образований, синхронных неогеновой(?) поверхности Анабаро-Уджинского междуречья. При этом в современных аллювиальных россыпях повышенную алмазоносность имеют аллювиальные фации, а также участки, на которых происходит размыв более древнего аллювия переуглубленных долин и карстовых полостей.

Этот фактор применим также к породам коренного цоколя россыпей. Способность некоторых типов пород кембрийского разреза к карстообразованию привела к возникновению на некоторых участках весьма многочисленных карстовых полостей, выполненных алмазоносными отложениями мелового(?) и неогенового возрастов. Большая их часть связана с зоной фациального замещения известняков силигирского и джахтарского горизонтов доломитами анабарской свиты; с последней связано более 90 % от их общего числа. Выявлена также связь депрессий с зонами разломов северо-восточного направления, вдоль которых располагаются их цепочки. Наиболее интенсивно этот процесс проявился на левобережье р. Эбелях, на невысоких водоразделах между его притоками, где выявлено и обнаружено более 300 карстовых воронок. Они встречаются также в русловых частях долин, на террасах и склонах. Размеры депрессий в плане – от первых метров до 1200 м, глубина в среднем составляет около 30 м, но в отдельных депрессиях превышает 140 м. Депрессии разновозрастны; наиболее глубокие из них выполнены в нижней части продуктами переотложения зрелых кор выветривания, относимых к мелу, в верхних – аллювиальными неоген-четвертичными отложениями [245].

Опробованием установлено, что меловые отложения обладают низкой алмазонасностью, в то время как содержания алмазов в неоген-четвертичных образованиях часто близки к промышленным. Они представляют собой один из промежуточных коллекторов для аллювиальных россыпей; на ряде участков их верхняя часть включается в контур промышленной отработки.

Влияние геоморфологического фактора на алмазонасность россыпей выражается в том, что рельеф Анабаро-Уджинского междуречья имеет признаки неоднократной перестройки гидросети в кайнозое. Анализ расположения фрагментов древних долин на поверхности водораздельных пространств показывает, что направление стока главной водной системы района (реки Анабар–Мал. Куонамка) неоднократно менялось в меридиональном направлении, что связывается как с дифференцированными тектоническими движениями на различных участках их долин, так и с влиянием четвертичных ледников, спускавшихся по восточному склону Анабарского массива в долины этих рек [40]. Каждая стадия размыва и переотложения алмазонасного материала приводила к увеличению концентраций алмазов и повышению их качества.

Палеогеографический фактор. Как было показано выше, кимберлиты, содержащие популяцию алмазов «эбеляхского» типа, в Анабарском россыпном районе, как и в его ближайшем окружении, неизвестны – несмотря на многолетние попытки их обнаружить. Как нам представляется, коренными источниками этих алмазов являются кимберлиты среднетриасового возраста; гипотетический район их проявления скорее всего располагается в пограничной зоне Анабаро-Оленёкской антеклизы и Лено-Анабарского краевого прогиба [39].

Дальнейшая история этих алмазов связана, видимо, с их высвобождением из кимберлитов и захоронением в триасовых промежуточных коллекторах; при этом кимберлитовые источники были перекрыты более молодыми отложениями и в дальнейшем в питании коллекторов не участвовали. На это указывает закономерное снижение концентраций алмазов в лестнице коллекторов вверх по разрезу и столь же закономерное повышение степени их износа – как и сопутствующих им парагенетических и динамических минералов-спутников.

Видимо, эти коллекторы (скорее всего ладинский и карнийский) были распространены и на площади Анабарского россыпного района. В последующие геологические эпохи в результате трансгрессии моря в юре происходило их разрушение и переотложение алмазов, но россыпь оставалась практически на месте вследствие низкой способности алмазов к транспортировке. Кроме того, этот район был защищен от активной абразии и перемещения алмазов грядой вулканитов Молодо-Уджинского вулканогенного пояса.

В кайнозое в условиях малоамплитудного поднятия шло переотложение алмазов в промежуточные коллекторы неогенового(?)–ранне-среднечетвертичного и позднечетвертичного возраста при минимальном (до местного базиса эрозии – р. Анабар) выносе камней за пределы района, но с одновременным повышением их концентраций, качества и степени износа. Возможно, что к числу маргинальных продуктов этого процесса относятся аллювиальные россыпи р. Мал. Куонамка с невысокими содержаниями, но хорошим качеством камней и низким содержанием типоморфных для Анабарского района алмазов V–VII разновидностей.

Наиболее значительные количества алмазов Анабарского района сосредоточены в *Эбеляхском алмазороссыпном узле (0.2.3 di/K-Q)*. Они связаны с россыпью, заключенной главным образом в аллювиальных отложениях русла, низкой и высокой пойм р. Эбелях, в меньшей мере – в аллювии первой и второй надпойменных террас, представленном галечно-гравийно-песчаным материалом. Общая протяженность россыпи – 83 км. Мощность продуктивного слоя составляет 1,9–2,6 м, вскрыши – до 4 м. Содержания алмазов в разных блоках россыпи варьируют от 0,9 до 4,52 кар/м³. Алмазонасны также многочисленные притоки реки – в основном средние и нижние части их долин; наиболее высокими содержаниями отличались россыпи ручьев Гусиный, Исток, Моргогор, к настоящему времени полностью отработанные [236].

Алмазы всех россыпей Эбеляхского узла близки по типу и качеству. Среди них от 38 до 44 % относится к ювелирным/околоювелирным сортам. Средняя крупность камней составляет 30–35 мг [142].

К настоящему времени значительная часть первичных запасов россыпей узла отработана. Основные перспективы связываются с его флангами – преимущественно левыми притоками руч. Эбелях. В аллювиальных отложениях русел оценочными работами локализованы прогнозные ресурсы категории Р₁ для ручев Кусун-Эбелях (2,352 млн кар), его левых притоков Ырас-Юряге и Ырас-Сала (в сумме 1 млн кар), Кумах-Юрях и его правых притоков Лабазный и Болотистый (в сумме 0,727 млн кар), правого притока р. Эбелях – руч. Балаганнах (0,09 млн кар), а также истоков правого притока р. Маспаки – Курунгнах-Юрях (0,510 млн кар) [165].

Россыпи *Билляхского алмазороссыпного узла (0.2.2 di/K-Q)* связаны в основном с аллювием р. Биллях и его отдельных мелких притоков. Их общая протяженность составляет 53 км, среднее содержание алмазов – 1,15 кар/м³. Качество алмазов узла выше по сравнению с Эбеляхским узлом: доля камней ювелирных/околоювелирных сортов достигает 46 % [300].

Наиболее высоким качеством алмазов характеризуются россыпи *Маятского алмазороссыпного узла (0.2.1 di/K-Q)*, расположенные в среднем течении руч. Маят. Протяженность промышленной россыпи составляет 26 км; содержание алмазов ювелирных/околоювелирных сортов в ней достигает 86 %. В настоящее время балансовые запасы узла полностью отработаны, ведётся разведка и эксплуатация флангов россыпи.

Проведена оценка прогнозных ресурсов категории Р₁ для аллювиальной россыпи в долине правого притока р. Маят – руч. Кюрюктюр (0,44 млн кар), а также для русловой россыпи входящего в этот россыпной узел правого притока р. Анабар – руч. Улегир (0,37 млн кар) [165].

По результатам поисковых работ локализованы также прогнозные ресурсы по нескольким участкам, расположенным частично в Анабарском россыпном районе или поблизости от его границ. Обнаруженные на них проявления алмазов по типу россыпей и свойствам алмазов близки к рассмотренным выше. Наиболее значительные ресурсы категории Р₃ локализованы в аллювии р. Маспаки – 10 млн кар.

Алмазы в русловом аллювии р. Мал. Куонамка выделяются на общем фоне Анабарского района значительно более высоким качеством и большим средним весом; однако их содержания существенно ниже. Прогнозные

ресурсы, локализованные в русловом аллювии реки, категорий P_1 , P_2 и P_3 составляют 10,9; 6,2; 17 млн кар соответственно. В границы листа R-50 входит бо́льшая часть площади этого участка [165].

Аллювий р. Удя алмазоносен, однако содержания алмазов невысоки. Прогнозные ресурсы категории P_3 локализованы в аллювии верховьев реки (0,93 млн кар), ее истока – р. Мас-Удя (1,55), ее левого притока – руч. Томтор (2,93 млн кар, включая погребенную россыпь). На уч. Токур-Уджа локализованы прогнозные ресурсы алмазов категории P_2 в размере 4,1 млн кар [296], категории P_3 – 0,71 млн кар [165].

Алмазы содержатся также в аллювии небольших правых притоков р. Удя – ручьев Чюэмпэ-Юряге и Билир, где их суммарные прогнозные ресурсы категории P_3 локализованы в количестве 3,32 млн кар.

Кроме того, в верховьях р. Удя прогнозируется Верхне-Уджинское рудное поле, состоящее из трех кимберлитовых трубок. Ресурсы категории P_3 для этих прогнозируемых объектов локализованы в размере 31 млн кар [165].

ОБЩИЕ ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Большинство показанных на КЗПИ минерагенических таксонов относится к категории прогнозируемых; продуктивность их, ввиду крайне низких содержаний полезных компонентов, очень мала. Определенные перспективы при практически полной экономической неосвоенности района и его удаленности от транспортных путей в этих условиях могут иметь только высоколиквидные виды сырья.

В настоящее время результаты проведенных в последние годы работ позволяют дать обоснованную прогнозную оценку площади листа R-50 только для алмазов, руд редких металлов и редких земель, а также железа, алюминия, фосфора. Прогнозный потенциал площади листа R-50 позволяет рассчитывать на то, что наряду с уже известными и эксплуатируемыми объектами существуют перспективы выявления новых промышленных месторождений перечисленных видов сырья. Кроме того, возможно также обнаружение месторождений бурых и каменных углей, битуминозных сланцев; имеются предпосылки для выявления золота и платины.

НИОБИЙ, РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

В последние годы в пределах площади листа R-50 обнаружено крупнейшее по запасам и размерам прогнозных ресурсов месторождение ниобия и редких земель – участок Буранный, связанное с толщей переотложенных пород кор выветривания массива Томтор, входящего в Уджинский железорудный глинозем-редкоземельно-ниобиевый рудоносный район. В апреле 2016 г. на месторождении были завершены разведочные работы; в 2018 г. должны были быть утверждены запасы по нему. Начало добычи ожидалось в 2019 г.

Однако оценка месторождения была проведена в соответствии с Международным кодексом JORC. В конце 2020 г. был выпущен Отчет о минеральных ресурсах уч. Буранный Томторского месторождения. Согласно отчету, минеральные ресурсы месторождения по состоянию на 31 декабря 2019 г. утверждены в размере 13,2 млн т руды для добычи открытым способом с содержанием 5,9% Nb₂O₅ + 15% редкоземельных образований (РЗО), что соответствует 0,8 млн т Nb₂O₅ и 2 млн т редкоземельных образований. Первичная оценка минеральных ресурсов была подтверждена независимым аудитом, который провела компания *SRK Consulting (Russia) Ltd.* Завершение первичной оценки рудных запасов и предварительного ТЭО (PFS) запланировано на начало 2021 г. <https://threearc.ru/news/detail.php?ID=193>

После выхода на полную мощность на участке Буранный планируется добывать около 160 тыс. т руды в год, что обеспечит до 16% мирового рынка ниобия и до 3% мирового рынка редкоземельных металлов; срок его отработки – 150–180 лет.

В начале 2020 г. была завершена разработка уникальной технологии извлечения редкоземельных металлов из руды, которая разрабатывалась более 4 лет. Переработка руды будет производиться на Краснокаменском гидрометаллургическом комбинате в г. Краснокаменск Забайкальского края, строительство которого находится на подготовительном этапе; окончание строительства запланировано на 2023 г. В связи с этим была изменена схема транспортировки руды: она будет осуществляться автотранспортом по зимнику до порта Хатанга, далее – Северным морским путём.

Томторское месторождение было включено в Стратегию развития Арктической зоны РФ в сфере обеспечения национальной безопасности до 2035 г. <https://threearc.ru/news/detail.php?ID=194>

В пределах массива Томтор были выявлены еще два участка развития редкоземельно-редкометалльной формации переотложенных кор выветривания карбонатитов – Северный и Южный. Проведенные на них поисково-оценочные работы позволили установить, что по всем характеристикам оруденения, генетическим типам руд и характеру их распространения они аналогичны таковым для уч. Буранный.

Эти участки были изучены с помощью редкой сети скважин, материалы исследования керна которых позволили локализовать прогнозные ресурсы различных типов руд в их пределах. Они являются единственными объектами в Дальневосточном федеральном округе с апробированными прогнозными ресурсами ниобия. Прогнозные ресурсы участков оценены и апробированы по материалам отчета о результатах поисковых и поисково-оценочных работ Эбеляхской ГРП в 1985–1990 гг. Апробация проведена 11.11.2013 г. в рамках утвержденной Правительством РФ программы «Развитие промышленности редких и редкоземельных металлов». На Северном участке прогнозные ресурсы категории Р₁ Nb₂O₅ апробированы в количестве 688,5 тыс. т при среднем содержании Nb₂O₅ 1,72 % и на Южном участке – 458 тыс. т при среднем содержании 1,53 %. Суммарное количество апробированных прогнозных ресурсов на участках составляет 1146,5 тыс. т категории Р₁ или 64,5 % от общероссийских (табл. 14) [161].

Прогнозные ресурсы ниобия (тыс. т Nb₂O₅)

Федеральный округ. Субъект Федерации. Объект учета ПР	Координаты центра объекта, град., мин.		Геолого-промышленный тип	Состояние прогнозных ресурсов на 1.01.2016 г.			Орган, дата, номер протокола апробации (утверждения) прогнозных ресурсов
	с. ш.	в. д.		P ₁	P ₂	P ₃	
Республика Саха (Якутия)				1146,5			
Томторское месторождение, Северный и Южный участки	71°02'	116°31'	Sc-TR-Nb в переотложенных и эпигенетически измененных корях выветривания карбонатитов	1146,5	–	–	ВИМС, 11.11.2013 г., № 39

Имеются также результаты локализации прогнозных ресурсов Nb₂O₅ для пород коры выветривания массивов Богдо и Чимара: 810 тыс. т категории P₃ для первого и 569 тыс. т категории P₂ – для второго [293]. Однако эти оценки включают суммарное количество руд без разделения их на руды, связанные с собственно корой выветривания, и на руды, представляющие собой продукты разрушения коры, переноса их и отложения в водоемах с последующей хемогенной переработкой. Кроме того, глубина прогноза 100 м, предполагающая равную или большую мощность коры выветривания на массивах, не обоснована достаточным количеством данных, что может сделать эти оценки существенно завышенными.

Основные перспективы расширения минерально-сырьевой базы редкоземельных металлов также связаны с участками Северный и Южный, являющимися флангами месторождения Томторское (уч. Буранный). По содержанию РЗМ в рудах (7,98 % для балансовых запасов и 5 % для ресурсов) это месторождение относится к уникальным (табл. 15) [161].

Прогнозные ресурсы РЗМ месторождения представлены тремя типами руд: редкоземельные коры выветривания, ксенотим-монацитовые россыпи, пироклор-монацитовые коры выветривания карбонатитов. Вместе с тем необходимо учитывать, что месторождение Буранный находится в отдаленном малоосвоенном районе, где отсутствует как транспортная инфраструктура, так и источники энергоснабжения.

В конце 2014 г. ресурсы Томторского месторождения (более 95 % ресурсов РЗМ Дальнего Востока) в Республике Саха (Якутия) были переданы в Распределенный Фонд недр (ЯКУ 0460 ТП).

Якутская ГПСЭ ГК РС(Я) по геологии оценила прогнозные ресурсы редкоземельных элементов в коре выветривания массива (минерализованной зоны) Чимара: они составили 12 485 тыс. т TR₂O₃ категории P₁ и 3920 тыс. т категории P₂. Для массива Богдо оценка дала результат 2430 тыс. т TR₂O₃ категории P₃ [293]. Исходные данные для этой оценки приняты такими же, как и при оценке ресурсов руд ниобия.

Прогнозные ресурсы редкоземельных металлов (тыс. т TR₂O₃)

Федеральный округ. Субъект Федерации. Объект учета ПР	Координаты центра объекта, град., мин.		Геолого-промышленный тип	Состояние прогнозных ресурсов на 1.01.2016 г.			Орган, дата, номер протокола апробации (утверждения) прогнозных ресурсов	Действующие лицензии на 1.01.2016 г. (номер, срок действия)
	с. ш.	в. д.		P ₁	P ₂	P ₃		
Республика Саха (Якутия)				214,5	3803,1			
Томторское месторождение, уч. Северный	71°02'	116°31'	Коры выветривания карбонатов	114,8	2165,6	–	ИМГРЭ, 19.11.2013 г., № 15	ЯКУ 04060 ТП 15.10.2014–30.11.2016
Томторское месторождение, уч. Южный	71°02'	116°31'	Коры выветривания карбонатов	99,7	1637,5	–	ИМГРЭ, 19.11.2013 г., № 15	ЯКУ 04060 ТП 15.10.2014–30.11.2016

Перспективы рассмотренных рудных формаций связываются с уже известными массивами провинции – Томтор, Богдо, Чимара. Однако в пределах северной части Уджинского поднятия по данным аэромагнитной и гравиметрической съемок выделены еще два участка, на которых могут быть обнаружены массивы такого же состава, залегающие на глубине десятков – первых сотен метров; это значительно повышает общие перспективы Уджинского рудного района. Однако они скорее всего будут относиться к рудным формациям, связанным с коренными породами, возможно, с породами кор выветривания на них; перспективы выявления наиболее богатых руд гипергенно-осадочной формации представляются невысокими из-за более глубокого эрозионного среза этого магматического комплекса в районах к северу от Молодо-Уджинского вулканогенного пояса.

АЛМАЗЫ

Площадь листа R-50 характеризуется весьма высокой плотностью поисковых работ на алмазы – как в коренных источниках, так и в россыпях. После обнаружения в 1960-х годах в этом районе первых кимберлитов практически вся территория была охвачена планомерными поисковыми работами, которые с перерывами ведутся до настоящего времени – уже на протяжении почти 60 лет. За это время шлиховым и мелкообъемным методом были опробованы аллювиальные отложения практически всех рек и ручьев. В результате в пределах площади листа было выявлено более 500 кимберлитовых тел, большая часть которых была опробована (многие из них – неоднократно) работами, проводившимися по различной методике; однако среди них была найдена только одна кимберлитовая трубка с близким к промышленному содержанию алмазов – Аэрогеологическая, расположенная в Огонёр-Юряхском поле.

Был открыт крупнейший в РФ Анабарский район россыпных алмазов, включающий десятки россыпей, длительное время являющихся объектами промышленной отработки. Кроме того, было также обнаружено большое количество непромышленных россыпей в аллювиальных отложениях современной, в меньшей мере – древней речной сети с очень низкими содержаниями алмазов, пространственно и генетически связанных с кимберлитовыми полями.

Полученные результаты явились основой для многочисленных научно-технических разработок, позволивших вести поисковые работы и оценку выявленных объектов со значительно большей эффективностью. Огромный объем информации и ее достоверность убеждают в том, что она вполне достаточна для обоснованной оценки перспектив алмазоносности этого региона.

Коренная алмазоносность

Алмазоносность кимберлитов района, установленная по данным опробования, в целом очень низка; она колеблется от нескольких тысячных до сотых кар/т, в единичных случаях достигая 0,5 кар/т. Алмазы обнаружены приблизительно в 5 % опробованных на площади листа R-50 кимберлитовых тел в количестве от единичных до нескольких сот кристаллов. Относительно более высоким уровнем алмазоносности характеризуются трубки Огонёр-Юряхского, Лучаканского и Куранахского кимберлитовых полей.

Оценка перспективности кимберлитов на алмазы в соответствии с уже достаточно устоявшейся традиционной методикой осуществляется в общем виде в две стадии. На первой, поисковой стадии кимберлиты оцениваются с помощью косвенных методов, основанных на изучении их вещественного состава, и поискового мелкообъемного (0,1–1 м³) опробования. Это дает возможность разбраковать выявленные тела по степени их перспективности, выделив среди них объекты для проведения работ следующей стадии, которая предполагает более детальное опробование, объем которого в зависимости от ожидаемого размера и типа кристаллов составляет от десятков до сотен тонн. Понятно, что наиболее надёжные результаты дает крупнообъемное опробование, но его проведение сопряжено со значительными затратами.

Для оценки кимберлитов всех известных в пределах рассматриваемой площади кимберлитовых полей применялись оба этих способа, причем объемы выполненных работ в целом измеряются десятками тысяч кубометров опробования и сотнями тысяч анализов различными методами по разным компонентам состава кимберлитовых пород.

Результаты прямого опробования кимберлитов различных полей показаны в табл. 16.

Максимальные содержания алмазов в отдельных телах составляют для трубки Малокуонамская 0,116 кар/т, для трубки Аэрогеологическая – 0,095 кар/т. Алмазы практически всегда очень мелкие; средний вес камней близок к минимальным, известным для кимберлитов – 3–6 мг. Максимальный вес кристалла для Лучаканского поля – 154,1 мг, для трубки Ленинград (Укукитское поле) – 192,4 мг; из кимберлитов трубки Светлана из проб объемом

**Сравнительная характеристика алмазности кимберлитовых
и карбонатитовых полей на площади листа R-50**

Кимберлитовые поля	Всего тел	Тела с алмазами	Среднее содержание алмазов, кар/т	Объем опробования, т
Чомурдахское (северная часть)	49	8	–	600
Западно-Укукитское	118	5	0,06–0,081	2500
Восточно-Укукитское	110	2	0,0003	1100
Огонёр-Юряхское	16	5	–	1200
Мерчимденское (западная часть)	45	–	–	350
Дюкенское (восточная часть)	48	8	0,005	
Лучаканское	54	9	0,021 кар/т	
Биригиндинское (восточная часть)	29	–	–	
Куранахское (восточная часть)	10	1	0,030 (0,016)	
Усть-Силигирское	3	–	–	3
Куойкское (западная часть)	5	–	–	3

180 т было извлечено максимальное для поля количество кристаллов – 814 общим весом 2475 мг, что соответствует среднему весу кристалла 3,04 мг. В кимберлитах Восточно-Укукитского поля (110 тел) было найдено всего два кристалла: в трубках Итим и Фестивальная, несмотря на то, что последняя подвергалась опробованию четыре(!) раза; общий объем проб из нее – 22,3 т [56, 205, 213, 344]. Следует заметить, что опробованию подвергались все самые крупные тела каждого поля.

Оценивая эти результаты, можно сделать только один вывод: некие перспективы выявления новых алмазоносных тел с высокими содержаниями алмазов имеются только для двух полей: Куранахского и Огонёр-Юряхского. Все остальные поля могут представлять только чисто научный интерес.

Косвенные методы оценки. *Минералогические и геохимические критерии.* В большинстве известных кимберлитовых тел почти всех полей, кроме Мерчимденского, содержания минералов глубинных ультраосновных и основных парагенезисов очень низки или они практически отсутствуют. Исследование особенностей их химического состава показывает, что почти всегда они относятся к магматическим сериям, характеризующимся малой глубиной магматического очага и, следовательно, невысокими перспективами алмазности.

То же относится и к встречаемости в кимберлитах рассматриваемого района ксенолитов мантийных пород ультраосновного и основного составов. Они были выявлены в очень ограниченном количестве тел (некоторые трубки

Мерчимденского, Чомурдахского и Укукитского полей). Однако все они относятся также к сериям глубинных пород, характеризующихся невысокими Р-Т параметрами.

Во время опробования и изучения кимберлитов в некоторых случаях отмечалось, что тем или иным телам свойственны очень высокие – до 20–30 тыс. зерен на пробу объемом 20 л, содержания минералов-парагенетических спутников алмазов и ксенолитов глубинных ультраосновных–основных пород. К числу таких тел относятся около 70 % тел Мерчимденского поля, трубка Мечта Укукитского поля (содержание пиропы, иногда – пикроильменита до 1 % объема породы) и ряд других. Высокие содержания МСА являются одним из минералогических критериев алмазоносности; при этом действовал и другой критерий – существенное преобладание пиропы над пикроильменитом. Кроме того, по результатам электронно-зондового и оптико-спектроскопического анализов в нескольких телах были установлены гранаты, принадлежащие к различным парагенезисам всех трех ветвей дифференциации глубинного мантийного расплава, что также является положительным критерием алмазоносности. В соответствии с этим следовало ожидать, что они будут более высокоалмазоносными по сравнению с телами других полей.

Однако в упомянутых телах алмазы не были обнаружены вовсе.

Видимо, пиропы из кимберлитов Мерчимденского поля по содержаниям Са и Ст подавляющего числа тел относятся к промежуточным ассоциациям лерцолитовой и верлитовой магматических серий, образуя на диаграмме СаО–Cr₂O₃ растянутую по их границе ассоциацию от низкохромистых пироп-альмандинов до высокохромистых (10–11 мас. %), но с высоким содержанием СаО (5–8,3 мас. %) пиропов. В области гарцбургитового и алмазного парагенезисов попадают лишь единичные фигуративные точки (трубка Надежда) [295]. Это и объясняет отсутствие алмазов в телах Мерчимденского поля.

Данный пример иллюстрирует необходимость более корректной оценки полученных аналитическими методами результатов при определении принадлежности анализируемых МСА к определенным сериям глубинных пород, что только и может дать относительно надёжные данные для определения перспективности кимберлитов [180].

Изучение химизма минералов-индикаторов. Оценка перспективности кимберлитов инструментальными методами делится на два типа. Первый, наиболее общий – критерии, которые позволяют оценить возможность зарождения алмазов в глубинном магматическом очаге. При этом оцениваются условия формирования и эволюции щелочно-ультраосновных магм в глубинных мантийных очагах. Он основан на выявлении в кимберлитах комплекса минералов-парагенетических спутников алмаза, которые являются индикаторами условий глубинного минералообразования – среды зарождения алмаза. Исследование минеральных парагенезисов в кимберлитах разных тел, формировавшихся в условиях различных фаций глубинности (как путем изучения ксенолитов глубинных пород, так и типоморфных минералов-индикаторов), дает возможность достаточно надёжно оценивать глубины заложения первичных магматических очагов и тем самым определить в первом приближении перспективы алмазоносности этих тел.

Однако флюид, возникший в результате кимберлитизации глубинных ультраосновных массивов и содержащий отторгнутые от них ксенолиты, в том числе и алмаз – как полностью высвобожденный, так и в составе нодулей глубинных пород, может продвигаться в земной коре к поверхности в различном режиме и с различной скоростью; его физико-химические характеристики могут эволюционировать и создавать такие условия, в которых алмаз будет подвергаться воздействию агрессивной среды и резорбироваться – вплоть до полного уничтожения. Оценить эти условия можно с помощью изучения свойств МСА (зональность пикроильменита и других МСА, характер магматогенных поверхностей МСА и др. [180].

В 2017–2018 гг. сотрудниками СНИИГГиМС, ОАО «Алмазы Анабара» и Новосибирского Университета было проведено шливовое опробование аллювия по рекам Уджа, Чымара и Булгунняхтах. Исследование типоморфных признаков выявленных минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) (пироп и пикроильменит) с привлечением данных ранее проведенных работ ОАО «Алмазы Анабара» позволило им предположить, что большая часть обнаруженной ассоциации МИК, в том числе – алмазов, не характерна для расположенных поблизости ранее выявленных кимберлитов. Изучение входящих в нее минералов показало, что они имеют признаки (особенности химизма, морфологии, гранулометрического состава), свойственные МИК из высокоалмазоносных кимберлитовых тел Якутской провинции, здесь неизвестных. Кроме того, зерна МИК имеют признаки, свидетельствующие о близком расположении их коренных источников. По итогам этих работ был выделен новый, перспективный на коренную алмазоносность район кимберлитового магматизма среднепалеозойского возраста, что позволило «полностью пересмотреть потенциал коренной алмазоносности всего северо-востока платформы». Нам это утверждение представляется недостаточно обоснованным. Первоочередным районом для выявления этих кимберлитов признаны бассейны рек Биллях и Эбелях [8].

Оценить возможность обнаружения как промышленно-алмазоносных кимберлитовых тел, так и значимых проявлений россыпных алмазов, связанных с выявленными кимберлитовыми полями, можно с помощью анализа *глубины эрозионного среза* кимберлитовых тел в этих полях. Расчеты показывают, что для подавляющего большинства полей в пределах площади листа R-50 она достаточно велика: около $2 \pm 0,5$ км, и обнажающиеся в современном эрозионном срезе уровни кимберлитовых тел относятся преимущественно к глубинным гипабиссальным фациям, обычно характеризующимся более низкой алмазоносностью по сравнению с диатремовыми и кратерными. При этом следует учитывать зачастую очень большое количество кимберлитовых тел, плотность которых на единицу площади наиболее высока для Сибирской провинции. Очевидно, что эрозия столь крупных объемов кимберлитовых пород даже с не самыми высокими содержаниями алмазов должна была привести к высвобождению огромного количества алмазов и формированию заметных россыпей; примером являются многие россыпи Гвинеи, Анголы, ЮАР, Бразилии [142]. Учитывая равнинный характер рельефа в районе развития кимберлитов, существовавший скорее всего в таком же виде и в эпоху кимберлитового вулканизма, нет оснований полагать, что алмазы, высвобождавшиеся из

кимберлитов, были перемещены на достаточно большое расстояние от коренных источников – они должны были сформировать заметные россыпные проявления в непосредственной близости от коренных источников.

Однако этого нет, что является вполне достаточным доказательством крайне низкой алмазоносности подавляющего большинства кимберлитов рассматриваемого района – вне зависимости от их возраста и иных прогностических критериев. Известные относительно высокоалмазоносные трубки Малокуонамская и Аэрогеологическая являются приятным исключением и позволяют надеяться на открытие подобных же объектов в будущем.

Возраст кимберлитового магматизма. Этот критерий широко применялся и «успешно» работал на ранних этапах изучения и освоения месторождений алмазов в РФ, в т.н. «Южных полях» Якутской провинции – Мало-Ботуобинском, Далдынском, Алаkitском, Мархинском. В этот период возникло представление о том, что высокая степень алмазоносности характерна только для кимберлитов среднепалеозойского (девон–карбон) возраста. И действительно, результаты опробования кимберлитов из «Северных полей», возраст которых был определен как триасовый и юрский, неизменно оказывались отрицательными. Однако дальнейшее изучение кимберлитов, находимых на севере Якутской провинции, показало, что почти половина из них также имеет среднепалеозойский возраст, что отнюдь не делает их более алмазоносными по сравнению с телами мезозойского возраста. Этот результат оказался целиком применимым для кимберлитов листа R-50: среди тел, возраст которых считается среднепалеозойским, относительно повышенным (до 0,2 кар/т) содержанием алмазов характеризуется только одна трубка – Аэрогеологическая (Огонёр-Юряхское поле); в то же время даже несколько большие (до 0,5 кар/т) содержания свойственны мезозойской трубке – тоже только одной – Малокуонамской (Куранахское поле, в непосредственной близости от западной границы листа R-50).

Это несоответствие объясняется, возможно, латеральной неоднородностью мантии – различным составом ее горизонтов, послуживших источниками вещества для образования кимберлитов в этих районах Сибирской платформы, вызванной мощным глубинным железистым метасоматозом, связанным с внедрением траппов [194]. Возможно, причина в различной глубине зарождения глубинных очагов кимберлитовых магм для южных и северных частей провинции.

Понятно, что этот критерий при оценке перспективности кимберлитов в районах севера Сибирской платформы не работает.

Россыпная алмазоносность

Алмазы в россыпях главным образом – в аллювиальных отложениях современной, в меньшей мере – древней гидросети пользуются в пределах рассматриваемой площади почти повсеместным распространением; это объясняется как весьма широким распространением на этой территории потенциальных коренных источников – кимберлитов, так и их промежуточных коллекторов. На большей части площади содержания алмазов как в тех, так и в других очень низки, что объясняет преимущественно низкую продуктивность

аллювиальных россыпей. На этом фоне в пределах листа R-50 выделяется участок правобережья бассейна р. Анабар – его водораздельная область с бассейном р. Удя, в котором находится крупнейший в РФ Анабарский алмазоросыпной район; с ним, видимо, следует связывать основные перспективы выявления новых промышленных россыпей алмазов. Второй, значительно менее перспективный участок находится в восточной приграничной области площади листа, в которую входит Огонёр-Юряхский россыпной узел с его основным коренным источником – трубкой Аэрогеологическая.

Основная часть запасов алмазов в россыпях Анабарского алмазоросыпного района к настоящему времени отработана. Перспективы обнаружения новых промышленных россыпей района связываются с флангами действующих добывающих предприятий. В сумме, в соответствии с прогнозами ОАО «Алмазы Анабара» (АК «АЛРОСА»), они составляют 5,439 млн кар, в том числе для Эбеляхского алмазоросыпного узла – 4,848 млн кар, для Маятского узла – 0,37 млн кар [165].

Основное их количество локализовано по категории P_1 в долинах небольших левых притоков р. Эбелях (участок Левобережный) (табл. 17). Значительно меньшие перспективы связываются с россыпным узлом Маят – но не в притоках основного ручья, а в самостоятельных водотоках бассейнов рек Анабар и Удя к северу от него. Более значительные прогнозные ресурсы категории P_3 локализованы в долинах притоков р. Анабар – Маспаки, Мал. Куонамка, однако содержания алмазов в аллювии этих рек существенно ниже. Для россыпи Мал. Куонамки низкие содержания могут компенсироваться большим средним весом и высоким качеством алмазов.

Менее определенно выглядят перспективы правых притоков р. Удя в нижнем ее течении (реки Билир, Чуэмпе-Юряге), где алмазоносность аллювия связана в какой-то мере с размывом промежуточных коллекторов юрского возраста. Кроме того, некоторыми перспективами обладают участки в верховьях р. Удя (Мас-Удя, Токир-Удя) и ее притока – р. Томтор, в долине которого выявлена россыпь в погребенной долине.

Еще менее определенные перспективы связываются с тремя предполагаемыми кимберлитовыми трубками, которые прогнозируются несколько восточнее границ Анабарского района, в верховьях р. Удя, где компанией АЛРОСА локализованы связанные с ними прогнозные ресурсы коренных алмазов категории P_3 в количестве 31 млн кар (табл. 17).

Значительного роста прогнозных ресурсов россыпных алмазов Анабарского района можно ожидать в случае выявления коренных источников алмазов района, путей и способа их транспортировки от коренных источников в область седиментации. Решить эту проблему, как представляется, можно только с помощью детального анализа результатов опробования, проведенного по единой методике, и исследования палеогеографических условий, в которых осуществлялся перенос алмазов. Возможность существования коренных источников непосредственно в границах района, учитывая высокую степень его изученности и достаточно простое геологическое строение, представляется маловероятной. Некоторые перспективы в этом отношении могут быть связаны с районом к северу от Молодо-Уджинского вулканического пояса, где гипотетические кимберлитовые трубки перекрыты толщей юрских осадков.

Прогнозные ресурсы алмазов (млн кар)*

Номер сборника*	Объект учета прогнозных ресурсов	Координаты центра объекта, град., мин.		Геолого-промышленный тип	Состояние прогнозных ресурсов на 1.01.2018 г.			Орган, дата, номер протокола апробации (утверждения)	Действующие лицензии на 1.01.2018 г. (номер, срок действия)
		с. ш.	в. д.		P ₁	P ₂	P ₃		
77	Долина р. Маспакы (II-1-60)	70°38'	114°53'	Россыпной	–	–	10,00	ЦНИГРИ 18.01.2013 г., № 1	ЯКУ 04611 КР 06.04.2016–31.12.2034
80	Лясегер-Юрях (II-2-7)	70°19'	113°42'	Россыпной	0,561	–	–	ЦНИГРИ 18.01.2013 г., № 1	ЯКУ 16031 КЭ 24.03.2016–23.03.2036
82	Участок Уджа (верховья) (II-3-53)	70°45'	117°18'	Россыпной	–	–	0,9315	ЦНИГРИ 25.02.2013 г., № 8	ЯКУ 05291 КР 27.06.2017–30.06.2037
83	Участок Томтор, русло (II-3-60)	70°45'	116°47'	Россыпной	–	–	0,61	ЦНИГРИ 25.02.2013 г., № 8	ЯКУ 05291 КР 27.06.2017–30.06.2037
84	Участок Томтор, погребенная долина (II-3-60)	70°44'	117°00'	Россыпной	–	–	2,3232	ЦНИГРИ 25.02.2013 г., № 8	ЯКУ 05291 КР 27.06.2017–30.06.2037
85	Участок Токур-Уджа (верховья р. Уджа) (III-3-8)	70°35'	117°10'	Россыпной	–	–	0,7148	ЦНИГРИ 25.02.2013 г., № 8	ЯКУ 05291 КР 27.06.2017–30.06.2037
86	Участок Мас-Уджа, русло (нижний) (II-4-26)	70°42'	117°57'	Россыпной	–	–	0,4747	ЦНИГРИ 25.02.2013 г., № 8	ЯКУ 05291 КР 27.06.2017–30.06.2037
87	Участок Мас-Уджа, погребенная долина (II-5-20)	70°42'	117°59'	Россыпной	–	–	1,0764	ЦНИГРИ 25.02.2013 г., № 8	ЯКУ 05291 КР 11.04.2018–30.06.2037

Номер сборника*	Объект учета прогнозных ресурсов	Координаты центра объекта, град., мин.		Геолого-промышленный тип	Состояние прогнозных ресурсов на 1.01.2018 г.			Орган, дата, номер протокола апробации (утверждения)	Действующие лицензии на 1.01.2018 г. (номер, срок действия)
		с. ш.	в. д.		P ₁	P ₂	P ₃		
88	Участок Билир (русло) (I-3-18)	71°41'	116°39'	Россыпной	–	–	0,839	ЦНИГРИ 25.02.2013 г., № 8	ЯКУ 05571 КП 27.06.2017–30.04.2023
89	Участок Билир (погребенная долина) (I-3-18)	71°41'	116°39'	Россыпной	–	–	2,07	ЦНИГРИ 25.02.2013 г., № 8	ЯКУ 05571 КП 27.06.2017–30.04.2023
90	Участок Кумах-Юрях (II-1-35)	70°57'	114°27'	Россыпной	0,191	–	–	ЦНИГРИ 03.07.2013 г., № 31; 17.11.2015, № 7	ЯКУ 05289 КЭ 27.06.2017–30.06.2032
91	Участок Лабазный (II-1-48)	70°54'	114°31'	Россыпной	0,494	–	–	ЦНИГРИ 03.07.2013 г., № 31; 17.11.2015, № 7	ЯКУ 05289 КЭ 27.06.2017–30.06.2032
92	Участок Болотистый (II-1-41)	70°55'	114°33'	Россыпной	0,042	–	–	ЦНИГРИ 03.07.2013 г., № 31; 17.11.2015, № 7	ЯКУ 05289 КЭ 27.06.2017–30.06.2032
93	Участок Балаганах (II-1-33)	70°59'	114°40'	Россыпной	0,090	–	–	ЦНИГРИ 03.07.2013 г., № 31; 17.11.2015, № 7	ЯКУ 05288 КЭ 27.06.2017–30.06.2032
95	Участок Кусун-Эбелях (II-1-38)	70°58'	114°56'	Россыпной	2,352	–	–	ЦНИГРИ 03.07.2013 г., № 31; 17.11.2015, № 7	
96	Участок Ырас-Сала (II-1-42)	70°55'	114°46'	Россыпной	0,316	–	–	ЦНИГРИ 03.07.2013 г., № 31; 17.11.2015, № 7	
97	Участок Ырас-Юряге (II-1-44)	70°57'	114°01'	Россыпной	0,683	–	–	ЦНИГРИ 03.07.2013 г., № 31; 17.11.2015, № 7	

Номер сборника*	Объект учета прогнозных ресурсов	Координаты центра объекта, град., мин.		Геолого-промышленный тип	Состояние прогнозных ресурсов на 1.01.2018 г.			Орган, дата, номер протокола апробации (утверждения)	Действующие лицензии на 1.01.2018 г. (номер, срок действия)
		с. ш.	в. д.		P ₁	P ₂	P ₃		
98	Участок Курунгнах-Юрях (II-2-54)	70°52'	115°05'	Россыпной	0,510	-	-	ЦНИГРИ 03.07.2013 г., № 31; 17.11.2015, № 7	
100	35 мелких объектов Маятского рудного узла	71°34'	114°04'	Россыпной	29,98	5,67	1	ЦНИГРИ 27.03.2012 г., № 7	
101	Руч. Кюрюктюр (I-1-29)	71°26'	114°23'	Россыпной	0,436	–	–	ЦНИГРИ 18.01.2013 г., № 1	
102	Руч. Улегир (I-1-37)	71°25'	114°26'	Россыпной	0,365	–	–	ЦНИГРИ 18.01.2013 г., № 1	
78, 112, 113	Река Мал. Куонамка (III-1-34)	69°20'	114°30'	Россыпной	10,9	6,2	17,0	ЦНИГРИ 27.03.2012 г., № 7 ЦНИГРИ 18.01.2013 г., № 1	
125	Верхне-Уджинское рудное поле (3 объекта)	70°33'	118°04'	Коренной кимберлитовый			31	ЦНИГРИ 27.03.2012 г., № 7	
142	Долины рек Билир и Чюэмпие-Юряге (I-3-10)	н.д.	н.д.	Россыпной			0,4118	ЦНИГРИ 25.02.2013 г., № 8	

* Сборник. Прогнозные ресурсы твердых и твердых горючих полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 г. Выпуск 2. Благородные металлы и алмазы. – М., 2019 г.

В крайней северной части площади листа существуют перспективы выявления россыпных месторождений алмазов на северном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы. Здесь под чехлом юрских отложений залегает толща осадочных пород триасового возраста, в том числе отложения среднего и верхнего триаса, заключающие, возможно, россыпи алмазов, аналогичные выявленным в ладинских и карнийских отложениях в Нижнеленском алмазороссыпном районе [39]. Возможность их существования подтверждается присутствием верхнетриасовых образований, охарактеризованных обнаруженной нами фауной двустворок на восточном склоне Уджинского поднятия, вне пределов Молодо-Уджинского вулканического пояса. Кроме того, повышенные содержания алмазов (видимо, переотложенных при размыве более древних продуктивных горизонтов), связываются в пределах площади листа R-51 с кыринской свитой поздне триасового–раннеюрского возраста [38].

Отдельные находки алмазов и небольшие россыпи в аллювии современной гидросети обнаружены в долинах многих рек и ручьев и в южной половине площади листа R-50, вне пределов Анабарского района. Наиболее значительные проявления связаны с главными наиболее крупными кимберлитовыми полями – Укукитским, Огонёр-Юряхским и Чомурдахским и их периферией. Коренными источниками алмазов в россыпях являлись преимущественно кимберлиты этих полей; небольшая часть алмазов происходит, видимо, из промежуточных коллекторов, о чем свидетельствуют заметные следы механического износа поверхностей части камней и наличие на них железистых рубашек. Средние содержания в русловых и террасовых отложениях рек Укукит, Омонос по результатам мелкообъемного опробования составляют соответственно 0,008 и 0,032 кар/м³, а максимальное (0,231 кар/м³) установлено в аллювии р. Укукит.

Более существенные перспективы могут связываться с районом Огонёр-Юряхского кимберлитового поля, в котором находится крупнейшая для северо-востока Сибирской провинции трубка Аэрогеологическая с близкими к промышленным содержаниями алмазов. С этим кимберлитовым полем на площади листа R-51 в непосредственной близости от восточной границы рассматриваемой территории ассоциирует аллювиальная россыпь алмазов Моторчуна, возникшая за счет денудации кимберлитов и переотложения материала их разрушения в аллювии современной гидросети. Для нее был произведен подсчет запасов, утвержденный в 2002 г. Результаты подсчета алмазов: запасы категории С₁ – 56,0 тыс. кар класса +0,5 мм; категории С₂ – 50,7 тыс. кар. Прогнозные ресурсы категории Р₁ составляют 354 тыс. кар.

Компания «АЛРОСА» планирует организовать добычу алмазов на россыпи через одну из своих дочерних компаний.

Долина р. Моторчуна алмазоносна на отрезке протяженностью около 50 км, на котором выявлено еще четыре участка повышенной алмазоносности, для которых были локализованы прогнозные ресурсы.

Результаты по изучению алмазоносности верхнетриасовых отложений, полученные в последние годы геологами ОАО «Нижне-Ленское» позволили выделить принципиально новый тип потенциально-промышленных россыпных месторождений алмаза – погребенные россыпи прибрежно-морского генезиса (литоральный генетический тип, формация алмазоносных конгломера-

тов), залегающие на обширной территории и обладающие огромным ресурсным потенциалом. Алмазоносными являются горизонтально залегающие базальные конгломераты и галечники (0,05–0,8 м) в основании (верхний триас, рэтский ярус) кыринской свиты, с размывом залегающие на песчаниках пастахской свиты нижнего триаса [64].

В пределах листа R-50 выделяется три изолированных участка развития отложений кыринской свиты, которые с запада на восток условно названы Уджинским, Куойкским и Бурским. В табл. 18 приведены площади этих участков.

Т а б л и ц а 18

Площади развития кыринской свиты

Наименование участка	Площадь, м ²	Площадь, га	Площадь, км ²
Уджинский	101668313,05	10166,83131	101,6683131
Куойкский	134423511,55	13442,35115	134,4235115
Бурский	1193388639,90	119338,864	1193,38864
Итого	1429480465	142948,0465	1429,480465

Бурский участок расположен в пределах природоохранной зоны республиканского значения, поэтому его площадь в расчеты не включена.

Прогнозные ресурсы (М) категории Р₃ Кыринской алмазоносной площади рассчитаны по формуле:

$$M = S \times h \times d \times q,$$

где S – общая прогнозируемая площадь (Уджинский и Куойкский участки) развития рэтских конгломератов на Кыринской алмазоносной площади, которая составляет 236,1 км²; h – средняя мощность рэтских конгломератов (0,43 м); d – средние содержания алмазов (0,28 кар/м³); q – коэффициент достоверности с учетом недостаточной изученности площади, принимается 0,5.

$$M = 236\,091\,825 \times 0,43 \times 0,28 \times 0,5 = 14,213 \text{ млн кар}$$

Итого: прогнозные ресурсы алмазов категории Р₃ Кыринской площади листа R-50 составляют 14,213 млн карат.

На карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения данный объект выделен в качестве Кыринского алмазороссыпного прогнозируемого узла (0.0.1 di/T₃-J₁).

ЖЕЛЕЗО

Перспективы выявления промышленных месторождений железа связываются с Уджинским фосфор-железо-алюминий-редкоземельно-ниобиевым рудным районом (0.1 Nb,TR,Al,Fe,P/D₃-C), где открыто комплексное (ниобий,

редкие земли, железо, алюминий, апатит) месторождение Томтор [170]. С ним ассоциируют как первичные магматогенные магнетитовые, апатит-магнетитовые, так и вторичные сидеритовые и лимонит-гётитовые руды коры выветривания.

Основные ресурсы железа магматогенной формации связаны, видимо, с мощной (до 100 м) магнетитовой залежью Онкучах длиной около 3,5 км, расположенной на северо-западе массива, в зоне контакта якупирангит-мельтейгитов с сиенитами. Среднее содержание Fe в залежи – 35 %. В этих рудах обнаружены также (%): TiO_2 4,8–4,94; MnO 1,0–1,3; P_2O_5 1,5–6,0; VO 0,10–0,13. Для этой зоны до глубины 500 м локализованы прогнозные ресурсы магнетитовых руд категории P_2 – 500 млн т со средним содержанием железа 35 %.

Кроме того, значительные ресурсы железных руд могут быть связаны с породами, обогащенными железом, содержания в которых составляют от 30 до 50 %. С железом в них ассоциирует ниобий – до 2,76 %. Прогнозные ресурсы магнетитовых руд по нескольким таким телам оценены по категории P_2 в размере 27,6 млн т [296]. Суммарное количество ресурсов этой формации составляет 527,6 млн т.

Руды железа гипергенной бурожеlezняковой формации, связанные с корой выветривания, развиты в центральной части массива Томтор, сложенной преимущественно карбонатитами. Они выявлены на нескольких участках, где представлены сидеритовыми и лимонит-мартитовыми рудами, в которых содержание железа достигает 40–50 %. Руды комплексные, с повышенными содержаниями ниобия, редких земель и фосфора. Прогнозные ресурсы категории P_2 до глубины 100 м локализованы в размере 12,6 млн т [296]. Они могут быть существенно увеличены при проверке других аномалий в пределах массива.

Проявления железа сидеритовой, красноцветной гематитовой и сидерит-шамозит-гидрогётитовой формаций, обнаруженные в верхней части хапча-нырской и в уджинской свитах рифея Уджинского поднятия, отнесены к числу неперспективных вследствие малых размеров, рассеянного характера минерализации и низких средних содержаний железа.

АЛЮМИНИЙ

Ресурсы руд алюминия, как и железа, связаны с Уджинским фосфор-железо-алюминий-редкоземельно-ниобиевым рудным районом ($0.1 Nb, TR, Al, Fe, P/D_3-C$), с массивами щелочного ультраосновного состава, входящими в нее. Руды относятся к двум рудным формациям: эндогенной магматической нефелин-apatитовой и гипергенной латеритных кор выветривания.

Магматическая формация связана в основном с наиболее крупным (около 250 км^2) массивом Томтор, где рудами алюминия являются нефелиновые сиениты, развитые преимущественно в его центральных частях, а также ийолиты, уртиты и ювиты. Руды среднего и низкого качества, с содержанием Al_2O_3 18–28 %. Для этих частей массива локализованы прогнозные ресурсы категории P_3 руд алюминия в размере 1,6 млрд т [325].

Руды того же типа выявлены в пределах массива Богдо, площадь которого – около 10 км². Здесь обнаружен комплекс пород, аналогичный массиву Томтор, в которых содержания составляют (%): Al₂O₃ 18–22; Fe₂O₃ 1,44; FeO 1,44–1,8; P₂O₅ 4,59. Прогнозные ресурсы нефелиновых руд массива категории P₃ составляют 800 млн т [325].

Руды гипергенной формации коры латеритного выветривания нефелиновых сиенитов выявлены в основном в северо-восточных и восточных частях массива; их мощность составляет 20–25 м. Они перекрыты чехлом юрских отложений мощностью от 20 до 70 м и выявлены только с помощью бурения. Содержание Al₂O₃ в выветрелых породах – до 36 %. Кроме того, другой тип руд связан с томторской толщей, сложенной продуктами переотложения коры выветривания. Она развита в центре массива, на трех участках – Буранном, Северном и Южном, где также вскрыта скважинами. Мощность рудной зоны составляет от 10 до 35 м, содержание Al₂O₃ 18–20 %. Алюминий является сопутствующим компонентом в этом комплексном месторождении, где главными компонентами являются редкие земли и ниобий.

Ресурсы остальных двух массивов – Промежуточный и Чимара – незначительны.

Ресурсы руд магматической формации могут существенно возрасти, если будет подтверждена природа еще одного предполагаемого массива того же состава, выделенного по геофизическим материалам в верховье р. Билир. Площадь этого гипотетического массива, залегающего под покровом юрских и меловых отложений – 50 км², расчетная глубина залегания – 150–200 м.

ФОСФОР

Ресурсы руд фосфорсодержащих пород локализованы в Уджинском фосфор-железо-алюминий-редкоземельно-ниобиевом рудном районе (0.1 Nb,TR, Al,Fe,P/D₃-C) в массивах щелочного ультраосновного состава Томтор, Богдо, сложенных породами якупирангит-ийолитовой серии, нефелиновыми и щелочными сиенитами (эндогенная рудная формация), и минерализованной зоне Чимара, где развиты в связи с брекчированными породами (франколитовая гипергенная формация).

Прогнозные ресурсы P₂O₅ категории P₁ на участках развития руд гипергенной формации в пределах массива Томтор и в зоне Чимара ранее были локализованы в количестве 1163917,2 тыс. т, в том числе: в коренных карбонатах – 547510,3 тыс. т; пермских грубообломочных образованиях – 6679,1 тыс. т; пирохлор-монацит-алюмофосфатных рудах участков Северный и Южный – 9242,6 тыс. т; лимонит-франколитовых рудах – 600485,2 тыс. т [289]. Суммарные прогнозные ресурсы категории P₃ на глубину 100 м для всех массивов составляют 5 млрд т руды со средним содержанием P₂O₅ 15 %.

Нами выполнена прогнозная оценка комплексных руд фосфор-ниобиево-редкоземельного рудного поля Чимара (центральная часть поля) категории P₃. В связи с тем, что содержания полезных компонентов в коренных карбонатах невысокие, расчет проведен для кор выветривания по ним.

Подсчет средней удельной продуктивности (C_c) произведен по формуле:

$$C_c = C_{cp} \times H \times S_M \times q \times K/S_M,$$

где C_{cp} – среднее содержание рудных элементов в изученной части массива Чимара по данным [293]; TR_2O_3 – 4,7 % (47 000 г/т), Nb_2O_5 – 0,2 % (2000 г/т), P_2O_5 – 3,7 % (37 000 г/т); H – глубина подсчета (200 м); S_M – изученная часть площади массива Чимара, равная, $8,588 \times 10^6$ м²; q – удельная масса горной породы 2,7 т/м³; K – коэффициент достоверности с учетом характера распределения рудных тел в эталонном объекте – Чимарском комплексном редкометалльном проявлении – в основном (в зоне развития кор выветривания) принимается 0,1.

Таким образом, удельная продуктивность эталонного участка для изученной части карбонатитового массива Чимара составляет:

по TR_2O_3 :

$$C_c = 0,1 \times 47\,000 \times 200 \times 8,588 \times 10^6 \times 2,7 / 8,588 \times 10^6 = 2\,538\,000 \text{ г/м}^2 = 2,538 \text{ т/м}^2;$$

по Nb_2O_5 :

$$C_c = 0,1 \times 2000 \times 200 \times 8,588 \times 10^6 \times 2,7 / 8,588 \times 10^6 = 108\,000 \text{ г/м}^2 = 0,108 \text{ т/м}^2;$$

по P_2O_5 :

$$C_c = 0,1 \times 37\,000 \times 200 \times 8,588 \times 10^6 \times 2,7 / 8,588 \times 10^6 = 1\,998\,000 \text{ г/м}^2 = 1,998 \text{ т/м}^2.$$

Прогнозные ресурсы (М) категории P_3 руд кор выветривания по карбонатам фосфор-ниобиево-редкоземельного рудного узла Чимара рассчитаны по формуле:

$$M = S \times d \times q,$$

где S – общая площадь выделяемого прогнозируемого узла (предполагаемых карбонатитовых массивов) $18,777 \times 10^6$ м²; d – средняя удельная продуктивность для массива Чимара; q – коэффициент достоверности, с учетом недостаточной изученности площади, принимается 0,5.

Исходя из приведенной выше формулы, прогнозные ресурсы категории P_3 оставшейся неизученной части фосфор-ниобиево-редкоземельного рудного узла Чимара составляют:

по TR_2O_3 :

$$M_{TR} = 18,777 \times 10^6 \times 2,538 \times 0,5 = 23,8 \times 10^6 \text{ т} = 23\,828 \text{ тыс. т};$$

по Nb_2O_5 :

$$M_{Nb} = 18,777 \times 10^6 \times 0,108 \times 0,5 = 1,01 \times 10^6 \text{ т} = 1014 \text{ тыс. т};$$

по P_2O_5 :

$$M_P = 18,777 \times 10^6 \times 1,998 \times 0,5 = 18,758 \times 10^6 \text{ т} = 18\,758 \text{ тыс. т}.$$

УГОЛЬ БУРЫЙ

На площади выявлено малое месторождение бурого угля Томтор (П-3-20) и одно проявление бурого угля [325]. Запасы месторождения категории С₂ составляют 2547 тыс. т, прогнозные ресурсы категории Р₁ – 13 642 тыс. т (табл. 1).

Прогнозные ресурсы (М) категории Р₃ Булгунняхтахской буроугольной площади в булгунняхтахской свите рассчитаны по формуле:

$$M = S \times h \times d \times k,$$

где S – общий размер прогнозируемой Булгунняхтахской буроугольной площади; он составляет 2316,47 км². Но в расчете учтена площадь размером 1129,22 км², так как остальная часть находится в природоохранной зоне республиканского значения Бур; h – средняя мощность угольного пласта (1,2 м); d – объемный вес угля (1,1 т/м³); k – коэффициент достоверности; с учетом недостаточной изученности площади в соответствии с решением Межведомственной комиссии (1979 г.) он принят равным 0,5.

Таким образом прогнозные ресурсы категории Р₃ Булгунняхтахской буроугольной площади составляют:

$$M = 1,1 \times 10^9 \times 1,2 \times 1,1 \times 0,5 = 726 \text{ млн т.}$$

ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ

В пределах площади листа горючие сланцы широко представлены в разрезе куонамской свиты, относящейся к доманикоидной битуминозной карбонатно-сланцевой формации (Є₁₋₂kn); всего на исследуемой территории выявлено 19 их проявлений, входящих в обширный Анабаро-Хатангский сланцевоносный прогнозируемый бассейн. Выходы битуминозных сланцев прослеживаются с небольшим перерывом на 370 км. Общая мощность сланценосной пачки от 16–18 до 33–35 м, мощность пластов составляет от 0,5–1,2 м (Ш-1-38) до 1,2–3,5 м (Ш-1-37; V-1-5, 16, 28 и др.) [283, 297, 330].

Кроме различных битумов и керогена, определяющих их теплотворную способность, в золе сланцев содержатся: U – 0,038 %; TR – 0,003 %; V – от 0,04–0,2 до 1,0 %; Mo – 0,005–0,1 %; Ni – от 0,02 до 0,1 %; Ag – 0,01 %; Zn – 0,01–0,1 %; Cu – 69–233 г/т; Zn – 215–658 г/т; Co – 7–25 г/т, а также цирконий, бериллий, стронций, галлий; зола горючих сланцев может рассматриваться как комплексная руда V, Mo, U.

Область их применения в настоящее время ограничена малой удельной теплотой сгорания, не превышающей 810–1500 ккал/кг при зольности 66–82,3 %. Сланцы могут быть использованы как топливо в котельных установках и для извлечения комплекса рассеянных элементов. Их зола найдет применение при производстве цемента.

В последнее время битуминозные породы в карбонатных толщах фанерозоя Сибири рассматриваются и как источник получения сланцевой нефти. В связи с этим, по некоторым оценкам, общегеологическая ситуация Восточ-

ной Сибири позволяет сделать предположение, что ресурсный потенциал сланцевой нефти этого региона может составить 30 млрд т, что вдвое превышает соответствующие ресурсы Западной Сибири [179].

Авторские геологические запасы горючих сланцев, подсчитанные для областей их развития в пределах листа R-50, составляют 849 млрд т. Изучены они пока недостаточно, специализированные работы по ним не проводились [36, 37].

ПЛАТИНОИДЫ

Платина в россыпях выявлена в пределах Уэленско-Уджинского прогнозируемого района, где она ассоциирует с золотом, а также в Анабарском алмазоросыпном районе – вместе с золотом и алмазами. Исследование платины показало, что платиновая минерализация представлена в основном железистой платиной рутений-родистой специализации. Она отнесена к вилюйскому типу, характерна только для россыпей востока Сибирской платформы; коренные источники ее до настоящего времени не установлены.

Наиболее обоснованной представляется ее связь с комплексами щелочных ультраосновных пород с карбонатитами, что подтверждается обнаружением в зерне иридисто-железистой платины из россыпей Анабарского района полиминерального включения, отвечающего по составу породам ийолит-мельтейгитового ряда [134]. Подтверждением этому является также информация о связи минерализации благородных металлов с щелочными ультраосновными образованиями, которая неоднократно отмечалась как для Кольской [96, 153], так и для Маймеча-Котуйской [134] провинций.

В 2017 г. начата попутная добыча благородных металлов при разработке алмазоносных россыпей Анабарского района; при этом их коренной источник остается по-прежнему неизвестным. Район добычи расположен в 40 км к западу от массивов уджинского комплекса, и, в свете изложенного выше, последние могут рассматриваться в качестве предполагаемого коренного источника золота и платиноидов.

Для решения этой проблемы и определения перспективности минерализации Анабарского района необходимы дополнительные исследования – как в процессе добычи благородных металлов, так и при изучении магматических и гидротермальных образований уджинского комплекса.

Перспективы выявления промышленных месторождений остальных видов полезных ископаемых выглядят значительно менее обнадеживающе.

Некоторые из них связаны с эндогенными породами массива Томтор и корой выветривания по нему. К их числу относятся проявления марганца, флюорита, урана и тория, встречающиеся в виде небольших по мощности и ограниченных по площади развития гидротермальных жил, обогащенных новообразованным монацитом.

Широким распространением пользуется, видимо, сульфидная минерализация свинца и цинка, иногда – меди, связанная с постоянно встречающимися тонкими жилками гидротермальной полиметаллической формации практически во всех типах коренных осадочных и магматических образований площа-

ди. Однако ее существенных скоплений нигде не встречено. Единственное проявление меди было обнаружено при проверке магнитной аномалии в долеритах раннего триаса, слагающих небольшой шток.

Ряд проявлений V, Ni, Mo, а также U и Th связан с горючими сланцами – преимущественно в куонамской свите кембрия, где эти элементы концентрировались органическим веществом и зола которых имеет их повышенные содержания – но не достигающие при этом достаточно высоких значений. Торий и, в меньших количествах – уран содержатся, кроме того, в продуктах выветривания карбонатитов Томторского массива, где они являются вредными примесями, требующими определенной технологии удаления и дезактивации.

Графит образует незначительные проявления в связи с выходом метаморфических пород, относящихся к Анабарскому кристаллическому массиву. Размывом пород этого комплекса объясняется и появление в шлиховых пробах из современного аллювия в Хатыгын-Буолкалахском россыпном узле немногочисленных зерен касситерита, переотложенных, видимо, при размыве юрских морских образований.

С Буолкалахской фосфоритоносной зоной связаны проявления пластово-конкреционных фосфоритов, образующих небольшие по мощности и простирающие пласты и линзы.

Перечисленные выше виды полезных ископаемых, ввиду крайне ограниченного распространения и неблагоприятного геолого-экономического положения района, рассматриваются на данной стадии изученности как неперспективные; в связи с этим ресурсы их не определялись.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа в гидрогеологическом отношении практически не изучена, и сведения о гидрогеологических условиях территории базируются исключительно на материалах, полученных в разные годы при проведении различных неспециализированных геологических исследований, обобщенных в монографии «Гидрогеология СССР», т. XX [24] и обзорных гидрогеологических и гидрогеохимических публикациях. Гидрогеологическое районирование выполнено на основе Гидрогеологической карты РФ масштаба 1 : 2 500 000 [29, 108] с учетом структурно-геологических особенностей площади. Используются также материалы разведочных и специализированных гидрогеологических работ на сопредельных территориях.

В соответствии с этими материалами, основная часть площади листа R-50 входит в состав Восточно-Сибирской криогенной артезианской провинции, и только очень незначительный ее участок относится к Анабарскому криогенному гидрогеологическому массиву.

Гидрогеологические условия региона определяют, в первую очередь, его климатические и орографические особенности. Геологическое строение, химический и минеральный состав пород влияют в основном на химический состав, минерализацию подземных вод и обводненность тех или иных горизонтов.

Климат района резко континентальный субарктический, с малым (до 300 мм в год) количеством осадков. Среднегодовые температуры – около -12°C , амплитуда колебания в течение года составляет до 90° . Зимний период длится около 8 месяцев, снежный покров тает в июне. Среднегодовое количество атмосферных осадков – 225–280 мм, из них 150–200 мм приходится на период с мая по сентябрь. Ледостав на реках происходит в октябре, а ледоход – в начале июня. Почти все атмосферные осадки расходуются на поверхностный сток. В зимнюю межень речной сток крупных рек резко (на 3–5 порядков) сокращается, а мелкие реки и ручьи обычно промерзают полностью, что свидетельствует о крайне незначительной доле подземных вод в их питании.

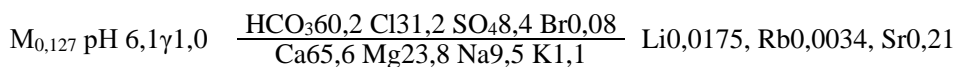
Единственным относительно крупным водотоком на площади листа R-50 является р. Оленёк в ее среднем течении. На северо-западной границе площади находится очень ограниченный участок менее крупной артерии – р. Анабар. Питание рек осуществляется только за счет атмосферных осадков, в летний период к нему добавляется некоторое количество вод за счет интенсивного таяния приповерхностной зоны многолетнемерзлых пород. На четыре летних месяца (май–август) приходится более 90 % общего годового стока.

В пределах рассматриваемого района р. Оленёк течет по дну широкой долины, заполненной аллювиальными песчано-галечниковыми отложениями.

Воды рек бассейна р. Оленёк характеризуются незначительной минерализацией: до 10–450 мг/дм³, что связано с большой скоростью водообмена в хорошо промытых породах сезонно-талого слоя. Поскольку район находится в зоне многолетнемерзлых пород, грунтовое питание водотоков незначительно, на его долю в среднем приходится 4–5 %. Минерализация воды в основном связана с растворением солей из пород карбонатной и терригенно-карбонатной формаций. Торфяно-подзолистые и болотистые почвы района снижают минерализацию.

В летний период вода рек без цвета (прозрачная), запаха и вкуса. В конце зимы (март–апрель) вода рек в изолированных плесах приобретает желтоватый цвет, слабозаметный запах, цветность увеличивается до 70–80°. Общая жесткость воды резко изменяется по сезонам года от 1–2 мг-экв (весной) до 9–11 мг-экв (в конце зимы). Реакция воды близка к нейтральной, pH изменяется от 6 до 8.

Вода рек относится к типу гидрокарбонатных или хлоридно-гидрокарбонатных. Формула солевого состава воды:



Поверхностные водотоки являются единственным источником водоснабжения.

Рельеф территории в основном на большей, южной части площади листа равнинный, слабовосхолмленный, на севере – низменный. Абсолютные высоты поверхности снижаются в северном направлении от 300–380 м на Оленёкском плоскогорье до 100–120 м на водоразделах правых притоков р. Удя. Пологовалистая водораздельная поверхность довольно интенсивно, но неглубоко (в среднем 20–50 м) расчленена. Водораздельные пространства широкие, с малыми уклонами поверхности, что обуславливает широкое развитие покрова рыхлых четвертичных образований и слабый дренаж деятельного слоя.

При сочетании столь суровых климатических условий с равнинным рельефом и густой, но слабоврезанной гидросетью, основным фактором, влияющим на гидрогеологические условия площади листа, является мощная толща многолетнемерзлых пород, имеющая повсеместное распространение. Она представляет собой региональный водоупор, мощность которого, по данным для сопредельных территорий, колеблется от 200 до 1500 м [97].

Мощность зоны многолетнемерзлых пород во многом определяется минерализацией подземных вод, содержащихся в породах с отрицательными температурами. В районах с присутствием в водоносных горизонтах соленых вод и рассолов мощность зоны многолетнемерзлых пород составляет 200–600 м (Оленёкский криогенный артезианский бассейн). В районах распространения менее минерализованных подземных вод мощность зоны многолетней мерзлоты может достигать 1000 м и более (Хатангский гидрогеологический район).

Сквозные талики, изредка встречающиеся в подобных областях, в рассматриваемом районе неизвестны, равно как и признаки их существования

(повышенная минерализация воды в поверхностных водотоках, солонцы, наледи и т.п.). В связи с этим считается, что подмерзлотные воды находятся в зоне затрудненного водообмена: они не получают атмосферного питания и не участвуют в современном кругообороте природных вод. Естественно, что в подобных условиях существование значительных объемов пресных вод среди них крайне маловероятно.

Современными исследованиями установлено, что на мощность толщи многолетнемерзлых пород большое влияние оказывает тепловой поток Земли. Геотермическое моделирование, проведенное различными методами, показало, что верхнемантийные температура и плотность мантийного теплового потока под Анабарским щитом ниже значений, характерных для платформенных участков: на Анабаре он оценивается между 20 и 30 мВт/м² [78], а мощность зоны устойчивой вечной мерзлоты в его пределах составляет 700–1000 м. По другим данным, в единственной скважине, пробуренной в свободной от платформенного чехла области щита (месторождение Скальное, Попигаийский метеоритный кратер), мощность мерзлой зоны еще больше – до 1200 м [11]. За пределами складчатых структур щита измеренный тепловой поток возрастает до 40–45 мВт/м².

В то же время минимальный тепловой поток отмечен в чисто платформенных областях, много южнее Анабара; в районе трубок Удачная, Айхал и Юбилейная он составил всего 11–25 мВт/м² [72], а мощность криолитозоны превышает 1400 м.

Такие отклонения от установленных закономерностей объясняются, видимо, тем, что термограмма теплового потока интегрирует все тепловые события – мантийный поток, фазовые переходы на подошве мерзлоты, теплогенерацию в коре, региональные и глобальные палеоклиматические возмущения, рельеф, тепловые свойства среды и т.д. [73]. Модели коровой теплогенерации получены на основе петролого-геофизических данных при изучении глубинных коровых ксенолитов, гранулитов из кимберлитовых трубок (преимущественно Южных полей Якутской кимберлитовой провинции).

Важным фактором, искажающим плотность глубинного теплового потока в сторону его занижения, является климатический в сочетании с формированием слоистой системы в верхней части трещиноватой коры в результате морских трансгрессий, доходивших до северной границы щита [3]. При этом остается открытым вопрос о вкладе ледниковых эпох и межледниковых периодов в искажение измеренного теплового потока в верхней части разреза с учетом тепловой инерции мерзлых толщ.

Совершенно очевидно, что формированию мощной толщи многолетнемерзлых пород на Анабаре и его склонах способствовали крайне низкая коровая теплогенерация в сочетании с низким мантийным тепловым потоком и особенностями палеоклимата. Однако подобные соотношения характерны, видимо, не только для щитов, но и для платформенных областей (район Южных кимберлитовых полей Якутии), что объясняет различие оценок мощности криолитозоны на разных участках типичных платформенных областей, к которым относится и площадь листа R-50.

Существование столь мощного и монолитного водоупора определило главные особенности распространения различных типов подземных вод и их

свойства на площади листа R-50. Он четко разделил две неравновеликие и совершенно различные по условиям циркуляции подземных вод зоны: основную, нижнюю – зону глубинных сильно минерализованных подмерзлотных вод с затрудненным водообменом, и верхнюю, крайне маломощную зону надмерзлотных вод, функционирующую только сезонно, в период положительных температур. Ограниченное распространение имеет третий тип подземных вод, связанных с подрусловыми таликами крупных рек, который остается достаточно стабильным круглогодично. Не исключено, что, как и в некоторых сопредельных районах, существуют также подземные воды межмерзлотных таликов в толще многолетнемёрзлых пород, содержащие как высокоминерализованные, так и пресные воды; однако их существование на рассматриваемой территории не известно.

Вследствие этого фильтрационные свойства пород, слагающих водоносные горизонты в разных по возрасту и литологическому составу отложениях, могут рассматриваться только применительно к глубоким подмерзлотным горизонтам; в пределах криолитозоны их характеристики не будут иметь существенного значения.

В зависимости от вещественного состава коллекторов, трещиноватости пород и наличия тектонических нарушений выделяются поровые, порово-пластовые, трещинно-пластовые, трещинно-карстовые и карстово-пластовые воды.

Для рассматриваемой территории выполнена гидрогеологическая стратификация разреза и районирование площади. Распространение основных гидрогеологических подразделений показано на гидрогеологической схеме (см. Геологическую карту дочетвертичных образований, листы 1, 2). На дневную поверхность выходят различные по возрасту и литологическому составу комплексы пород, в том числе: архейско-нижнепротерозойский, рифейский, венд-кембрийский, пермско-триасовый, юрско-меловой. Все они, находясь в интервале глубин зоны многолетней мерзлоты, являются практически абсолютными водоупорами на всю мощность. Ниже нижней границы мерзлой зоны они содержат минерализованные воды. Очевидно, что появление в вертикальном разрезе каждого из этих комплексов воды в жидкой фазе будет определяться глубиной его залегания и соотношением с мощностью многолетнемёрзлого слоя. Однако вышеизложенное показывает, что и усредненные значения мощности последнего в 300–600 м, являясь достаточно разными, в очень малой мере отражают реальные его значения – изменяющиеся в диапазоне до 1500 м. Учет влияния всех перечисленных выше факторов, определяющих глубину распространения мерзлоты по площади, на современном уровне изученности этой проблемы не представляется возможным, что делает проведение границ водоносных комплексов в высшей степени затруднительными.

Практически повсеместно эти комплексы перекрывает маломощная толща плиоцен-четвертичных образований, содержащая сезонно функционирующий маломощный водоносный горизонт порово-почвенных вод сезонно-талого слоя (на схеме не показан).

В соответствии с распространением различных типов подземных вод и со структурно-гидрогеологическим районированием в пределах Восточно-Сибирской криогенной артезианской провинции, большая часть площади листа R-50 относится к Оленёкскому криоартезианскому бассейну (1₁), сформирова-

ровавшемуся в пределах северной части Анабаро-Оленёкской антеклизы, осложненной рядом структур I и II порядков – Суханской впадиной, Мунским сводовым поднятием и др. Выделяются также фрагменты Хатангского (1₂), Куонамского (1₃) и Уджинского (1₄) криогенных артезианских бассейнов.

Оленёкский криогенный артезианский бассейн

Бассейн занимает основную часть площади листа R-50. В его составе выделяется три водоносных горизонта: плиоцен-четвертичный сезонный водоносный горизонт пресных вод в рыхлых отложениях поверхностного покрова, пресные воды в аллювиальных четвертичных отложениях крупных рек и венд-кембрийский горизонт подмерзлотных минерализованных вод.

Плиоцен-четвертичный водоносный горизонт. Подземные воды этого типа связаны с оттаивающим в летнее время деятельным слоем, представляющим собой горизонт поверхностных грунтовых вод. Породы этого возраста имеют практически повсеместное распространение. Они представлены в основном элювиально-делювиальными, пролювиальными, а также аллювиальными и озерными образованиями, сложенными супесями, песками, суглинками, реже щебнем, галькой и валунами общей мощностью до первых десятков метров. Породы проморожены большую часть года. В летне-осенний период верхняя часть толщи оттаивает и представляет собой сезонный водоносный горизонт; мощность его – 0,5–2,5 м. Водопритоки в шурфах измеряются десятками долями литра в секунду. Минерализация этих вод составляет 0,02–0,2 г/дм³, состав гидрокарбонатный кальциевый или магниевый-кальциевый [3]. Практического значения для организации централизованного водоснабжения эти воды не имеют.

Водоносный горизонт четвертичных аллювиальных отложений крупных рек. В долинах крупных рек – Оленёк, Анабар и их крупных притоков возможно существование подрусовых таликов, в которых водоносные горизонты содержат пресные воды в жидкой фазе на глубинах до 10 м, возможно, и более. Талики обычно находятся под глубокими непромерзающими плёсами; связаны с водовмещающими песчано-гравийно-галечными отложениями русла и пойменных террас. Мощность подрусовых таликов может достигать иногда 5–30 м. Коэффициент водопроницаемости русловых отложений составляет порядка 3,6–106,8 м³/с. Воды подрусовых таликов имеют гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав с минерализацией до 0,5 г/дм³ [3]. Наиболее крупные талики могут служить источником водоснабжения небольших посёлков.

Венд-кембрийский водоносный горизонт. Венд-кембрийские отложения пользуются на территории листа R-50 наиболее широким распространением, обрамляя с востока Анабарский щит. Они слагают ряд свит венда и всех трех отделов кембрия; представлены преимущественно карбонатными образованиями – известняками, доломитами, мергелями, с прослоями алевролитов, горючих сланцев, конгломератов. Суммарная мощность толщи составляет от 600 до 2500 м. На площади распространения с поверхности до глубины 400–600 м (вне зависимости от обнажающейся на поверхности части разреза) они находятся в мерзлом состоянии и представляют собой криогенный водоупор-

ный комплекс. При этом максимальные значения мощности его в южной и северной частях бассейна существенно различаются.

В южной части бассейна во время разведки Верхне-Мунского алмазонасного кимберлитового поля, расположенного в непосредственной близости от южной границы рассматриваемой площади, был выполнен обширный комплекс гидрогеологических исследований [317].

Гидрогеологическая стратификация разреза показала, что в геологическом разрезе этого района выделяются три водоносных комплекса: верхнекембрийский, среднекембрийский и нижнекембрийский.

Верхнекембрийские породы имеют небольшую мощность и практически целиком находятся в криолитозоне.

Среднекембрийская часть разреза представлена мощной однообразной толщей алеврито-глинисто-карбонатного состава с преобладанием глинистой составляющей. На большей части территории мощность мерзлой толщи достигает 240–290 м. Из-за преимущественно глинистого состава и значительной плотности осадков среднекембрийский разрез содержит очень малое количество пачек проницаемых пород – всего 1–3 % от общей мощности отложений. Коллекторы характеризуются общей пористостью 13–26 %, а величина проницаемости составляет 0,04–18 мД. Вследствие низких коллекторских свойств отложения слабоводообильны, о чем свидетельствуют результаты пластоиспытаний и опытных откачек. Притоки водно-газового флюида при использовании пластоиспытателей составили 0,0–0,095 л/с. Значения пластовых давлений обводненной части разреза закономерно увеличиваются с глубиной от 1,6 до 5,8 мПа. Среднесуточный дебит составил 4,0–43 м³/сут.

Нижнекембрийские отложения в пределах Оленёцкого бассейна характеризуются высокой плотностью и повышенной глинистостью. По результатам опробования установлена слабая обводненность пород. Приток воды с газом составил 0,005–0,092 л/с. Значения пластовых давлений изменяются от 3,3 до 10,6 мПа. Среднесуточный дебит не превышал 6,15 м³/сут, значения удельного дебита менялись в диапазоне значений $1,5 \div 3,1 \times 10^{-4}$ л/с/м.

Вендские отложения, представленные доломитами, часто глинистыми, аргиллитами, кварцевыми песчаниками, обладают более высокой плотностью, худшими проницаемостью и коллекторскими свойствами и рассматриваются как водоупорные.

Все водоносные комплексы характеризуются как слабоводообильные с коэффициентами водопроницаемости, изменяющимися в диапазоне от сотых до десятых долей м²/сут. По данным проведенных исследований, на глубинах более 400 м залегают слабоводообильные, практически водоупорные породы с коэффициентом водопроницаемости 0,02–0,03 м²/сут.

До отметок 254–270 м отложения заморожены. Ниже этих отметок вскрывается первый подмерзлотный водоносный горизонт. Воды напорные, установившийся уровень находится на глубине 189–282 м. Величина напора изменяется от 6–10 до 68–104 м. Коэффициенты пористости водоносного горизонта колеблются в пределах 0,8–8,8 % при среднем значении 4,4–5,5 %. Значения проницаемости не превышают 0,12 мД.

Полученные притоки пластовой жидкости первого подмерзлотного горизонта изменяются от 0,013 до 0,561 л/с. Вместе с тем, рассчитанная водопроницаемость

водимость составляет от 2,57 до 23,8 м²/сут, что указывает на довольно высокую водообильность первого подмерзлотного водоносного горизонта, залегающего в интервалах глубин от 244 до 370 м. Максимальные притоки приурочены к кровле водоносного горизонта вплоть до глубины 400 м. Глубже 400 м притоки сильно снижаются и составляют до 0,018 л/с, что на порядок ниже показателей вышележащих толщ.

Опытно-фильтрационные работы (откачки из гидрогеологических скважин) показали, что водообильность первого подмерзлотного горизонта оказалась существенно выше, чем предполагалось. Дебит скважин при откачках компрессором составил до 240 м³/сут при удельном дебите до 0,04 л/с/м. Коэффициент водопроницаемости достигает 20,8 м²/сут. Относительно высокая водообильность горизонта объясняется расположением скважин в зоне тектонических нарушений, установленных по геофизическим данным и геологическим наблюдениям.

Гидрогазогеохимические параметры водоносных горизонтов кембрийского разреза зависят от их положения относительно толщи многолетней мерзлоты. Гидрогеологическому разрезу свойственна определенная гидрохимическая зональность.

1. Зона пресных вод, приуроченная к гидродинамической зоне свободного водообмена. Она распространена выше местных базисов эрозии и представлена водами подрусловых и подозерных таликов, а также льдом, заключенным в породах.

2. Зона солоноватых и соленых вод, расположенная в гидродинамической зоне перехода от свободного водообмена к замедленному. Ее мощность зависит от положения подошвы многолетнемерзлых пород. Подземные воды представлены здесь преимущественно льдом, но иногда присутствуют изолированные линзы межмерзлотных рассолов с различной минерализацией.

3. Зона рассолов, которая связана с гидродинамической зоной замедленного водообмена и распространена во всей талой части разреза осадочного чехла. При имеющихся различиях в составе рассолов и их минерализации, все они имеют единый геохимический облик.

Минерализация рассолов вскрытой части разреза кембрия южной части Суханской впадины, на границе с которой расположено Верхне-Мунское кимберлитовое поле, изменяется от 83 до 148 г/дм³. Минимальные значения минерализации характерны для рассолов, залегающих непосредственно под толщей многолетнемерзлых пород (ММП). Вниз по разрезу минерализация закономерно увеличивается, на глубине 450 м достигая 148,54 г/дм³. Рассолы характеризуются повышенной плотностью – от 1,065 до 1,105 г/см³.

Кислотно-щелочная характеристика рассолов изменяется от нейтральной до кислой. Водородный показатель имеет значения от 5,05 до 6,95.

По химическому составу рассолы хлоридные натриево-кальциево-магниевые. Относительное содержание хлора неизменно высокое – 98,83–99,48 %-экв. Содержание брома в среднем 0,57 %-экв, сульфат-иона и гидроркарбонат-иона соответственно 0,28 и 0,06 %-экв. Низкие значения хлорбромного коэффициента (63–98) свидетельствуют о высокой степени метаморфизации рассолов. С глубиной закономерно увеличивается абсолютное и относительное содержание хлор-иона, а концентрации остальных анионных компонентов снижаются.

В катионном составе рассолов все макрокомпоненты присутствуют в значимых количествах. Натрий имеет самые высокие абсолютные содержания – от 10,5 до 18,99 г/дм³, что, возможно, свидетельствует о недостаточной представительности проб. По относительному содержанию натрия (со средним значением 31,2 %-экв) уступает место магнию (37,5 %-экв). Значения натрий-хлорного коэффициента составляют 0,28–0,31, что также свидетельствует о значительной степени метаморфизации рассолов. Абсолютные содержания кальция составляют 7,77–14,0 г/дм³, а относительные колеблются в пределах 28,0–39,6 %-экв.

Формула солевого состава рассолов района Верхне-Мунского поля:

$$M_{105p}H_{6,07} \gamma_{1,077} \frac{Cl_{98,93} Br_{0,55} SO_4_{0,28} HCO_3_{0,06}}{Mg_{35,75} Na_{34,37} Ca_{29,29} K_{0,6}} \cdot \frac{Na}{Cl} 0,347 \frac{Cl}{Br} 85,59 \frac{Mg_{100}}{Cl} 36,14 \frac{SO_4_{100}}{Cl} 0,284.$$

Кроме основных ионов, в рассолах присутствует широкий спектр микрокомпонентов (г/дм³): Br (до 1,17), Sr (среднее 0,803), B (среднее 48,41), Li (17,20–36,15), Rb (до 1,55) и Cs (менее 0,4).

В рассолах Оленёкского бассейна было установлено также присутствие некоторых металлов с весьма незначительными концентрациями. Содержание меди в них увеличивается с ростом минерализации и достигает 1,5 мкг/дм³. Такая же зависимость характерна для никеля (0,5–6 мкг/дм³), висмута (0,2–6 мкг/дм³) и марганца (0,4–6 мкг/дм³). Концентрации кобальта и свинца зависят от минерализации и составляют соответственно 0,4–12 и 0,5–100 мкг/дм³. Содержание цинка в рассолах с минерализацией до 170 г/дм³ составляет 2–3 мкг/дм³.

В процессе испытаний скважин приток свободной нефти не получен. Нефтепроявления отмечались в виде тонкого слоя или пленки на поверхности отобранной жидкости. К водоносному интервалу приурочены проявления газа с дебитом в кровле подмерзлотного водоносного горизонта – до 0,07 м³/час.

Растворенные в водах газы состоят преимущественно из азота. Содержание его в газовой смеси составляет 94,0–97,5 %, углекислого газа – от 1,3 до 2,8 %, углеводородных газов (преимущественно метан) – 0,3–0,6 %. Кроме того, во вмещающих породах вблизи кимберлитовых трубок практически всегда фиксируются водород и гелий.

Термометрические исследования показывают, что гидрогеологические скважины (глубина до 500 м) не вышли из зоны отрицательных температур.

Исследование коррозионной активности метаморфогенных рассолов показало, что наименее стойким к воздействию рассолов оказался алюминий. За 100 суток весовая потеря его составила 18,2 %. Затем идут сталь нержавеющей – 1,3 % (сталь марки СТ-5 – 0,5 %) и свинец – 0,05 %. Практически не поддались коррозионному воздействию медь, латунь и чугун.

В северном направлении свойства рассмотренных выше водоносных горизонтов достаточно существенно изменяются. В соседних с северо-запада районах установлено, что водопритоки в кавернозно-поровых известняково-доломитовых отложениях среднего кембрия изменялись от 0,1 до 2,8 л/с. Коэффициент водопроницаемости изменялся от 1 до 60 м²/сут, что указывает на довольно высокую водообильность. Эти воды относятся к хлоридно-кальциевым рассолам с минерализацией 300–400 г/дм³ [22].

В расположенной в 70 км восточнее границы листа в долине р. Бур скважине в интервале глубин 1219–1252 м вскрыт кембрийский водоносный горизонт с водопритоком в Бурской скважине 68,1 м³/сут. Воды с общей минерализацией 15,14 г/дм³, хлоридного кальциевого состава; отмечено содержание (мг/дм³): йода – 6,8, брома – 75, фтора – 0,18, нафтеновых кислот – 1,3. В нижней части этой толщи возможно существование межмерзлотных сильно минерализованных вод (рассолов) с минерализацией до 100 г/дм³ и более. Кроме пластовых водоносных горизонтов, в этом районе существуют сквозные талики, связанные с зонами разломов.

Во время крупной аварии, произошедшей в 2017 г. на руднике Мир и приведшей к его затоплению, произошёл прорыв воды, поступавшей в карьер из нескольких межмерзлотных водоносных горизонтов, среди которых наибольшей водообильностью отличается метегеро-ичерский водоносный горизонт, расположенный на глубине около 250 м. Этот горизонт содержит высокоминерализованные напорные (высота напора около 100 м) воды с растворенными в них газами [3].

Хатангский криогенный артезианский бассейн

Бассейн расположен в северной части площади; он охватывает северную краевую часть Анабаро-Оленёкской антеклизы с полями развития пермских, триасовых, юрских и меловых отложений. Он дренируется реками Удя, Бур, Куойка и небольших рек притоков Оленёкской протоки р. Лена. Водоносные комплексы бассейна связаны с четвертичными, юрско-меловыми, пермско-триасовыми и, видимо, верхней частью кембрийских отложений.

Суммарная мощность всех перечисленных образований в наиболее погруженной части у северной границы площади составляет около 600 м, что соответствует средней гипотетической мощности многолетнемёрзлой зоны для рассматриваемой площади; это делает маловероятным существование в этой толще подмерзлотных вод в жидкой фазе. Единственным указанием на такую возможность являются данные бурения Бурской скважины, в открытом стволе которой были вскрыты породы юры, триаса, перми и кембрия. Из каких пород поступала в скважину вода, точно не установлено, но, судя по БКЗ, скорее всего водоносными являлись песчаники нижней перми в инт. 633–687 м. По химическому составу вода хлоридная натриевая с минерализацией от 4 до 7 г/дм³. На глубине 1050 м происходило выделение газа от азотного до азотно-метанового с небольшим содержанием CO₂, H₂S и тяжелых углеводородов [37].

В той же Бурской скважине вскрыт юрско-меловой водоносный горизонт, связанный, видимо, с межмерзлотным таликом на глубине около 300 м. Он содержит трещинно-пластовые и порово-пластовые воды в песчаниках и алевролитах с минерализацией 15–35 г/дм³, хлоридно-натриевого состава.

Однако с терригенными породами юры и триаса, развитыми на той же широте, что и на листе R-50, в пределах Колымо-Омолонской гидрогеологической области (лист R-53), связан водоносный криогенно-таликовый горизонт со значительно менее минерализованными трещинными, пластово-трещинными, трещинно-жильными водами. Они вскрыты скважинами на глубинах от 250 до 380 м, при мощности обводненной зоны от 30 до 150 м. Воды пресные гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 0,8 г/дм³ [323].

На севере Оленёкского бассейна в пермско-триасовом криогенном водоупорном комплексе выделяется его верхняя часть, представленная нижнетриасовыми образованиями – вулканогенными взрывными и субвулканическими интрузивными породами, которые имеют сравнительно небольшую мощность, в сумме не превышающую 300 м; они целиком находятся в зоне мерзлоты и представляют собой водоупорный криогенный комплекс. Однако, по данным Н. Г. Дубровной [77], на некоторых участках Куойско-Далдынского поднятия в них существуют талики, в которых циркулируют трещинные надмерзлотные, трещинно-жильные подмерзлотные и межмерзлотные солоноватые воды с минерализацией от 1 до 10 г/дм³, хлоридного состава.

Куонамский криогенный артезианский бассейн

Бассейн связан с толщей осадочных пород рифея, слагающих восточное обрамление Анабарского кристаллического массива. В пределах рассматриваемого района они имеют мощность около 200–250 м, и несомненно, весь их разрез, обнажающийся на дневной поверхности, находится в зоне многолетней мерзлоты.

Уджинский криогенный артезианский бассейн

Бассейн приурочен к толще рифейских отложений, слагающих центральную часть Уджинского валообразного поднятия. При суммарной мощности около 1800 м существенная верхняя часть разреза рифея находится в зоне многолетней мерзлоты, представляя собой водоупор; в нижней его части располагается водоносный горизонт, связанный с терригенными, карбонатными и, возможно, сульфатными отложениями, содержащими трещинные и карстово-пластовые сильно минерализованные воды. Пористость пород невысокая – до 19 %.

Анабарский криогенный гидрогеологический массив

В границах листа R-50 находится крайне ограниченный (площадью менее 10 км²) участок этого массива, сложенного мощной толщей глубоко метаморфизованных и тектонизированных архейских и нижнепротерозойских образований. Однако в зоне контакта с перекрывающими его отложениями рифея и венда метаморфиты прослеживаются в материалах геофизических съемок в полосе шириной не менее 10 км. В материалах [40] эта гидрогеологическая область рассматривается как «водоносная криогенная зона трещиноватости» и охарактеризована как область ограниченного развития весьма слабого (первые метры) слоя сезонно-талых поверхностных грунтовых вод с участками подрусовых, реже подозерных таликов с надмерзлотными водами, а также водоносных межмерзлотных и подмерзлотных горизонтов. При этом надмерзлотные воды, как правило пресные, а меж- и подмерзлотные имеют повышенную минерализацию. Мощность криолитозоны и факторы, влияющие на нее, были рассмотрены выше.

В связи с недостаточной изученностью гидрогеологических условий территории необходима постановка специальных региональных гидрогеологических исследований с комплексом буровых и опытно-фильтрационных работ.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Природные особенности листа R-50 (Саскылах) определены положением между параллелями 68–72° с. ш. и меридианами 114–120° в. д., севернее полярного круга, в бассейне рек Анабар и Оленёк. Территория находится в субарктическом климатическом поясе. Главными климатообразующими факторами являются сложные циркуляционные процессы атмосферы, обусловленные взаимодействием Азиатского антициклона и Атлантического-Арктических циклонов, близость холодного моря и рельеф территории. Зимой господствует антициклональный тип погоды, поэтому количество осадков невелико.

Вся территория листа расположена в зоне многолетнемерзлых пород большой мощности (до 200–500 м), что, наряду с большим разнообразием ландшафтов, приводит к самому широкому проявлению разнообразных мерзлотных экзогенных геологических процессов. Существенной климатической особенностью района является преобладание осадков над испаряемостью, что в сочетании с расположением района в области сплошного развития многолетнемерзлых пород приводит к переувлажнению поверхностных грунтов и интенсивному водообмену в них.

Распространение ландшафтных областей подчиняется поясной зональности: на севере развиты безлесные тундровые ландшафты с глеевыми торфянисто-перегнойными почвами, сменяющиеся южнее долины р. Удя лесотундровыми ландшафтами с лиственничными редкостойными мохово-лишайниковыми лесами. В южной половине листа преобладают северо-таежные ландшафты с перегнойно-карбонатными таежными почвами и редкостойными лесами с елью и кустарниками.

Оценка эколого-геологической обстановки выполнена на основе анализа экодинамики территории – выделения морфоструктурных областей денудации, транспортировки и аккумуляции.

В состав *денудационных* морфоструктурных областей входят низкогорные и холмисто-увалистые платообразные равнинные геоморфологические области, сформированные на дочетвертичных породах. Ведущие современные ландшафтообразующие процессы – денудация, криогенное выветривание и сортировка. Выделяется шесть природных ландшафтных комплексов, которые отличаются по составу и строению коренных пород, интенсивности и характеру расчленения рельефа, растительности и составу почв.

Южная и юго-восточная части территории принадлежат к северо-таежной низкогорной области и представляют собой в разной степени расчлененное

ступенчатое плато, сформированное на субгоризонтально залегающих карбонатных породах кембрия. Интенсивность и характер расчленения обусловлены неравномерностью неотектонических движений и литологическими неоднородностями субстрата. Водоразделы плоские или слабовыпуклые, для плоских водоразделов типичны термокарстовые процессы, на слабовыпуклых развиты медальонные грунты. Склоны средней крутизны ступенчатые с чередованием скальных уступов и выположенных осыпных участков. На пологих склонах в основном протекают процессы солифлюкции с образованием небольших натечных террас и морозного вспучивания.

В центральной части территории преобладают лесотундровые ландшафты платообразной плоско-холмистой равнины, развитые на субгоризонтально залегающих карбонатных породах кембрия. Плоские водоразделы часто перекрыты маломощными четвертичными льдистыми рыхлыми осадками, на пологих склонах развиты солифлюкционные террасы, бугры морозного пучения, широкие ложбины, долины небольших рек заболочены.

Севернее выделяется глубоко расчлененное приподнятое плато, бронированное магматическими породами триаса. Для этой области характерны плоские поверхности водоразделов с крупноглыбовым элювием, ограниченные денудационными уступами и крутые склоны с коллювиально-делювиальными осыпями. Лесотундровая растительность развита в основном на склонах.

На севере листа развиты ландшафты мохово-лишайниковых и кустарничковых тундр слаборасчлененной пологоволнистой равнины на слаболитифицированных терригенных породах мезозоя, с широко развитыми мерзлотно-солифлюкционными формами.

Аккумулятивные природные ландшафтные комплексы представлены аллювиально-озерными, озерными и озерно-палюстринными классами.

Пологоволнистые аллювиально-озерные равнины развиты на плоских поверхностях выравнивания и сложены рыхлыми суглинистыми, песчано-глинистыми с примесью галечного и щебнистого материала, четвертичными осадками. Особенностью этих образований является их повышенная льдистость в виде линз, прослоев и клиньев. Как следствие – широкое развитие термокарстовых процессов и заболачивание. Почвы мерзлотно-таежные, торфянисто-перегонные валунные и торфяные болотные слабооглеенные.

Пологоволнистые, плоские и слабовогнутые озерные и озерно-палюстринные тундровые равнины с характерным «едомным» ландшафтом приурочены к неотектоническим впадинам и придолинным понижениям. Субстрат песчано-супесчаный, в верхней части глинисто-листый с большим количеством органических остатков и льда в разнообразных формах. Широко развитые процессы термокарста создают холмисто-западинный мезорельеф. Холмы разделены заозеренными и заболоченными понижениями. На заболоченных понижениях развиты процессы морозного пучения с образованием булгунихов.

К областям *транспортировки* принадлежат разработанные долины рек с комплексом террас. Состав отложений и природные процессы определяются особенностями ландшафтных областей, которые пересекает долина. Так, в южной части территории листа, в области денудации долины основных рек глубоко врезаны, в них интенсивно идут процессы боковой эрозии, образу-

ются обвально-осыпные и оползневые участки протяженностью до нескольких километров при высоте от 5 до 150 м. В составе оползневых образований стволы деревьев, кустарники. Состав аллювия песчано-галечный.

Долины, выработанные в областях аккумуляции (Удя, Бур), содержат комплекс разнообразных по генезису рыхлых образований: аллювиальных, аллювиально-озерных, палюстринных. Многочисленные старичные озера и отшнурованные меандры в веерах блуждания на поверхности поймы, первой и второй надпойменных террас. Субстрат – пески, суглинки, супеси с древесной, щебнем местных пород и экзотической галькой. Для таких долин характерны термоабразионные и термокарстовые процессы.

Природные неблагоприятные геологические опасности обусловлены экзогенными, эндогенными, антропогенными и геохимическими факторами.

Основными неблагоприятными *экзогенными факторами* для территории листа являются разнообразные криогенные процессы, проявляющиеся во всех ландшафтных областях. В пределах денудационных ландшафтов преобладают процессы солифлюкции на пологих склонах, приводящие к смещению вниз по склону элювиально-делювиального материала, разрушению и смыву почвенно-растительного слоя. На обнаженных участках развиты морозобойные трещины, приводящие к дезинтеграции коренного субстрата. На аккумулятивных ландшафтах широко развиты термокарст, термоабразия, заболачивание, вспучивание и проседание грунтов.

К *эндогенным факторам* следует отнести неотектоническую активность, находящую отражение в активизации экзогенных процессов: обвалов, обрушений и осыпей. Неотектонические процессы в значительной степени определяют и характер речной эрозии.

Геохимические факторы определяют воздействие природных геологических тел на состав поверхностных и подземных вод. Геохимическая устойчивость природных ландшафтных комплексов территории определяется главным образом минеральным и химическим составом коренных пород, их минарагенической специализацией и сорбционной способностью коренных пород и рыхлых образований. Геохимически устойчивыми являются денудационные ландшафтные комплексы, субстрат которых представлен терригенными и терригенно-карбонатными отложениями протерозоя, палеозоя и мезозоя, а в механическом составе незрелых почв преобладают тяжелые суглинки. Фактические данные о геохимических аномалиях для данной территории отсутствуют.

Аккумулятивные ландшафты обладают наибольшей сорбционной способностью. В их субстрате развиты участки, содержащие оторфованные горизонты, а тип водообмена – инфильтрационно-испарительный. Эти ландшафты в геохимическом отношении малоустойчивы.

К *антропогенным факторам* следует отнести геолого-поисковые работы. Антропогенное воздействие обусловлено площадным бурением скважин, проходкой шурфов, летними геолого-поисковыми работами, сопровождающимися отбором и промывкой шлиховых, мелкообъемных и крупнообъемных (валовых) проб.

Техногенные комплексы и объекты на большей части площади листа являются незначительными, что связано со слабой освоенностью территории

листа. Хотя при этом нельзя не отметить наличие в районе Эбеляхских разработок алмазных россыпей в долинах рек, что сильно влияет на экосистемы речных долин в районах разработок.

Для оценки состояния природной среды на исследуемой территории в северо-восточной части листа Арктической экспедицией АК «АЛРОСА» [288] проведен комплекс исследований, включающий в себя визуальные наблюдения, гидрохимическое опробование поверхностных вод и литохимическое опробование донных отложений основных водотоков района (реки Беенчиме, Куойка, Сектелях) и их притоков. Цель проведенных работ – оценка степени возможного загрязнения природных ландшафтов в результате поисковых работ в летнее и зимнее время (утечка горюче-смазочных материалов, бытовые и технологические отходы и т.п.). В целом оценка экологического состояния окружающей среды показала, что природные комплексы в результате геолого-поисковых работ изменены не были. Влияния антропогенного фактора на поверхностные воды и донные отложения не было.

Оценка эколого-геологической опасности проведена на основе учета потенциально опасных процессов при техногенном воздействии на природные ландшафты.

Эколого-геологическая обстановка в пределах ступенчатого плато, где распространены карбонатные породы кембрия, может быть оценена как *благоприятная*. Для этой территории ненарушенной сохранилась естественная природная среда с локально проявленными естественными неблагоприятными геодинамическими процессами (курумообразование, эрозия, осыпи, обвалы). Здесь расположены природные и ресурсные резерваты местного и республиканского значения. Холмистые и пологоволнистые денудационные равнины с широко развитыми криогенными процессами – солифлюкцией, заболачиванием и пучением грунтов – характеризуются *удовлетворительной* обстановкой.

Аккумулятивные ландшафты относятся по всем критериям к геохимически и геодинамически неустойчивым. На таких территориях обстановка оценивается как *напряженная*, что связано с усложнением условий жизнедеятельности человека при возможной деградации многолетней мерзлоты в процессе климатических изменений либо при техногенном воздействии на природную среду в ходе промышленного освоения региона, так как в этих районах процессы солифлюкции, термокарста, заболачивания, пучения и проседания грунтов проходят наиболее интенсивно и преобладают грунты с повышенной сорбционной способностью.

В целях сохранения природы в Республике Саха (Якутия) Указом Президента республики М. Е. Николаева от 16.08.1994 г. № 837 «О мерах по развитию особо охраняемых территорий» созданы государственные природные заповедники, в число которых попадают и участки рассматриваемой территории. Среди них особо охраняемые ресурсные резерваты республиканского значения: «Бур», «Бэкэ» и «Муна», а также ресурсные природные резерваты местного (муниципального) значения «Бэкэ» и «Бириктэ». На территориях резерватов охраняются все виды животных, птиц и ихтиофауны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований был создан комплект актуализированного авторского варианта материалов Госгеолкарты-1000 (третье поколение) листа R-50 (Саскылах), включающий карты: геологическую дочетвертичных образований, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, карту четвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000 ; а также схемы масштаба 1 : 2 500 000 – тектоническую, геоморфологическую, глубинного строения, гидрогеологическую, эколого-геологическую и объяснительную записку с текстовыми приложениями и согласованной базой данных. В основу комплекта положены результаты разномасштабных геологических съемок, поисковых, поисково-оценочных работ на высоколиквидные полезные ископаемые, материалы по разведочному и картировочному бурению, геофизическим и тематическим исследованиям и результаты полевых работ авторов.

Геологическая карта, учитывая информацию из предыдущих поколений Госгеолкарт-1000 – листы R-48-(50) – Оленёк и R-(50)-52 – Тикси и предшествовавших им Госгеолкарт-200, включает в себя также результаты обширного комплекса геологосъемочных работ, аэрофотогеологического и минерагенического картирования, геофизических региональных и локальных исследований, поисковых и тематических работ, а также новейших аналитических исследований, выполненных за истекший с момента создания ГК второго поколения почти 40-летний период. Существенно уточнено геологическое строение ряда районов территории листа R-50 на основе современных стратиграфических схем и легенды Анабаро-Вилюйской серии листов 2009 г.; расчленение разреза докембрия и фанерозоя проведено в объеме местных стратиграфических подразделений. При этом существенно уточнены схемы структурно-формационного районирования образований докембрия и фанерозоя, которые объединены в структурно-формационные зоны и подзоны. Введено новое стратиграфическое подразделение – томторская толща, относящаяся к хемогенно-осадочной формации, образованной за счет продуктов разрушения коры выветривания карбонатитов. Впервые составлена карта четвертичных отложений на восточную часть исследуемого листа.

Территория листа R-50 охватывает участок северо-восточного окончания Сибирской платформы, на котором в рифее формировались карбонатно-терригенные и вулканогенные образования, в венде и кембрии – обширный комплекс карбонатных, в меньшей степени – терригенных пород. Период с ордовика (конца кембрия?) до середины карбона характеризовался переры-

вом в осадконакоплении и глубоким размывом – синхронные ему отложения на площади листа R-50 неизвестны. История развития территории в данный период реконструирована с помощью анализа сформировавшегося в это время обширного комплекса магматических образований различного состава, возникновение которых объясняется влиянием процессов девонского платформенного рифтогенеза.

В позднепалеозойское время северная часть площади представляла собой пограничную область пассивной окраины континента, в которой накапливались преимущественно континентальные пермские, триасовые и морские юрские и прибрежно-морские меловые отложения. Этот единый цикл развития в раннем триасе был прерван относительно кратковременным (индский век) периодом траппового вулканизма, локализованного в пределах выделенной нами протяженной (более 450 км) структуры – Молодо-Уджинского вулканического пояса.

На площади листа R-50 выделены магматические образования семи тектоно-магматических циклов, относящиеся к рифейской, среднепалеозойской и мезозойской трапповым формациям, среднепалеозойской формации щелочных ультраосновных массивов с карбонатитами, среднепалеозойской, верхнетриасовой и верхнеюрской кимберлитовым формациям. Наиболее широко во времени и пространстве проявился среднепалеозойский цикл.

Чрезвычайно широко развитые на территории данного листа кимберлиты образуют самостоятельные ассоциации, объединенные особенностями состава, структуры и временем возникновения. Однако степень их алмазоносности не зависит от принадлежности к той или иной возрастной группе, подобно «южным полям» Якутской кимберлитовой провинции; она определяется, видимо, более общими факторами, связанными с особенностями строения и состава мантии и глубоких зон земной коры на северо-востоке Сибирской платформы. Общим признаком кимберлитов так называемых «северных полей» Якутской провинции является очень низкое содержание алмазов. Выявление (уже достаточно давнее) на фоне более 800 обнаруженных в Восточном Прианбарье кимберлитовых тел всего двух разновозрастных относительно более алмазоносных трубок (Малокуонамская и Аэрогеологическая) является тем самым исключением, которое подтверждает правило. Кроме того, этот вывод надёжно подтверждается негативными результатами обширных комплексных поисковых работ, проводившихся более 60 лет.

На принципиально важных участках площади листа авторами был выполнен комплекс полевых работ, включавший геологические маршруты, изучение опорных разрезов, специализированные исследования магматических объектов, отбор проб на различные виды анализов. Результаты полевых работ позволили существенно уточнить стратификацию рифейских образований на наиболее сложном участке площади листа – Уджинском поднятии. При этом была детально изучена формация рифейских вулканогенных образований, определены временные и пространственные границы рифейского вулканизма: он проявлялся только в унгуохтахское время среднего рифея и был связан с линейной зоной субмеридионального простиранья, проходящей вдоль восточного крыла Уджинского поднятия. Изучено строение центров извер-

жения этой зоны, выявлен и изучен один из подводящих вулканических каналов.

На восточном борту Уджинского поднятия в отложениях, относимых ранее к юре, авторами были обнаружены раковины двустворок, возраст которых определен как поздний норий–рэт. Присутствие в районе Уджинского поднятия осадочных фаций верхнего триаса свидетельствует о том, что в ходе своего развития поднятие испытало несколько эпизодов инверсии; это создает возможность обнаружения в районе более древних осадков верхнего и среднего триаса, с которыми могут быть связаны высокоалмазоносные промежуточные коллекторы алмазов ладинского и карнийского ярусов, относящиеся к формации древних конгломератов.

На втором участке полевых работ была изучена система тектонических нарушений, контролирующая размещение кимберлитовых тел в пределах Укукитского кимберлитового поля. Выделены разрывы наиболее перспективных направлений, и при их проверке были открыты две кимберлитовые дайки.

С помощью современных аналитических методов выполнены изотопно-геохронологические датировки докембрийских, палеозойских и мезозойских магматических образований основного и щелочно-ультраосновного состава (U-Pb метод по цирконам и перовскитам). Это позволило уточнить возраст и формационную принадлежность базальтов унгуохтахской свиты рифея и кимберлитов Укукитского и Лучаканского полей.

Тектоническое строение района рассмотрено с геодинамических позиций. Выделены два структурных этажа – архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент и фанерозойский осадочный чехол; в состав последнего входит пять структурных ярусов, характеризующихся присущими им особенностями геологического и тектонического строения. Определен возрастной диапазон их формирования, выявлены свойственные им складчатые структуры и разрывные дислокации. Использование комплекта новых геофизических материалов и результатов их компьютерной обработки позволило по-новому рассмотреть глубинное строение и историю развития исследованного региона. Уточнены параметры структурных элементов платформы – Анабарского сводового и Уджинского поднятий, Суханской впадины, Куойкско-Далдынского и Мунского поднятий, выявлен Молодо-Уджинский вулканический пояс, определены его морфология и границы.

В геологической истории площади листа R-50 выделяется пять эпох рудообразования с присущими им комплексами полезных ископаемых: раннепротерозойская, рифейско-кембрийская, средне-позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская. Каждой из них свойственен определенный характер осадконакопления, тип магматизма и тектонического развития. Наиболее продуктивными эпохами стали средне-позднепалеозойская, во время которой были сформированы крупнейшие скопления руд редких металлов и TR, и кайнозойская, с которой связано образование крупнейшего в РФ Анабарского алмазороссыпного района.

На карте полезных ископаемых показано 744 объекта – месторождения, рудопроявления, пункты минерализации. Проведена их типизация по рудным формациям и генетическим типам, приведены данные по оценкам запасов и

прогнозных ресурсов. При интерпретации материалов по рудной минерализации, связанной с массивом Томтор, принята концепция, объясняющая связь наиболее богатых руд с толщей хемогенно-осадочных пород, выделенной нами в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения – томторской толщи. Эта концепция наиболее полно и непротиворечиво объясняет все особенности состава руд, условий их залегания и соотношений с материнскими/подстилающими образованиями.

На карте закономерностей размещения полезных ископаемых показаны минерагеническое районирование и минерагенические таксоны, отражающие региональные закономерности размещения полезных ископаемых. К числу их отнесена ориентировка тектонических элементов, контролирующих размещение как кимберлитовых тел в пределах полей, так и самих полей в общей структуре кимберлитового комплекса северо-востока Сибирской кимберлитовой провинции. Оценена прогнозная значимость главных типов полезных ископаемых. Основными, определяющими в настоящее время экономический потенциал территории, являются алмазы в аллювиальных россыпях Анабарского района, а также ниобий-иттрий-скандий-редкоземельные руды в томторской толще.

Картографические материалы более детально освещают геологическое строение площади листа R-50 и закономерности размещения полезных ископаемых по сравнению с картами предыдущего поколения. Однако при составлении графических материалов к отчету выяснилось, что границы некоторых геологических объектов и областей, выделенных на территориях сопредельных листов, изображены недостаточно корректно и не совпадают с тем, как они понимаются авторами в пределах листа R-50. На геологической карте дочетвертичных образований к числу таких несоответствий относятся следующие.

1. В пограничной зоне расположенного севернее листа S-50 [41] изображены три главных тектонических нарушения субмеридионального простирания, «скрытые под чехлом более молодых отложений», а также два главных разлома «без разделения по морфокинематическим особенностям». Детальное рассмотрение строения пограничной зоны листов показало, что эти нарушения как на листе R-50, так и S-50 не выражены ни в одном из физических полей, равно как и в фотоизображениях различных спектральных зон. Кроме того, стиль их изображения не соответствует общей геолого-структурной обстановке этого участка, где логичнее было бы ожидать присутствия тектонических нарушений субширотного и запад-северо-западного простираний, отвечающих структуре расположенного в непосредственной близости к северу Лено-Анабарского краевого прогиба. Это вынуждает авторов не согласиться с выделением означенных нарушений, по крайней мере, на листе R-50.

2. По северной рамке того же листа не удалось сбить границы юрских отложений (рис. 19). Разночтения касаются возраста свит, показанных на картах. Лист S-50 относится к Лаптево-Североморской легенде, согласно которой были выделены зимняя, аиркатская свиты и сайбылахская серия объединенные, которые принадлежат к геттангскому ярусу–нижнеааленскому подъярусу юры. На ГК R-50, входящей в Анабаро-Вилуйскую легенду, показаны чымарская и курунгская свиты объединенные, возраст которых геттангский–тоарский.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	S-50	R-50
МЕЛО-ВАЯ	НИЖНИЙ	Берриас	J_3-K_1bul	J_3-K_1bul
ЮРСКАЯ	ВЕРХНИЙ	Титон	J_2kl-J_3km	
		Киммеридж		
		Оксфорд		
	СРЕДНИЙ	Келловей	$J_2ar+jur$	$J_3\check{c}p$
		Бат		
		Байос		
		Аален		
	НИЖНИЙ	Тоар	$J_{1-2}zm-sb$	$J_{1\check{c}m+kn}$
		Плинсбах		
		Геттанг-синемюр		

Рис. 19. Стратиграфическая шкала юрских отложений листов R-50 и S-50.

3. На восточной границе листа имеется расхождение с листом R-51 в изображении внутренней структуры полей развития вулканитов молодинской толщи и прорывающих их и комагматичных им долеритов очень сложнопостроенного молодинского комплекса, вызванное различным пониманием природы и соотношений этих подразделений. Представление авторов основано на результатах изучения этой проблемы, полученных в процессе работ в рамках «Геологического дешифрирования...», проведенных нами на этой площади [294], и детально освещено в соответствующих разделах настоящей записки. Два участка в пограничной зоне на листе R-51 на правом берегу р. Оленёк рассматриваются как базальты (T_1ml), а на правом берегу р. Куойка [37] – как пластовое тело долеритов (βT_1m). Оба они построены совершенно одинаково и в обоих случаях представляют собой толщу взрывчатых туфов, интродуцированных многочисленными телами долеритов различной морфологии. Это хорошо видно на прилагаемых фрагментах карт масштаба 1:200 000 из материалов [294] (см. рис. 20 и 21 в Базе данных папку «ZARAM»).

4. На границе листов R-50 и R-49 на геологической карте четвертичных образований (КЧО) имеются несоответствия в интерпретации строения и возраста плиоцен-четвертичных образований в Эбеляхском алмазоносном районе. Авторами в соответствии с современными представлениями и на основе легенды Анабаро-Вилуйской серии эти отложения разделены на плиоценовые(?) (эбеляхская и беенчиминская толщи), средне-верхнеплейстоценовые (алмазоносная харамасская толща) и повсеместно залегающие на них маломощные суглинисто-илистые образования эйкской свиты верхнего неоплейстоцена. На КЧО листа R-49 2016 г. повторена концепция, принятая для карты для предыдущего поколения 1983 г., на которых все эти отложения отнесены к N_2-Q_1 , что нам представляется неверным.

5. В северо-восточной части площади листа R-50 в верховьях долин рек Бур и Беенчима авторами выделена едомная свита – свойственные крупным долинам, впадинам озерные, болотные и эоловые отложения большой (до десятков метров) мощностью, что отражено и в Легенде Уджинской серии карт масштаба 1 : 200 000. На КЧО листа R-51 эти образования отнесены к эйкской свите, что, как нам представляется, не соответствует типоморфным признакам комплекса отложений, развитых на водоразделах, имеющих полифациальный состав и незначительные мощности.

Имеется также ряд расхождений по границам карт полезных ископаемых и закономерностей размещения полезных ископаемых.

6. Несогласия по северной границе листа R-50 связаны с тем, что здесь проходит граница Анабаро-Вилуйской и Лаптево-Североморской серий листов. Кроме того, в юго-западном углу листа S-50 выделены минерагенические области **5 УК, Au, di/J₃Q**; **6 УБ, di/P-Q** и район **6.1 УБ/Р**, границы которых проведены без учета реальной геологической обстановки на обоих листах – в средней части средней юры вместо верхней границы перми. Району **6.1 УБ/Р**, граница которого также проведена неверно в той же средней части юры, в пределах листа R-50 должен, видимо, соответствовать Попигайско-Уджинско-Оленёкский район Тунгусского бассейна. Необходимо исправить положение этих подразделений в легенде Лаптево-Североморской серии.

7. Кроме того, вблизи северной границы площади известны многочисленные проявления фосфоритов в верхней части средней юры и в верхнеюрских отложениях буолкалахской свиты. Находки фосфоритов отмечались и на площади листа S-50, в том числе – не только в буолкалахской свите («базальные фосфоритоносные конгломераты», в которых «фосфоритовые конкреции составляют до 30 % общего объема породы»), но также и в келимярской свите средней юры («прослой фосфоритовых известняков с желваками фосфоритов») [41]. На этом основании мы сочли необходимым выделить Буолкалахскую фосфоритоносную прогнозируемую область (8.1), которая, несомненно, продолжается и на площади листа S-50 и которую следует там показать.

8. На западной границе листа R-50 в его средней и южной частях авторами выделена Анабарская ураноносная гипс-свинцово-цинковая рифейско-кембрийская прогнозируемая минерагеническая область, соответствующая по содержанию, границам и названию таковой, выделенной на площади сопредельного листа R-49 [40]. Ее границы проведены по соответствующим областям развития рифея, венда и нижних горизонтов разреза кембрия, включая

куонамскую свиту. Однако область ее распространения не соответствует показанной в легенде Анабарской серии, где она проведена значительно выше – видимо, по верхней части силигирской свиты. В легенде серии необходимо изменить положение этой границы, равно как и на листе Q-49, откуда она, видимо, и была взята для легенды.

9. В материалах листа R-49 не нашли отражения горючие сланцы в отложениях кембрия – ни в виде самостоятельной области, ни в сосуществовании с другими видами полезных ископаемых – но в то же время в гл. «Полезные ископаемые» есть подраздел, в котором упомянуты 17 проявлений сланцев. Таким образом, выделенный нами Анабарский горючесланцевый район не имеет соответствия в материалах листа R-49, где это следует выделить.

Среднеоленёкский прогнозируемый сланцевый район имеет продолжение на востоке, но его южная граница, которая должна оконтуривать поля развития куонамской свиты, на листе R-51 проведена неверно, что следует исправить.

10. Контур Мерчимденского алмазоносного узла не следует замыкать, его необходимо продолжить на листе R-51, где расположена основная часть Мерчимденского поля.

Несмотря на достаточно высокую степень изученности основных аспектов геологического строения рассматриваемой территории, некоторые вопросы ее геологического строения и минерации остались не до конца выясненными и требуют дальнейшего изучения. К числу таковых относятся следующие.

1. Уточнение возраста рифейских и вендских отложений на Уджинском поднятии. Стратиграфия рифея, принятая в Легенде [114], основана главным образом на изучении строматолитов и сопоставлениях с сопредельными территориями. Однако в настоящее время использование строматолитов для стратификации и корреляции разрезов докембрия существенно затруднено в связи с противоречиями, возникшими в таксономии многих их форм, и большее значение стали приобретать микрофоссилии. Датировки, полученные с их помощью по отобранным авторами пробам, однозначно свидетельствуют о позднерифейском возрасте хапчаньской и уджинской свит; что касается улахан-курунгской свиты, то эти определения дают еще более широкий диапазон, охватывающий весь рифей.

Этим данным в целом соответствуют результаты изотопного датирования образцов, отобранных авторами из магматических пород рифея. Так, возраст базальтов, полученный U-Pb методом (SHRIMP II) по цирконам, составляет $811,7-815,6 \pm 6,7$ млн лет. К нему близок возраст интрузивных силлов, коагматических базальтам – $801,6-826,3 \pm 7$ млн лет; эти даты отвечают позднему рифею.

Д. П. Гладкочубом с соавторами [26] Ar-Ag методом по плагиоклазу определен более древний возраст силла(?), прорывающего унгуохтахскую свиту: 1074 ± 11 млн лет. При этом в монографии Н. В. Мельникова [122] граница позднего и среднего рифея устанавливается на уровне 1100 млн лет.

Таким образом, все упомянутые выше результаты заставляют усомниться в правильности традиционной геохронологии докембрия Уджинского поднятия; весь вскрытый в его пределах разрез следует относить скорее всего к верхнему рифею.

Кроме того, в имеющихся материалах сейсмического профилирования (качество которых оставляет желать лучшего) сейсмоотражающие горизонты, соответствующие границам толщ различного состава в разрезах рифея, венда и нижней части кембрия, демонстрируют крайне противоречивые соотношения между ними, зачастую противоречащие существующим представлениям о строении приповерхностных уровней кембрия. Это может свидетельствовать о значительно более сложной структуре нижнекембрийских и докембрийских образований в пределах рассматриваемой площади.

2. Более полное биостратиграфическое обоснование и уточнение возраста мезозойских (триасовых) и кайнозойских отложений для выявления дополнительных критериев и поисковых признаков обнаружения россыпей алмазов в древних конгломератах, а также в целях совершенствования схем региональной и межрегиональной корреляции, детализации и унификации структурно-фациального районирования.

3. Уточнение вещественного состава, времени формирования и распространения ряда магматических комплексов. В первую очередь это относится к среднепалеозойскому комплексу щелочных–ультраосновных пород Уджинской провинции. Одной из таких проблем является уточнение строения, состава, морфологии и характера минерализации так называемой «минерализованной зоны»(?) Чимара, относительно которой существует крайне противоречивая информация, но вместе с тем есть сведения о весьма высоких содержаниях редкоземельных элементов в слагающих ее породах.

4. Проведение более детальных геофизических исследований в районе предварительно выявленного по этим материалам крупного массива в северной части Уджинского поднятия, видимо, аналогичного по составу остальным массивам этой провинции.

5. Завершение геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на площади листов R-50-V,VI, расположенных в зоне смены фаций раннетриасовых вулканитов терригенными морскими фациями, и издание ГК-200 на эту площадь. Одной из наиболее важных задач этой работы должно являться изучение возможного присутствия в этой зоне средне- и верхнетриасовых промежуточных коллекторов алмазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Айриянц Е. В., Жмодик С. М., Иванов О. П., Белянин Д. К., Агафонов Л. В. Минеральные включения в железо-платиновых твердых растворах из россыпей проявления бассейна р. Анабар (северо-восток Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2015. – Т. – 55. – № 8. – С. 1194–1210.
2. Александров А. В., Бредихин И. С., Игнатченко Н. А. и др. Угленосность и угленосные формации Якутии. – М., 1966. – 170 с.
3. Алексеев С. В. Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции. – Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2009. – 319 с.
4. Алроса. Алмазы Анабара: рекордный объем добычи за всю историю компании. 2018/[http://www.alrosa.ru/годовой отчет](http://www.alrosa.ru/годовой_отчет)
5. Асламов Ю. В. Комплект карт геофизической основы Геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000, листы R-49, 50 (Оленёк). – СПб.: ВИРГ-Рудгеофизика, 2001.
6. Арчegov В. Б. Доманикоидные формации Сибирской платформы – куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация // Записки Горного института. – Т. 194. – СПб., 2011. – С. 53–59.
7. Афанасьев В. П., Иванов И. Н., Коптиль В. И. и др. Типоморфизм алмазов из кимберлитовых жил и возможные коренные источники алмазоносных россыпей севера Западной Якутии // ДАН СССР. Сер. геол. – 1974. – Т. 214. – № 2.
8. Афанасьев В. П., Похиленко Н. П., Вавилов М. А. и др. Перспективы коренной алмазоносности правобережья реки Анабар (северо-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология. – 2009. – № 6. – С. 3–16.
9. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П. Поисковая минералогия алмаза. – Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2010.
10. Багдасаров Ю. А. Геохимические особенности карбонатитов и сопровождающих их силикатных пород щелочно-карбонатитового массива Томтор (Восточная Якутия) // Геохимия. – 1997. – № 9. – С. 62–68.
11. Балобаев В. Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. – Новосибирск: Наука, 1991. – 193 с.
12. Березнер О. С., Егоров А. Ю., Черенков В. Г. Генезис алмазов из триасовых коллекторов в низовьях р. Лена // Руды и металлы. – 2016. – № 4.
13. Большианов Д. Ю., Макаров А. С., Гусев Е. А. и др. Проблемы происхождения ледового комплекса пород и существования в прошлом «Земель Санникова» в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктиды. 2008, № 1 (78).
14. Борщева Н. А. К вопросу об унаследованности древних меловых долин современной гидросетью на северо-востоке Сибирской платформы // Уч. зап. НИИГА. Региональная геология. – 1967. – Вып. 10.
15. Борщева Н. А. Строение и история формирования древних долин Анабаро-Уджинского междуречья // Уч. записки НИИГА. Региональная геология. – 1969. – Вып. 16. – С. 105–108.

16. *Брахфогель Ф. Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. – Якутск, 1984. – 130 с.
17. *Брахфогель Ф. Ф., Зайцев А. И., Ненашев Т. И.* Изотопная датировка кимберлитов и родственных пород на северо-востоке Сибирской платформы // VI Int. Kimb. Conf., Extended Abstr. Russia, 1995.
18. *Вишневецкий А.Н.* Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита // Труды НИИГА. – 1978. – Т. 184. – 216 с.
19. *Владыкин Н. В., Торбеева Т. С.* Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианабарье) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 10. – С. 1038–1049.
20. *Владыкин Н. В., Котов А. Б., Борисенко А. С. и др.* Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U-Pb- и ⁴⁰Ar-³⁹Ar-исследований, 2014.
21. *Галабала Р.О., Данилов В. Г., Полуботко И. В. и др.* Пограничные триасово-юрские отложения восточной части Лено-Анабарского прогиба // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1989. – № 6. – С. 128–135.
22. Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы / Е. И. Бодунов. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1986. – 176 с.
23. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии / В. Т. Балобаев. – Новосибирск: Наука, 1991. – 193 с.
24. Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутская АССР. – М.: Недра, 1976. – 383 с.
25. *Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Мазукабзов А. М.* Гранитоиды Оленёкского поднятия (север Сибирского кратона): возраст, петрогенезис, геодинамическая позиция // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Материалы I МКГ. – Улан-Удэ, 2008. – С. 81–83.
26. *Гладкочуб Д. П., Станевич А. М., Травин А. В. и др.* Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микролитологии // Докл. РАН. – 2009. – Т. 425. – № 5. – С. 642–648.
27. *Гогина Н. И.* Находка алмаза в низовьях р. Лены // ДАН СССР, 1979. – Т. 239. – № 5. – С. 25–28.
28. Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутская АССР. – М.: Недра, 1976. – 383 с.
29. ГИС-атлас карт гидрогеологического содержания территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000. – М.: ВСЕГИНГЕО, 2008.
30. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации. Вып. 31. Платиноиды (ГУП «Сахагеоинформ»). – М., 2017.
31. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации. Вып. 76. Строительные камни. Т. 9. – М., 2018.
32. Государственный баланс запасов полезных ископаемых РФ. Выпуск 26. Редкоземельные металлы. – М., 2019.
33. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации. Выпуск 28. Рассеянные металлы. – М., 2019.
34. Государственный баланс запасов полезных ископаемых РФ. Выпуск 32. Алмазы. – М., 2019.
35. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации. Редкие металлы. Выпуск 29. Золото. Т. 8, ч. 1 (ГУП «Сахагеоинформ»). – М., 2019.
36. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-48-(50) – Оленёк. Объяснительная записка / Отв. ред. Ф. Г. Марков. – Л., 1984.
37. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(50)-52 – Тикси. Объяснительная записка / Отв. ред. А. А. Межвилк, Ф. Г. Марков. – Л., 1984.
38. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Виллойская. Лист R-51 – Джарджан. Объяснительная записка / Ред. А. П. Кропачев. – СПб., 2013.
39. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-52 – Тикси / М. В. Герцева, Т. П. Борисова, Е. Д. Чибисова и др. – СПб., 2016.

40. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-49 (Оленёк). Объяснительная записка / Отв. ред. В. Е. Руденко, Д. В. Назаров. – СПб., 2016.

41. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-50–Усть-Оленёк. Объяснительная записка / Ред. В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо. – СПб., 2010.

42. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленёкский залив, 52 – дельта р. Лены. Объяснительная записка / Ред. В. Ф. Проскурнин, С. И. Шкарубо. – СПб., 2014.

43. Геологическая карта Якутии масштаба 1 : 500 000. Нижне-Оленёкский блок. Лист R-51-А,Б / Б. Н. Полуниин. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002 (в издании).

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000.

44. Листы R-50-I,II. Серия Оленёкская. Объяснительная записка / Н. А. Борщева. – М., 1972.

45. Листы R-50-III,IV. Серия Оленёкская. Объяснительная записка / Г. И. Поршнева. – М., 1971.

46. Листы R-50-VII,VIII. Серия Анабарская. Объяснительная записка / И. Б. Рубенчик. – М., 1980.

47. Листы R-50-IX,X. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Э. Н. Эрлих. – М., 1965.

48. Листы R-50-XI,XII. Серия Анабарская. Объяснительная записка / В. В. Жуков. – М., 1968.

49. Листы R-50-XIII,XIV. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Н. А. Борщева. – М., 1977.

50. Листы R-50-XV,XVI. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Н. А. Борщева. – М., 1984.

51. Листы R-50-XVII,XVIII. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Н. А. Борщева. – М., 1968.

52. Листы R-50-XIX,XX. Серия Анабарская. Объяснительная записка / С. М. Табунов. – М., 1968.

53. Листы R-50-XXI,XXII. Серия Анабарская. Объяснительная записка / А. Е. Клейзер. – М., 1964.

54. Листы R-50-XXIII,XXIV. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Н. А. Борщева. – М., 1964.

55. Листы R-50-XXV,XXVI. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Б. Г. Лопатин. – М., 1962.

56. Листы R-50-XXVII,XXVIII. Серия Анабарская. Объяснительная записка / С. Ф. Духанин. – М., 1960.

57. Листы R-50-XXIX,XXX. Серия Анабарская. Объяснительная записка / В. В. Жуков. – М., 1962.

58. Листы R-50-XXXI,XXXII. Серия Анабарская. Объяснительная записка / К. С. Забурдин. – М., 1971.

59. Листы R-50-XXXIII,XXXIV. Серия Анабарская. Объяснительная записка / С. Ф. Духанин. – М., 1960.

60. Листы R-50-XXXV,XXXVI. Серия Анабарская. Объяснительная записка / М. А. Крутойский. – М., 1960.

61. Листы R-51-I-II. Серия Оленёкская. Объяснительная записка / И. В. Школа. – М., 1985.

62. Листы R-51-XIX,XX. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Л. М. Натопов. – М., 1968.

63. Листы R-51-XXI,XXII. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Л. М. Натопов. – М., 1970.

63а. *Горяшин В. А., Синицын В. В., Медведев В. Ф. и др.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Булгунняхтах (листы R-50-28-B, Г и R-50-29-B), масштаб 1 : 50 000 (Отчет Булгунняхтахской партии за 1968 г.) – Пос. Нюрба, 1969.

63б. *Горяшин В. А., Синицын В. В., Сметанин Р. Д. и др.* Геологическое строение бассейнов верхнего течения рек Юлегир, Чуостаах-Юрэх и Кумах-Юрэх (листы R-50-37-B, Г и R-50-33-B) масштаба 1 : 50 000 // Мат-лы к Государственной геологической карте. (Отчет Верхне-Юлегирской партии за 1969 г.) – Пос. Нюрба, 1970.

64. *Граханов С. А., Маланин Ю. А., Павлов В. И. и др.* Рэтические россыпи алмазов Сибири // Геология и геофизика, 2010. – Т. 51. – № 1. – С. 160–170.

65. *Гриненко О. В., Камалетдинов В. А., Иваненко Г. В. и др.* Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы // Отечественная геология. – 2005. – № 5.

66. *Гусев А. И.* Геология, угленосность и нефтеносность низовьев р. Оленёк. Т. 1. – Л.: Главсевморпуть, 1950. – 99 с.

67. *Гусев Н. И., Руденко В. Е., Сергеева Л. Ю. и др.* Архейские гранулиты Джелиндинской глыбы Анабарского щита (Сибирский кратон): геохимия, возраст, изотопные характеристики // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 66. – С. 30–44.

68. *Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М.* Стратиграфия триасовой системы северо-востока Азии. – М.: Наука, 1979. – 245 с.

69. *Дагис А. С., Дагис А. А., Казаков А. М., Курушин Н. И.* Стратиграфия триаса Буур-Оленёкского района (юг Лено-Анабарского прогиба) // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. – М.: Наука, 1982. – С. 74–81.

70. *Дагис А. С., Казаков А. М.* Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984. – 177 с.

71. *Девятков В. П., Князев В. Г., Сапьяник В. В.* Реперные горизонты в нижней и средней юре Сибири // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1988. – С. 53–60.

72. *Девяткин В. Н.* Тепловой поток криолитозоны Сибири: методика и результаты изучения. – Новосибирск: Наука, 1993. – 163 с.

73. *Демежко Д. Ю.* Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. – 144 с.

74. *Демюкидов К. К., Лазаренко Н. П.* Стратиграфия верхнего докембрия и кембрия и нижнекембрийские трилобиты северной части Средней Сибири и островов Советской Арктики. – М.: Недра, 1964. – 288 с.

75. Древние коры выветривания Якутии. – Якутск: СО АН СССР, 1975.

76. Древний карст и его россыпная минерагения / Отв. ред. Н. А. Шило. – М.: Наука, 1985. – 175 с.

77. *Дубровная Н. П.* Гидрогеологическая карта платформенной части ЯССР. – Якутск, 1991. – 126 с.

78. *Дучков А. Д., Балобаев В. Т., Лысак С. В.* Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика. – 1982. – № 1. – С. 42–51.

79. *Дэвис Г. Л., Соболев Н. В., Харьков А. Д.* Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // ДАН СССР. – 1980. – Т. 254. – № 1. – С. 175–179.

80. *Егоров Л. С.* Йолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Проект МПГК 314. – Л.: Недра, 1991. – 260 с.

81. *Жуков В. В., Горина И. Ф., Пинчук Л. Я.* Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленёкского междуречья // Труды НИИГА. Т. 156. – Л.: Недра, 1968. – 143 с.

82. *Журавлева З. А., Комар В. А.* К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива // ДАН СССР, 1962. – Т. 144. – № 1. – С. 197–200.

83. *Зайцев А. И., Энтин А. Р., Ненашев Н. И. и др.* Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. – 248 с.

84. *Зайцев А. И., Смельов А. П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. – Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2010. – С. 1–107.

85. Захаров В. А., Богомолов Ю. И., Ильина В. И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 5. – С. 99–128.
86. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов основных площадей геологоразведочных работ АК «АЛРОСА» в Западной Якутии: «Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения» Региональная научно-практическая конференция. Мирный, 2003. – С. 85–108.
87. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Об особенностях алмазов перспективных территорий Сибирской платформы // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых, минералогия: вестник Пермского университета. Вып. 2 (27), 2015.
88. Инструкция по составлению проектов и смет на геологоразведочные работы. Роскомнедра, 1993.
89. Илунин И. Л., Панкратов А. А., Черный Е. Д. К вопросу о границах термина «кимберлит» // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. – М.: Наука, 1970.
90. Ипатов Ю. И. Стратиграфия позднепротерозойских отложений Уджинского поднятия // СО АН СССР. Геология и геофизика. – 1976. – № 3. – С. 75–81.
91. Кабаньков В. Я. К вопросу о возрасте древних толщ северо-востока Сибирской платформы // Сборник статей по геологии Арктики. Т. 89. – М.: Госгеолтехиздат, 1956. – С. 38–41.
92. Кабаньков В. Я. Новые данные по стратиграфии ниже- и среднекембрийских отложений Оленёкского поднятия (бассейн нижнего течения р. Оленёк) // Сборник статей по геологии Арктики. Т. 65. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – С. 4–15.
93. Кабаньков В. Я. Горючие сланцы северо-востока Сибири (Оленёкский сланцевый бассейн) // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. II. Горючие сланцы СССР. – М.: Недра, 1968. – С. 545–565.
94. Ковальский В. В., Никишов К. Н., Зольников Г. В. К вопросу о проблеме связи алмазности кимберлитов с их вещественным составом // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. – М., 1970. – С. 48–63.
95. Ковальский В. В., Никишов К. Н., Егоров О. С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. – М.: Наука, 1969. – 288 с.
96. Когарко Л. Н., Сенин В. Г. Первая находка золота в коренных породах Гулинского массива (Полярная Сибирь) // Докл. РАН, 2011. – Т. 441. – № 1. – С. 81–82.
97. Козлов Г. Г. Геолого-экономическое обоснование перспектив развития минерально-сырьевой базы северных районов Восточной Якутии. – Якутск, 1980.
98. Коноплев А. Д., Толстов А. В., Васильев А. Т. и др. Особенности локализации редкометалльного оруденения на месторождении Томтор // Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. – М.: Наука, 1995. – С. 3–253.
99. Константинов К. М., Томшин М. Д., Гладкочуб Д. П. и др. Палеомагнитные и петрохимические исследования раннемезозойских базитов бассейна р. Уджа // Литосфера. – 2012. – № 3. – С. 80–98.
100. Коптиль В. И., Биленко Ю. П. Типоморфизм алмазов из россыпей северо-восточной части Сибирской платформы по данным их комплексного исследования // Методы комплексного изучения алмазосодержащего сырья. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 175. – М., 1983. С. 282–283.
101. Корень Т. Н., Котляр Г. В. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 268 с.
102. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 204 с.
103. Костровицкий С. И., Чернышева Е. А. Отчет по выполнению х/договора «Изучение вещественного состава кимберлитов и родственных пород, выполняющих трубочные тела объекта Анабарский». – Иркутск, 1999.

104. *Кравченко С. М., Беляков А. Ю., Покровский Б. Г.* Геохимия и генезис массива Томтор (север Сибирской платформы) // Геохимия. – 1992. – № 8. – С. 1094–1111.
105. *Краковский Ю. С.* Проявления пирометаморфических процессов в эндоконтактных зонах трапповых интрузий. Тр. НИИГА. Т. 151, 1967.
106. *Кузьмин М. И., Ярмолюк В. В.* Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – С. 153–184.
107. *Купцова А. В., Худoley А. К., Дэвис В., Рейнбирд Р. Х., Молчанов А. В.* Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из верхнепротерозойских отложений восточного склона Анабарского поднятия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2015. – Т. 23. – № 3. – С. 13–29.
108. *Куренной В. В., Пугач С. Л. и др.* Отчет о результатах работ по объекту: «Гидрогеологическое районирование территории Российской Федерации и подготовка схем гидрогеологической стратификации.» – М.: ОАО «Центргеология», 2004. – 210 с.
109. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др.* Каледонский комплекс ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Карелии. – М.: Недра, 1965. – 550 с.
110. *Лазарева Е. В., Жмодик С. М., Добрецов Н. Л. и др.* Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождений Томтор // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 6. – С. 1080–1115.
111. *Лапин А. В.* О геологических примерах проявления ограниченной смесимости в рудно-силикатно-карбонатных расплавах // ДАН СССР. – 1976. – Т. 231. – № 3. – С. 694–697.
112. *Лапин А. В., Плошко В. В.* Формационно-морфологические типы и геолого-тектонические режимы формирования карбонатитов // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1988. № 1. – С. 66–73.
113. *Левин В. И., Пермьяков Э. Д.* Проявление золотоносности в отложениях мукунской свиты междуручья Мал. Куонамка–Бирингидэ (Анабарский щит) // Геология и геофизика. – 1972. – № 5. – С. 49.
114. Легенда Анабаро-Виллюйской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка / Гл. ред. М. С. Машак. Сост.: М. С. Машак, А. П. Кропачев, Г. Г. Сотникова, Л. И. Сметанникова, В. И. Чеканов, Е. В. Оленникова. – СПб., 2009. – 60 с.
115. Легенда Уджинской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка / Гл. ред. Е. В. Туганова. Сост. В. Н. Бобров, В. А. Камалетдинов, Г. Х. Ян, Г. Г. Ляпина, М. А. Бардеева, Н. И. Клейкова. – М., 2002. – 183 с.
116. Легенда Анабарской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Объяснительная записка / Гл. ред. Е. П. Миронюк. Сост. М. С. Машак, Г. Г. Сотникова, Е. Б. Хотина, И. Я. Гогин, В. Н. Романова, Г. Н. Кузнецова. – СПб., 2002. – 325 с.
117. Легенда Суханской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Объяснительная записка / Сост. В. С. Андреев, Г. В. Иваненко, В. Г. Кириченко, А. Н. Панфилов, Л. Н. Федосеева. – М., 2002. – 131 с.
118. *Лохов К. И., Лукьянова Л. И., Шокальский С. П. и др.* U-Pb и Lu-Hf изотопные системы в цирконах из коренных и россыпных месторождений алмазов: возраст и геохимическая специфика источников // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. – М.: ИГЕМ РАН, 2010. – С. 360–361.
119. *Лурье М. Л., Масайтис В. Л.* Верхнепалеозойские–нижнемезозойские долериты и базальты трапповой формации // Геология Сибирской платформы. – М.: Недра, 1966.
120. *Мальшев С. В., Худoley А. К., Дюфрейн С. Э. и др.* Новые данные о возрасте обломочных цирконов из терригенных толщ севера Сибирской платформы (Уджинское поднятие и северный склон Анабарского щита) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15, 2017. – С. 179–180.

121. *Маршинцев В. К.* Эксплозивные карбонатитовые брекчии восточного склона Анабарской антеклизы. – М.: Наука, 1970. – С. 129–183.
122. *Мельников Н. В., Якишин М. С., Шишкин Б. Б. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск: Гео, 2005. – 428 с.
123. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. – 196 с.
124. Методические рекомендации по составу и структуре сопровождающих и первичных баз данных ГК-200/2 и ГК-1000/3. – СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, 2015.
125. Методические рекомендации по учету, хранению и передаче фондовой информации на машинных носителях. – М., 1997.
126. *Милановский С. Ю., Кабан М. К., Розен О. М. и др.* Геофизические особенности строения коры Анабарского щита // Вестник Краунц. Науки о Земле, 2017. – № 4. – Вып. 36.
127. *Милашев В. А.* Кимберлитовые породы Анабаро-Оленёцкого района и некоторые вопросы их генезиса. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. – 114 с.
128. *Милашев В. А., Табунов С. М., Томановская Ю. И.* Кимберлитовые поля северо-восточной части Сибирской платформы // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Труды НИИГА. – Л., 1971. – С. 5–42.
129. *Милашев В. А.* Районирование кимберлитовых провинций и прогнозы их алмазности // Основы научного прогноза рудных и нерудных полезных ископаемых. – Л., 1971. – С. 64–82.
130. *Милашев В. А., Табунов С. М.* Кимберлитовые провинции мира // Сов. геология, 1973. – № 1. – С. 48–65.
131. *Милашев В. А.* Кимберлитовые провинции. – Л.: Недра, 1974. – С. 218–236.
132. *Милашев В. А.* Структура кимберлитовых полей. – Л.: Недра, 1979. – 183 с.
133. *Округин А. В., Зайцев А. И., Иванов П. О.* Проявления высокотитанистых щелочных пикритовых базитов в бассейне р. Анабар (север Сибирской платформы) // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. Материалы Всероссийской научной конференции. – Т. 1. Якутск: ИПК СВФУ, 2011. – С. 92–97.
134. *Округин А. В., Зайцев А. И., Борисенко А. С. и др.* Золото-платиноносные россыпи бассейна р. Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами // Отечественная геология. – 2012. – № 5. – С. 11–21.
135. *Округин А. В., Якубович О. В., Гедз А. М.* ¹⁹⁰Pt-⁴He возраст платиновых минералов из россыпи р. Анабар (северо-восток Сибирской платформы) // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. 2–5 июня 2015 г., Санкт-Петербург, ИГГД РАН. – СПб.: Springer, 2015. – С. 202–204.
136. *Округин А. В.* Высокотитановые щелочные ультрабазит-базитовые породы бассейна р. Анабар как продолжение Маймеча-Котуйской провинции // Крупные изверженные провинции, мангитные пломы и металлогения в истории Земли. Материалы научной международной конференции. Иркутск–Листвянка, 1 сентября 2015 г. – Иркутск: ИГХ СО РАН, 2015. – С. 73–75.
137. *Олейников Б. В., Саввинов В. Т.* Петрология и геохимия фанерозойских базитов Оленёцкого и Билиро-Уджинского поднятия // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленёцкого поднятия. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. – С. 120–143.
138. *Олейников Б. В., Мацак М. С., Колодезников И. М. и др.* Петрология и геохимия позднедокембрийских интрузивных базитов Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1983. – 206 с.
139. Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия: (сборник статей) / Под ред. Б. В. Ткаченко. – Л.: НИИГА, 1970. – 146 с.
140. *Орлов Ю. Л.* Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1984. – 264 с.

140а. *Осташкин И. М., Егорова М. Н., Осташкина В. И.* Отчет по космофотогеологическому картированию масштаба 1 : 500 000 в пределах алмазоносных районов центральной части ЯАССР (на части листов: R-50, 51, 52; Q-49, 50, 51; P-49, 50 за 1978–1980 гг.), 1981.

141. Паспорт № 86. Массив А месторождения Томтор, участок Буранный (инв. № 1499 ГУП «Сахагеоинформ»).

142. *Подчасов В. М., Евсеев М. Н., Богатых И. Я. и др.* Россыпи алмазов мира. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2005. – 747 с.

143. Постановления МСК. Вып. 43., 2014.

144. Постановления МСК. Вып. 44., 2016.

145. *Прокончук Б. И., Левин В. И., Метелкина М. П. и др.* Древний карст и его россыпная минерагения. – М.: Наука, 1985. – 175 с.

146. Протокол № 513 заседания Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых от 23 апреля 1999 года. Участок Буранный редкометалльного месторождения Томтор. (№ 19329 ГУП «Сахагеоинформ»).

147. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, 1979 г. Ч. II. Средний и верхний палеозой. – Новосибирск, 1982. – 128 с.

148. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. III. Четвертичная система: Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. – Л., 1983. – 84 с.

149. *Розен О. М.* Метаморфические следствия тектонических движений на уровне нижней коры: протерозойские коллизионные зоны и террейны Анабарского щита // Геотектоника. – 1995. – Т. 29. – № 2. – С. 3–14.

150. *Розен О. М., Журавлев Д. З., Суханов М. К. и др.* Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 2. – С. 163–180.

151. *Розен О. М., Аббясов А. А., Аксаментова Н. В. и др.* Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений // Тр. ГИН РАН. Вып. 569. – М.: Научный мир, 2006. – 400 с.

152. *Розен О. М., Левский Л. К., Журавлев Д. З. и др.* Анабарская коллизионная система: ~ 600 млн лет эволюции в составе суперконтинента Колумбия // Фундаментальные проблемы геотектоники. – Т. 2. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 151–155.

153. *Рудашевский Н. С., Кнауф В. В., Краснова Н. И. и др.* Платинометалльная и золото-серебряная минерализация в рудах и карбонатах щелочно-ультраосновного комплекса (Ковдорский массив, Россия) // Записки ВМО. – 1995. Вып. 5. – С. 1–15.

154. *Рыбаков Б. И.* Синийские отложения Уджинского поднятия // Тр. НИИГА. – 1961. – Т. 125. Вып. 17.

155. *Садовников Г. Н.* Возраст сибирских вулканитов по их соотношению с типом границы перми и триаса для неморских отложений // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2014. – № 2. – С. 75–78.

156. *Садовников Г. Н.* Экозона *Quadrocladus pachyphyllum Echinolimna dia mattoxi* в пермо-триасовых вулканитах Средней Сибири // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2014. – № 3. – С. 5–11.

157. *Садовников Г. Н.* Переход от перми к триасу в сибирской области траппового вулканизма // Палеоботанический временник. Приложение к журналу «*Lethaea rossica*». Вып. 2. – М.: ГЕОС, 2015. – С. 241–246.

158. *Садовников Г. Н.* Трапповый вулканизм Сибири и пермо-триасовое вымирание. Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2016. – № 2. – С. 8–14.

159. *Сазонов А. М., Романовский А. Э., Гринев О. М. и др.* Благороднометалльная минерализация Гулинской интрузии // Геология и геофизика. – 1994. – № 9. – С. 51–65.

160. *Самойлов В. С.* Карбонатиты. – М.: Наука, 1977. – 291 с.

161. Сборник «Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2016 г.» Вып. 1. – М., 2017. – С. 157.
162. Сборник «Прогнозные ресурсы твердых и твердых горючих полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2017 г. Вып. 1. Черные, цветные, редкие металлы и уран». – М., 2018.
163. Сборник «Прогнозные ресурсы твердых и твердых горючих полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2017 г. Вып. 2. Благородные металлы и алмазы». – М., 2018.
164. Сборник «Прогнозные ресурсы твердых и твердых горючих полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 г. Вып. 1. Черные, цветные, редкие металлы и уран». – М., 2019.
165. Сборник «Прогнозные ресурсы твердых и твердых горючих полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 г. Вып. 2. Благородные металлы и алмазы». – М., 2019.
166. Сборник сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых Российской Федерации на 1.01.2018 г. Песчано-гравийные материалы. Т. 9. – М., 2018.
167. *Соболев Н. В., Соболев А. В., Томиленко А. А. и др.* Уникальные особенности состава вкрапленников оливина посттрапповой алмазоносной кимберлитовой трубки Малокуонапская, Якутия // Докл. РАН. – 2015. – Т. 463. – № 5. – С. 587–591.
168. *Табунов С. М., Лопатин Б. Г.* Кимберлиты района р. Лучакан // Тр. НИИГА. – 1961. – № 125. – Вып. 17. – С. 135–159.
169. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М.: «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.
170. *Толстов А. В., Коноплев А. Д., Кузьмин В. И.* Особенности формирования уникального редкометалльного месторождения Томтор и оценка перспектив его освоения // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 6. – С. 20–26.
- 170а. *Толстов А. В., Черенков В. Г., Баранов Л. Н.* Генезис и возраст рудной толщи томторского месторождения ниобия и редких земель (северо-восток Сибирской платформы) // Руды и металлы. – 2020. – № 4. – С. 31–44.
171. *Томишин М. Д., Округин А. В., Саввинов В. Т., Шахотько Л. И.* Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 9. – С. 1475–1483.
172. *Томишин М. Д., Елизаров К. В., Иванов П. О.* Уджинский палеовулкан (северо-восток Сибирской платформы) // Наука и образование. – 2011. – № 2. – С. 17–21.
173. *Трущелев А. М., Гриненко В. С.* Триас северо-востока Анабарской синеклизы (Сибирская платформа) // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – 2011. – № 1 (10). – С. 51–62.
174. *Уилли П. Дж.* Проблема образования карбонатитов в свете экстремальных данных. Возникновение и дифференциация карбонатитовой магмы // Карбонатиты. – М.: Мир, 1969. – С. 265–300.
175. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка / Под ред. В. С. Волковой, Б. А. Борисова, В. А. Камалетдинова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 90 с.
176. *Фролов А. А.* К проблеме вертикальной зональности оруденения (на примере формации ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1970. – № 9. – С. 52–61.
177. *Фролов А. А., Толстов А. В., Белов С. В.* Карбонатитовые месторождения России. – М.: НИИ-Природа, 2003. – 494 с.
178. *Фролов А. А., Латин А. В., Толстов А. В. и др.* Карбонатиты и кимберлиты. – М.: НИИ-Природа, 2005. – 539 с.
179. *Цветков Л. Д., Цветкова Н. Л.* Сланцевая нефть России // Вести газовой науки. – 2013. – № 5 (16). – С. 219–230.

180. Черенкова А. Ф., Черенков В. Г. Кимберлиты Харамайского поля и глубинные ксенолиты в них. – М.: Геоинформмарк, 2007. – 236 с.
181. Шабанов Ю. Я. (ред.). Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири: Кембрий Сибирской платформы. Т. 1. Стратиграфия. – Новосибирск: ИНИГ СО РАН, 2016. – 497 с.
182. Шамшина Э. А., Шпунт Б. Р. Докембрийские коры выветривания северо-восточной части Сибирской платформы // Докембрийские коры выветривания. – М.: ВИМС, 1975. – С. 161–168.
183. Шаповалова И. Г., Шпунт Б. Р., Шамшина Э. А. и др. Выделение новой свиты в рифее Уджинского авлакогена // Геология и полезные ископаемые Якутии: Бюлл. науч.-техн. информ. – Якутск, 1974. – С. 8–9.
184. Шахотко Л. И. Петрография многократных и сопряженных стратиформных интрузий бассейна Нижней Тунгуски // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1970. – № 10.
- 184а. Шахотко Л. И., Андреева С. М., Гусева Т. Е. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 1 000 000 в пределах листов R-48; R-49; R-58-A,B; Q-48; Q-49-A,B,B; Q-50-A; P-48-A,B; P-49-A партии № 8 за 1977–1982 гг., 1982.
185. Шейманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация // Геология месторождений редких элементов. Вып. 12–13. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – С. 15–54.
186. Шмариович Е. М., Максимова М. Ф., Бровин К. Г. и др. Поведение иттрия и лантаноидов в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе // Литология и полезные ископаемые. – 1989. – № 4. – С. 39–53.
187. Шпунт Б. Р. Генетические проявления золота в северо-восточной части Сибирской платформы // Учен. зап. НИИГА. Регион. геол. – 1970. – Вып. 18. – С. 5–10.
188. Шпунт Б. Р., Шаповалова И. Г., Шамшина Э. А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1982. – 226 с.
189. Энтин А. Р., Зайцев А. И., Ненашев Н. И. и др. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Геология и геофизика, 1990. № 12. С. 42–51.
190. Эрлих Э. Н., Чайка Л. А., Шабашев В. Н. Богатые апатитовые руды массива Томтор // Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. Вып. 6. – М.: ГИГХС, 1981. – С. 41–47.
191. Ягнышев Б. С., Ягнышева Т. А., Зинчук М. Н. и др. Экология Западной Якутии (геохимия геозкосистем: состояние и проблемы). – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005. – 432 с.
192. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Сальникова Е. Б. и др. // Докл. РАН, 2005. – Т. 404. – № 3. – С. 400–406.
193. Gladkochub D. P., Pisarevsky S. A., Donskaya T. V. and oth. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // Episodes. – 2006. – V. 29 (3). – P. 169–174.
194. Griffin W. L., Natapov L. M., O'Reilly S. Y., van Achtebergh E., Cherenkova A. F., Cherenkov V. G. The Kharamai Kimberlite field, Siberia: Modification of the lithospheric mantle by the Siberian trap event // Lithos. – 2005. – V. 81. – P. 167–187.
195. Jing Sun, Chuan-Zhou Liu, Sebastian Tappe and oth. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth and Planetary Science Letters 404, 2014. – P. 283–295.
196. Kamo S. L., Czamanske G. K., Amelin Yu. and oth. U-Pb zircon and baddeleyite and U-Th-Pb perovskite ages for Siberian flood volcanism, Maymecha-Kotuy area Siberia // in Abstracts of Goldschmidt Conference. – 2000. J Conf. Abstr. (Oxford, 2000). – Vol. 5 (2). – 569 p.
197. Kiselev A. I., Ernst R. E., Yarmolyuk V. V., Egorov K. N. // J. Asian Earth Sci. – 2012. V. 45. – № 2. – P. 1–16.
198. Le Bas M. J. Carbonatite-nephelinite volcanism. An African case history // A Willy-Intercience Publication, 1977. – 330 p.

199. *Malyshev S.V., Pasenko A.M., Ivanov A.V. et al.* Geodynamic significance of the Mesoproterozoic magmatism of the Udzha Paleo-Rift (Northern Siberian Craton) based on U-Pb geochronology and paleomagnetic data // *Minerals*. – 2018. – V. 8, 555. – 14 p.

200. *Sobolev N. V., Jefimova E. S., Koptil V. I.* Crystalline Inclusions Diamonds in the Northeast of the Yakutian Diamondiferous Province // 17-th Intern. Kimberlite Conf. Cape Town, 1998. – P. 832–834.

201. *Fedorenko V., Czamanske G., Zen'ko T. and oth.* Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline ultramafic flood-volcanic rocks / *Intern. Geol. Rev.* – 2000. – Vol. 42, no. 9. – P. 769–804.

202. *Watson E., Harrison T.* Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // *Science*. – 2005. – Vol. 308. – P. 841–844.

Фондовая

203. *Андреев В. С., Иваненко Г. В., Кириченко В. Г. и др.* Составление Легенды Суханской серии Госгеолкарты-200. Информационный отчет (объект 106). М., 2002. Росгеолфонд.

204. *Аргунов Л. П.* Составление карты масштаба 1 : 500 000 геологической интерпретации материалов аэро- и космических съемок на Якутскую алмазоносную провинцию с целью поисков кимберлитовых тел (восточная и северная части). М., 1979. Росгеолфонд.

205. *Афанасьев А. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Оленёк. Отчет Чомурдахской партии о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 и общих поисков на алмазы на площади листов R-50-126, 127, 138, 139 за 1985–1989 гг. (Чомурдахский объект) и поисковых работ в бассейнах рек Укукит, Сопка и Чомурдах за 1985–1989 гг. (Сопкинский объект). ЯАССР. М., 1989. Росгеолфонд.

206. *Бабаян Г. Д., Подваркова И. В., Уаров В. Ф.* Отчет о региональных исследованиях ТСЗ в восточной части Сибирской платформы по маршрутам Шологонцы–Джарджан и река Мун–пос. Урунг-Хая (партия 21/72). Якутск, 1973. Росгеолфонд.

207. *Балакишин Г. Д., Газелериди Е. И.* Отчет о геофизических работах, проведенных в бассейне рек Большой и Малой Куонапки, Эбэлээха и Уджи. (Арбайбытская партия за 1966 г.). Пос. Нюрба, 1966. Росгеолфонд.

208. *Белик Ю. П., Матюшина Л. М., Ломакин Ю. А.* Отчет о результатах работ на алмазы в бассейне реки Эбэлээх Эбэлээхского отряда Майатской партии в 1965 г. Пос. Нюрба, 1966. Росгеолфонд.

209. *Белик Ю. П., Кручек А. И., Терехов Г. И.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на алмазы в бассейне среднего течения р. Уджа и верховьев р. Чымара в 1967 г. Пос. Нюрба, 1968. Росгеолфонд.

210. *Белик Ю. П., Карев Ю. Ф.* Отчет о геолого-геофизических поисковых работах на алмазы Муно-Тюнгской партии, проведенных в бассейнах верхнего течения р. Муны и р. Тюнг в 1972 г. Пос. Нюрба, 1973. Росгеолфонд.

211. *Белик Ю. П.* Отчет по оценке перспектив коренной алмазоносности западной и северной части Якутской алмазоносной провинции по содержанию пиропов с кнорринитовым компонентом. Пос. Нюрба, 1977. Росгеолфонд.

212. *Белик Ю. П., Широценский В. Г., Поляков В. Б.* Отчет о ревизионных работах по оценке перспектив алмазоносности слабоизученных площадей северной части Якутской алмазоносной провинции за 1981–1985 гг. (Ревизионный объект). Пос. Нюрба, 1985. Росгеолфонд.

213. *Белик Ю. П., Широценский В. Г., Черкас В. П.* Поиски коренных и россыпных месторождений алмазов в бассейнах средних течений рек Оленёк и Тюнг. Отчет Оленёкской партии Амакинской экспедиции о результатах поисковых работ, проведенных в 1985–1987 гг. по Оленёкскому объекту. Пос. Нюрба, 1988. Росгеолфонд.

214. *Битерман И. М., Гогина Н. И., Баранов Ю. М.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на площади листов R-52-XIX, XX за 1973–1976 гг. Якутская АССР. М., 1977. Росгеолфонд.

215. *Борщева Н. А., Крымов А. А., Крупнов М. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа R-50-V,VI (бассейн верхнего течения р. Ары-Онгорбут). Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 партии № 2 Беректинской экспедиции НИИГА за 1962 г. Л., 1963. Росгеолфонд.

216. *Борщева Н. А., Грушевский И. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья нижнего течения р. Удья. (Отчет отряда № 1 Биректинской партии за 1963 г.). Материалы к Госгеолкарте СССР масштаба 1 : 200 000. R-50-1,2. Л., 1964. Росгеолфонд.

217. *Борщева Н. А., Грищенко А. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Кюрююктююр и междуречья Удья-Чюемпэ-Юрэгэ. (Отчет отряда № 5 Анабарской партии за 1964 г. масштаба 1 : 200 000), листы R-50-I, II. Л., 1965. Росгеолфонд.

218. *Борщева Н. А., Соловьев И. А., Колобов Д. Д.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Токур–Удья, Чоппо–Дьэлиндэ и Бирэктэ. (Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 отряда № 1 Анабарской партии НИИГА за 1966 г.) Листы R-50-XV, XVI. Л., 1967. Росгеолфонд.

219. *Борщева Н. А., Соловьев И. А., Колобов Д. Д. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чоппо–Дьэлиндэ, Усумуун и Бирэктэ. (Отчет отряда № 1 Анабарской партии 38 за 1967 г., масштаб 1 : 200 000. Листы R-50-XIII, XIV). Л., 1968. Росгеолфонд.

220. *Борщева Н. А., Соловьев И. А., Ерошин Н. Т.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Дьэлиндэ. Центральная часть листа R-50-XIII, XIV. (Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 отряда № 1 Анабарской партии за 1968 г.). Л., 1969. Росгеолфонд.

221. *Борщева Н. А., Соловьев И. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов нижнего течения рр. Маспаакы, Дьэлиндэ и Юлэгир-Юрэх, (юго-западная часть листа R-50-XIII, XIV) масштаба 1 : 200 000. (Отчет Ангарской партии отряда № 3 за 1969 г.). Л., 1970. Росгеолфонд.

222. *Брахфогель Ф. Ф., Заикин В. В., Козлов И. Т.* Отчет (промежуточный) по результатам поисково-разведочных и поисково-съемочных работ в бассейне среднего течения р. Оленёк партии № 244 в 1958 г. Пос. Нюрба, 1959. Росгеолфонд.

223. *Брахфогель Ф. Ф.* Геологическое строение и алмазонасность бассейна среднего течения р. Оленёк. (Сводный отчет по поисково-разведочным работам 1956–1959 гг.). Пос. Нюрба, 1960, Росгеолфонд.

224. *Бухмиллер И. А.* Геологическое строение бассейна реки Кумах-Юрах и верхнего течения реки Эбелях (Листы R-50-37-А,Б; R-50-26-38-А,Б и R-50-39-А,Б). Пос. Нюрба, 1968. Росгеолфонд.

225. *Бухмиллер И. А., Рябоконе М. М., Подчасов В. М. и др.* Геологическое строение бассейна р. Хадьга (листы R-50-40-А,Б; R-50-41-А масштаба 1 : 50 000. (Отчет Ладыгинской партии за 1968 г.). Пос. Нюрба, 1969. Росгеолфонд.

226. *Вербицкий И. В., Саранцева Д. И., Вербицкая Н. В. и др.* Создание и подготовка к изданию комплектов Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000; создание комплектов геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 по группе листов территории Российской Федерации. Государственное задание Роснедра от 07.06.2016 № 049-00031-16-00. СПб., 2016. Росгеолфонд.

227. *Вишневский А. Н. и др.* Геологическое строение и алмазонасность правобережья р. Анабар в пределах 70°00'–72°40' с. ш. и верховьев рр. Буур и Бэйэнчимэ (Отчет о работах партий № 12, 13, 16 и 17 Анабарской экспедиции в 1959 г.). Л., 1960. Росгеолфонд.

228. *Вишневский А. Н., Каменев Е. Н.* Геологическое строение юго-восточной части Анабарского щита и результаты поисковых работ. (Отчет о геолого-поисковых работах партии № 15 Саскылахской экспедиции в 1960 г. (Оленёкский район). Л., 1961. Росгеолфонд.

229. *Галабала Р. О., Сергиенко В. М., Варваров А. Н. и др.* Отчет партии № 14 (объект 402) об аэрофотогеологическом картировании масштаба 1 : 50 000 на площади листов S-51-139-144; S-52-133, 134-А, В; R-51-7-12; R-52-1, 2-А, В, проведенном в 1984–1987 гг. М., 1988. Росгеолфонд.

230. *Галабала Р. О.* Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 500 000 за 1985–1989 гг. на площади листов S-50-B,Г; S-51-B,Г; S-52-B,Г; R-50-A,Б (часть); R-51-A,Б (часть). М., 1989. Росгеолфонд.

231. *Галабала Р. О. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Лены и Оленёк. Отчет партии № 14 (объект 429) об аэрофотогеологическом картировании масштаба 1 : 50 000 на площади листов R-51-19-24, 36, 48; R-52-13, 14, 25, 26, 37, 39, проведенном в 1988–1992 гг. М., 1992. Росгеолфонд.

232. *Галкин И. А., Петров О. Н., Ломакин Ю. А. и др.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на алмазы в бассейнах рек Масапы, Монгус, Хадыга, Булгунняхтах за 1966 г. Пос. Нюрба, 1967. Росгеолфонд.

233. *Горяшин В. А., Ушатов И. Е., Рычков А. И.* Геологическое строение бассейнов верхнего течения рек Майат, Чыча-Чымаара и Мугурдаах. (Отчет Майатской партии за 1956 г.) масштаба 1 : 50 000, листы R-50-15-B, 26-B; -27-A. Пос. Нюрба, 1966. Росгеолфонд.

234. *Горяшин В. А., Сметанин Р. Д., Медведев В. Ф. и др.* Геологическое строение бассейнов верхнего течения рек Эбелях, Билях, Булгунняхтах и Майат. Листы R-50-25-B,Г; R-50-26-B,Г; R-50-27-B,Г. (Сводный отчет о работе Майатской и Балаганнахской партий за 1966–1967 гг.). Пос. Нюрба, 1968. Росгеолфонд.

235. *Граханов С. А., Романчикова В. Ф., Коптиль В. И.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на алмазоносных россыпях в бассейне р. Эбелях. Пос. Нюрба, 1981. Росгеолфонд.

236. *Граханов С. А., Подчасов В. М. и др.* Подсчет запасов алмазов по россыпям р. Эбелях и руч. Гусиный и Браас-Юрэх по состоянию на 1.09.1985 г. Пос. Нюрба, 1985. Росгеолфонд.

237. *Граханов С. А., Павлов В. И., Зарукин А. О. и др.* Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ на коренные месторождения алмазов в пределах Оленёкского поднятия (Республика Саха (Якутия) в 2007–2010 гг. Якутск, 2010. Росгеолфонд.

238. *Граханов С. А., Сулейманов А. М., Павлов В. И. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпные месторождения алмазов в бассейне р. Большая Куонамка (Республика Саха (Якутия) в 2008–2011 гг. Якутск, 2011. Росгеолфонд.

239. *Грибун Ю. И., Плакин Ф. П., Наконечный Е. М. и др.* Отчет о результатах детальных поисков коренных и россыпных месторождений алмазов в бассейнах рек Эбелях и Билях. Пос. Нюрба, 1977. ГФ Амакинской экспедиции.

240. *Гроздилов А. Л., Иванова А. М., Клейзер А. Е.* Осадочные и осадочно-вулканогенные формации северной части Сибирской платформы. (Раздел II, тема № 363: «Генезис и закономерности размещения эндогенных полезных ископаемых сев. части Сибирской платформы с картой полезных ископаемых масштаба 1 : 1 500 000»). Л., 1966. Росгеолфонд.

241. *Дражин В. М., Иванов П. О., Мазур А. Б. и др.* Отчет о результатах разведки россыпи алмазов участка Кула в верхней части одноименной долины с оперативным подсчетом запасов по состоянию на 1.11.2007 г. Якутск, 2007. Росгеолфонд.

242. *Дорганов Г. Ф., Бакалов Б. Н.* Отчет о поисково-съёмочных работах на алмазы партии 246 в бассейнах средних течений рек Оленёка и Лены за 1957 г. Пос. Нюрба, 1958. Росгеолфонд.

243. *Дорганов Г. Ф.* Отчет о поисково-съёмочных работах на алмазы партии 246 в бассейнах средних течений рек Анабара, Оленёка и Лены за 1958 г. Пос. Нюрба, 1959. Росгеолфонд.

244. *Дукардт Ю. А.* Изучение тектоники и сейсмостратиграфии венд-кембрийских отложений смежных территорий Анабарской и Сюгджерской потенциально нефтегазоносных областей. Отчет партии № 43/91-92. М., 1992. Росгеолфонд.

245. *Евдокимов А. Н.* Состав и условия образования мезозойских и кайнозойских отложений палеодепрессий в Анабаро-Уджинском районе. Якутск, 1983. Росгеолфонд.

246. *Егоров А. Ю. и др.* Опыт-методические работы по использованию дистанционных методов и палеогеографических реконструкций для прогнозирования древних россыпей (применительно к северным районам Якутской АССР и Краснодарского края) и

внедрения результатов в Амакинской экспедиции ПГО «Якутскгеология». – М., 1988. Росгеолфонд.

247. *Ефимов А. О., Белик Ю. П., Свиридов И. Ф. и др.* Алмазоносность бассейнов среднего и верхнего течений рр. Северной и Кюннюктээх, а также бассейнов правых притоков р. Оленёк: рр. Улахан-Холомсух, Хантасыннаах, Курунг-Юрэх, Артык-Юрэх, Хайыргастаах, Улахан-Харамачыын. (Отчет Муйской партии за 1971 г.). Пос. Нюрба, 1972, Росгеолфонд.

248. *Жерновский В. П.* Обобщение и анализ результатов геологоразведочных работ на нефть и газ на территории Республики Саха (Якутия) с целью обоснования первоочередных объектов для поисков нефти и газа в новых слабоизученных районах. – М., 2009. Росгеолфонд.

249. *Жуков В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов R-50-XI, XII. (Бассейны среднего и верхнего течения рек Бейэнчимэ, Куойка и верховьев р. Буур). (Отчет о геологосъемочных работах партий № 1,2,3 и поисково-опробовательских работах партии № 5 Биректинской экспедиции за 1960 г.). Л., 1961. Росгеолфонд.

250. *Жуков В. В., Горина И. Ф., Пинчук Л. Я.* Условия формирования и закономерности размещения кайнозойских алмазоносных россыпей Лено-Анабарского района (Тема № 296: «Закономерности размещения и образования коренных и промежуточных источников алмаза и современных алмазоносных россыпей Анабаро-Ленского района», разд. III). Листы R-49,51; S-49,51. Л., 1964. Росгеолфонд.

251. *Забурдин К. С.* Геологическое строение бассейнов рек Малая Куонамка, Усумуун и Биректа (Отчет о геологических работах партии № 3 экспедиции № 52 за 1951 г.). Л., 1952. Росгеолфонд.

252. *Забурдин К. С., Федоров И. П., Медведев В. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части листа R-50-XXXI, XXXII (бассейны рек Силигир и Сенкю). Л., 1963. Росгеолфонд.

253. *Зарецкий Л. М., Карякин И. М., Дорганов Г. Ф. и др.* Результаты геолого-поисковых работ в Эбеляхском алмазном поле (Отчет Эбеляхской партии за 1966–1967 гг.). Пос. Нюрба, 1968. Росгеолфонд.

254. *Зарецкий Л. М.* Отчет Эбеляхской партии о результатах геолого-поисковых работ на Эбеляхской алмазной площади за 1969 г. Пос. Нюрба, 1970. Росгеолфонд.

255. *Зарецкий Л. М., Суховерков В. Г.* Отчет Эбеляхской партии о результатах геолого-поисковых работ в Анабарском алмазном районе за 1971 г. Пос. Нюрба, 1972. Росгеолфонд.

256. *Зарецкий Л. М., Винокуров И. И.* Отчет Эбеляхской партии о результатах геолого-поисковых работ в Анабарском алмазном районе за 1972 г. Пос. Нюрба, 1973. Росгеолфонд.

257. *Зарецкий Л. М., Граханов С. А., Куницкий В. М.* Подсчет запасов алмазов по нижнему и верхнему участкам Эбеляхской россыпи на 1.09.1987 г. (Оленёкский район). Пос. Нюрба, 1982. Росгеолфонд.

258. *Зиза А. В., Милашев В. А.* Геология и алмазоносность бассейнов рек Чомурдаах, Сопка Сухаана и верхнего течения р. Моторчуна (Отчет о результатах поисково-опробовательских работ партий № 3, 4 и 7 Яральинской экспедиции НИИГА за 1956 г.). Л., 1957. Росгеолфонд.

259. *Зиза А. В.* Геология и алмазоносность района рек Бирэктэ и Некекит (отчет по работам партий № 1,2,3,5,6,7 2-й Биректинской экспедиции НИИГА за 1957 г.). Л., 1958. Росгеолфонд.

260. *Зимин Л. А., Гольдэр В. Э., Зимина Р. П.* К решению проблемы алмазоносности бассейнов рек Куойка, Беенчиче, Келимер, Эйзкит (отчет партии № 247 за 1959 г.). Пос. Нюрба, 1960. Росгеолфонд.

261. *Израилев Л. М.* (отв. исполнитель). Отчет партии № 17 о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1988–1989 гг. на площади листов R-51-45–47. М., 1990. Росгеолфонд.

262. *Ильин Ф. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов R-50-III, IV (правобережье среднего течения р. Удья и верховьев рек Буолкалаха и Хатычын-Юёлэтэ). Л., 1962. Росгеолфонд.

263. *Ильин Ф. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной части листов R-50-V, VI, бассейны рек Буокаллаах, Ары-Онгорбут, Далбар, Тигиилээх-Сээнна. (Отчет о геологосъемочных работах партии № 1 за 1963 г.). Материалы к Госгеолкарте СССР масштаба 1 : 200 000. Л., 1963. Росгеолфонд.

264. *Килипко В. А. и др.* Создание комплектов геохимической основы Госгеолкарты-1000/3 листов M-38 (Волгоград), R-50 (Саскылах), R-53 (Нижнеянск). – М., 2015. Росгеолфонд.

265. *Коптиль В. И., Биленко Ю. Л., Бартошинский З. В. и др.* Комплексное изучение минералогии и физических особенностей алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы для решения вопроса об их источниках за 1976–1978 гг. Пос. Нюрба, 1978. Росгеолфонд.

266. *Кирий А. Н., Каширина И. П., Попков П. А. и др.* Отчет о поисках коренных месторождений алмазов в бассейнах р. Молодо, р. Муогдан, р. Кютюнгде в 2000–2004 гг. Пос. Айхал, 2004. Росгеолфонд.

267. *Кириллин А. С., Граханов С. А., Кривонос В. Ф., Баландин А. В.* Отчет с подсчетом запасов алмазов по россыпи руч. Холомолох и участку Исток россыпи р. Эбелях по состоянию на 1.04.1988 г. (Протокол ТКЗ № 351). Пос. Чернышевский, 1988. Росгеолфонд.

268. *Кириллин А. С., Баландин А. В., Коптиль В. И. и др.* Подсчет запасов алмазов по россыпи р. Биллях по состоянию на 01.06.92 г. РКЗ № 485. 1992. Росгеолфонд.

269. *Кириллин А. С., Баландин А. В., Коптиль В. И. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на алмазоносных россыпях бассейна р. Эбелях за 1989–1994 гг. (Моргогорский объект). Пос. Чернышевский, 1994. Росгеолфонд.

270. *Кириллин А. С., Баландин А. В., Егорова П. Е. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпи алмазов в бассейне р. Майат в 1990–1995 г. Пос. Чернышевский, 1995. Росгеолфонд.

271. *Корнилова В. П.* Каталог кимберлитовых тел Якутской провинции. АмГРЭ, 2010. Мирный. Фонды АмГРЭ.

272. *Краснов В. И., Краевский Б. Г., Шишкин Б. Б. и др.* Эталонные разрезы и межсерийные корреляционные схемы верхнего докембрия и фанерозоя Сибири с целью совершенствования легенд для Государственного геологического картирования масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000. Новосибирск, 2000. Росгеолфонд.

273. *Крутоярский М. А., Крутоярский М. П., Ситников Б. П.* Геология и алмазоносность бассейна р. Омонос и среднего течения рек Укуит и Бирэктэ. Отчет о результатах поисково-опробовательских работ партий № 2, 6 Яральинской экспедиции НИИГА за 1956 г. Л., 1957. Росгеолфонд.

274. *Кручек А. И. и др.* Окончательный отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах рек Беенчимэ, Куойка, Уджа и Большая Куонапка (Анабар), проведенных в 1959–1961 гг. партией № 247. Пос. Нюрба, 1962. Росгеолфонд.

275. *Кручек А. И., Богатых И. Я., Богатых М. М.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на алмазы, проведенных в бассейнах верхнего течения рек Уджа, Неке-кит и верховьях реки Масапакы за 1968 г. Пос. Нюрба, 1969. Росгеолфонд.

276. *Крючков А. И., Любимов Н. В.* Сводный отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах нижнего и среднего течения рек Бол. и Мал. Куонапка за 1963–1967 гг. Пос. Нюрба, 1968. Росгеолфонд.

277. *Кубышев А. И., Цыбульская Т. Е., Граханов С. А.* Отчет о результатах поисковых работ на коренные и россыпные месторождения алмазов в пределах Эбеляхского алмазного поля за 1982–1988 гг. Пос. Чернышевский, 1988. Росгеолфонд.

278. *Кубышев А. И., Прокопьев С. А., Бублай Е. А.* Результаты проведения поисков коренных и россыпных месторождений алмазов в бассейне рек Эбелях и Хара-Мас за 1986–1991 гг. Листы R-49-XII; R-50-VII. Пос. Чернышевский, 1991. Росгеолфонд.

279. *Куницкий В. М., Наконечный Е. М., Карякин И. М.* Отчет о результатах детальных поисков коренных и россыпных месторождений алмазов в бассейнах рр. Эбелях, Биллях и

на левобережье р. Майат (по работам Эбеляхской партии за 1975–1980 гг.). Пос. Нюрба, 1980. Росгеолфонд.

280. *Куренной В. В., Пугач С. Л. и др.* Отчет о результатах работ по объекту «Гидрогеологическое районирование территории Российской Федерации и подготовка схем гидрогеологической стратификации по гидрогеологическим структурам I и II порядка». – М., 2004. Росгеолфонд.

281. *Литинский В. А., Волков В. К.* Результаты поисковых работ на алмазы в бассейнах среднего течения реки М. Куонапка и нижнего течения реки Б. Куонапка (Отчет о работе геофизических отрядов и горно-опробовательской партии № 9 Джелиндинской экспедиции в 1959 г.) Л., 1960. Росгеолфонд.

282. *Ломакин Ю. А., Кирий А. Н., Мухина Т. В.* Обобщение геолого-геофизических материалов по районам деятельности Амакинской экспедиции с целью составления каталогов алмазоперспективных территорий, площадей и участков, рекомендуемых для постановки работ на алмазы. Пос. Айхал, 1997. Росгеолфонд.

283. *Лопатин Б. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые южной части листа R-49-XXIII, XXIV (бассейн верхнего течения р. Дьюкэн) (отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 партии № 9 Джелиндинской экспедиции НИИГА за 1961 г.), Л., 1962. Росгеолфонд.

284. *Манаков А. В., Граханов С. А., Баландина Т. П. и др.* Отчет о ревизионно-поисковых работах масштаба 1 : 500 000 по оценке перспектив коренной алмазоносности Анабаро-Оленёкского междуречья в 1988–1992 гг. Пос. Чернышевский, 1994. Росгеолфонд.

285. *Медведев В. Ф.* Золотоносность и алмазоносность бассейнов верхнего течения рек Хатыгын–Юелэтэ, Чюемпэ–Юрэгэ, Балаганнаах, Кангалас–Юелэ (Отчет отряда № 1 Анабарской партии за 1962–1963 гг.). Л., 1964. Росгеолфонд.

286. *Милашев В. А., Томановская Ю. И., Табунов С. М.* Кимберлиты северо-восточной части Сибирской платформы и перспективы их алмазоносности. Л., 1970. Росгеолфонд.

287. *Минорин В. Е., Кривулин К. П.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ партии 246 на алмазы в бассейнах рек Молодо, Мэрчимдэн, Барайа в 1963 г. Пос. Нюрба, 1964. Росгеолфонд.

288. *Михалюк Г. М., Викулин А. А., Григорьева Н. А. и др.* Отчет о результатах проведенных мелко-среднемасштабных поисковых работ на алмазы в бассейнах рек Беенчиче, Куойка, Сектелях в 2011–2015 гг. (объект «Сектеляхский»). Пос. Айхал, 2015. Росгеолфонд.

289. *Мишин В. М., Бадарханов Ю. Н., Болознев В. И.* Составление прогнозно-металлогенической карты Западной Якутии масштаба 1 : 500 000. Якутск, 1985. Росгеолфонд.

290. *Немец В. И., Дорганов Г. Ф.* Отчет партии № 271 о геолого-поисковых работах на алмазы, проведенных в бассейнах верхнего и среднего течения рек Моторчуны и Сьонгююдэ и нижнего течения р. Муны в 1962 г. R-50-XXX; R-51-XXV, XXVI, XXXI, XXXII. Пос. Нюрба, 1963. Росгеолфонд.

291. *Немец В. И.* Результаты поисково-разведочных работ на ископаемые угли в Анабарском районе (бассейны рек Халганах, Тюгэх–Юрэх, Доруоха, Яков, Маян и др.) (Отчет Доруохского отряда Эбеляхской партии за 1967 г.). Пос. Нюрба, 1968. Росгеолфонд.

292. *Николаев Л. И., Свиридов О. Ф., Тимофеев И. И. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах рек Бэйэнчимэ и Куойки за 1976–1978 гг. (Куойкский объект). Пос. Нюрба, 1978. Росгеолфонд.

293. *Орлов А. Н., Мишин В. М., Чусовской С. М.* Изучение вещественного состава и оценка перспектив редкоземельно-редкометалльных рудных узлов Якутии на 1991–1994 гг. Якутск, 1995. Росгеолфонд.

294. *Осташкин И. М., Кичкина С. С., Черенков А. Ф. и др.* Геологическое дешифрирование материалов аэро- и космических съемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выяснения поисковой значимости отдешифрированных объектов и составление геолого-минерагенической карты масштаба 1 : 200 000 в пределах листов R-50-V, VI (юж. половина), XI, XII, XVIII (сев. половина); R-51-I, II (юж. половина), VII, VIII; XIII, XIV (сев. половина). М., 1990. Росгеолфонд.

295. *Осташкин И. М., Кичкина С. С., Исаев В. А. и др.* Геолого-минерогеническое картирование масштаба 1 : 200 000 в пределах листов R-50-XVII, XXIII, XXIV, XXIX, XXX; R-50-71, 72, 129, 130, 131, 132; R-51-61, 73, 85, 97, 109, 121 за 1989–1994 гг. Объект № 436. М., 1994. Росгеолфонд.

296. *Охлопков В. И., Коваль С. Г., Бурцев И. Н. и др.* Отчет о ГГС масштаба 1 : 50 000 на территории листов R-50-27-Б; 28-А,Б,Г; 29; 30; 31; 40-В,Г; 41-Б,В,Г; 42; 43 по работам Верхне-Уджинского объекта Анабарской партии в 1980–1987 гг. Пос. Нюрба, 1987. Росгеолфонд.

297. *Пицальников В. И., Петров В. И., Коваль С. Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Мал. Куонамка. Отчет Анабарской партии о результатах ГГС масштаба 1 : 50 000 и общих поисков алмазов и других полезных ископаемых в пределах листов R-50-61, 62, 73, 74, проведенных в 1986–1990 гг. Пос. Айхал, 1991. Росгеолфонд.

298. *Подчасов В. М., Рябокоть М. М., Свиридов О. Ф.* Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Масаааки (листы R-50-38-Г и R-53-39-В, Г). Отчет Верхне-Масааакинской партии за 1969 г. Пос. Нюрба, 1970. Росгеолфонд.

299. *Поляков В. Н., Прокопьев Г. В., Коптиль В. И. и др.* Поиски коренных и россыпных месторождений алмазов в бассейнах рек Некекит, Солохут, Мас-Уджа и Токур-Уджа в 1985–1987 гг. Пос. Нюрба, 1988. Росгеолфонд.

300. *Полянский И. В., Зырянов В. М. и др.* Отчет о проведении поисковых работ на алмазы в бассейне среднего течения р. Анабар в 1999–2004 гг. Пос. Айхал, 2004. Росгеолфонд.

301. *Попов И. П., Оченаш В. И., Сунцов М. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Анабар и Маят. Отчет Маятской партии о результатах ГГС масштаба 1 : 50 000 (листы R-49-24, 36, 48; R-50-13, 14, 25-А, Б; 26-А), проведенных в 1981–1989 гг. Пос. Нюрба, 1989. Росгеолфонд.

302. *Поршнев Г. И., Рысин П. Г., Сорокин М. Ю.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы с попутной оценкой перспектив района на апатиты, бокситы, редкие земли и железные руды, проведенных в бассейнах рек Томтор, Чымаара, Хадыга и Чоппо-Дэлиндэ в 1980–1982 гг. (Томторская партия). Пос. Нюрба, 1983. Росгеолфонд.

303. *Поршнев Г. И., Горина И. Ф., Сорокин М. Ю.* Отчет об общих поисках коренных и россыпных месторождений алмазов в верховьях р. Чоппо-Джелинда и среднем течении р. Чимаара за 1983–1985 гг. Л., 1985. Росгеолфонд.

304. *Поршнев Г. И., Сорокин М. И., Горина И. Ф. и др.* Отчет о результатах поисков коренных источников алмазов в среднем течении р. Чымара и на р. Онгкучах, 1985–1988 гг. Л., 1988. Росгеолфонд.

305. *Прокопьев С. А., Зырянов В. М., Егорова П. Е. и др.* Отчет о результатах поисков коренных месторождений алмазов на северо-восточном склоне Анабарского щита (бассейн реки Большая Куонапка) в 1995–2001 гг. Пос. Айхал, 2001. Росгеолфонд.

306. *Ребиков В. И.* Отчет о результатах аэромагнитных работ масштаба 1 : 25 000, проведенных Средне-Оленёкской партией в бассейнах рек Оленёк, Бирэктэ, Укунит, Сюнгююдэ в 1977–1978 гг. М., 1979. Росгеолфонд.

307. *Рожков И. С., Береснев В. Т., Бобривич А. П. и др.* Генетические типы алмазных месторождений СССР, их распространение и промышленная ценность (Отчет по теме В.29.3.2). М., 1970. Росгеолфонд.

308. *Рубенчик И. Б., Степаненко В. И., Горина И. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части листа R-50-V,VI, бассейн среднего течения р. Ары-Онгорбут. Отчет партии № 3 за 1962 г. Материалы к Госгеолкарте СССР масштаба 1 : 200 000. Л., 1963. Росгеолфонд.

309. *Рубенчик И. Б., Колобов Д. Д., Степаненко В. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые левобережья нижнего течения р. Удья. Отчет отряда № 2 Биректинской партии за 1963 г. Материалы к Госгеолкарте СССР масштаба 1 : 200 000. R-50-I, II. Л., 1964. Росгеолфонд.

310. *Рубенчик И. Б., Медведев В. Ф., Ерошин Н. Т.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Маят, Булгунняхтах, Чыча-Чымаара (сев. часть листа

- R-50-VII, VIII). Отчет отряда № 3 Анабарской партии и тематического отряда № 296Г за 1964 г. масштаба 1 : 200 000. Л., 1965. Росгеолфонд.
311. *Рубенчик И. Б., Ерошин Н. Т., Колобов Д. Д.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Биллээх, Эбэлээх, Булгунняхтах (центр. часть листа R-50-VII, VIII). Отчет отрядов № 3, 5 Анабарской партии за 1965 г. масштаба 1 : 200 000. Л., 1966. Росгеолфонд.
312. *Рубенчик И. Б., Ерошин Н. Т.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения рр. Куман-Юрэх, Юлэбир и среднего течения р. Маспааки (юго-зап. часть листа R-50-VII, VIII и сев.-зап. часть листа R-50-XIII, XIV). Л., 1967. Росгеолфонд.
313. *Рубенчик И. Б., Ерошин Н. Т.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Налим-Дьэлиндэ (сев.-вост. часть листа R-50-XIII, XIV) Отчет отряда № 3 Анабарской партии за 1967 г. Масштаб 1 : 200 000. Л., 1968. Росгеолфонд.
314. *Рыбаков Б. И., Грушевский И. И., Соловьев И. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Токур-Удья и Некекит (сев.-вост. часть листа R-50-XV, XVI). Л., 1959. Фонды НИИГА.
315. *Сафонова Н. К., Волчкова Т. Б., Надыршин С. Р.* Пакет геолого-экономических материалов по участку Буранный редкометалльного месторождения Томтор. Якутск, 2006.
316. *Свиридов И. Ф., Попов И. П., Машталярчук Д. Д.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейне верхнего течения р. Моторчуны за 1978–1981 гг. Пос. Нюрба, 1981. Росгеолфонд.
317. *Серов В. П., Тюрин Ф. Ф., Кобылкина В. М.* Отчет о результатах разведки кимберлитовых трубок Верхне-Мунского поля (тр. Заполярная, Новинка, Комсомольская-Магнитная, Поисковая) в 2001–2006 гг. с подсчетом запасов алмазов по состоянию на 01.09.2006 г. АК «АЛРОСА» (ЗАО). Пос. Айхал, 2006. Росгеолфонд.
318. *Сибирцев Ю. Н., Гогина Н. И., Селиванова В. В.* Отчет о поисковых работах на алмазы на участке Тас-Ары за 1978–1982 гг. М., 1982. Росгеолфонд.
319. *Сибирцев Ю. М., Кириченко В. Г., Азарова В. Г.* Отчет о поисковых работах на территории Нижне-Ленского алмазоносного района за 1982–1985 гг. М., 1985. Росгеолфонд.
320. *Симоненко В. Ф., Кривонос В. Ф., Тамбовцев А. А.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейне среднего течения р. Молодо (район россыпей Молодо, Среднее Молодо и Верхнее Молодо), проведенных Приленской партией в 1973–1976 гг. Пос. Нюрба, 1977. Росгеолфонд.
321. *Симоненко В. Ф., Крузалова Е. Ф., Березин В. П.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейне среднего и верхнего течения р. Молодо, проведенных Приленской партией в 1976–1979 гг. (Верхне-Молодинский объект). Пос. Нюрба, 1979. Росгеолфонд.
322. *Скундин В. С., Азарова В. Г., Борисова Т. П.* Геологическое доизучение в масштабе 1 : 200 000 на листах: R-49-XXXV, XXXVI; R-50-XXXI; Q-49-V, VI, XI, XII; Q-50-I, VII (партия № 3 за 1975–1980 гг.). М., 1980. Росгеолфонд.
323. *Соловьев М. Н., Феоянин А. Н., Ганеев А. Ш. и др.* Отчет о геологическом доизучении, пересоставлении и подготовке к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации (России) масштаба 1 : 200 000 (новая серия) листов R-53-IX, X, XV, XVI (Власово, Кулар) в 1992–2003 гг. Пос. Багагай, 2003. Росгеолфонд.
324. *Стаднюк В. Д., Зуева Т. В., Тамбовцев А. А. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов R-51-40-Б, Г; 41, 42, 52-Б, Г; 64-Б; 65-Б, Г; 66 на территории Южно-Оленёкской партии в 1979–1984 гг. Пос. Нюрба, 1984. Росгеолфонд.
325. *Степанов Л. Л., Эрлих Э. Н., Рысин П. Г.* Предварительная оценка Билиро-Уджинского поднятия на алмазы, золото, фосфатное и редкоземельное сырье и бокситы за 1974–1977 гг. Л., 1977. Росгеолфонд.
326. *Степанов Л. Л., Поршнев Г. И.* Девятимесячный отчет Онгкучахской партии НПО «Севморгео» за 1978 год. Л., 1978. Фонды НИИГА.

327. *Степанов Л. Л., Поршнев Г. И., Рысин П. Г. и др.* Прогнозная оценка рудных и нерудных полезных ископаемых центральной части Уджинского поднятия (Отчет о поисково-оценочных работах на алмазы, бокситы, фосфатное и редкометалльно-редкоземельное сырье в центральной части Уджинского поднятия, проводимых Онгкучахской партией объединения «Севморгео» в 1977–1979 гг.). Л., 1979. Росгеолфонд.

328. *Сусов М. В.* Геологическое строение и алмазоносность бассейнов рек Мэрчимдэн, Солохут, Кыран, Сянгююдэ, Бэкэ, Орловка, Улахан-Мээк и Хяхчаан. Отчет о работе партии № 12 за 1957 г. М., 1958. Росгеолфонд.

329. *Тимофеев А. А., Егорова М. Н., Сибирцева Н. Б.* Геологическое дешифрирование материалов аэро- и космических съемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выявления поисковой значимости отдешифрированных объектов и составление геолого-минерагенической карты масштаба 1 : 500 000 в пределах алмазоносных районов центральной части ЯАССР (части листов Q-50,51; R-50,51) за 1980–1984 гг. М., 1984. Росгеолфонд.

330. *Тимофеев А. А., Егорова М. Н., Иванов Г. А.* Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 50 000 с комплексом поисковых работ на алмазы, базирующихся на всестороннем использовании аэро- и космических методов на площади листов R-49-105-АБВГ, 106-АБВГ, 107-АБВГ, 108-АБВГ, 117-АБВГ, 118-АБВГ, 119-АБВГ, 120-АБВГ, R-50-97-АБВГ, 98-АБВГ, 99-АБВГ, 100-АБВГ, 109-АБВГ, 110-АБВГ, 111-АБВГ, 112-АБВГ за 1983–1987 гг. М., 1987. Росгеолфонд.

331. *Толстов А. В., Мухамедьяров М. Г.* Отчет о результатах поисково-реvisionsных работ на забалансовой россыпи р. Маят в 1996–1997 гг. (Объект Ревизионный). Пос. Айхал, 1997. Росгеолфонд.

332. *Толстов А. В., Цыбульская Т. Е., Гунин А. П. и др.* Отчет о результатах предварительной разведки богатых руд участка Буранный редкометалльного месторождения Томтор за 1990–1997 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1998 г. Пос. Айхал, 1998. Росгеолфонд.

333. *Тутасова Е. Н., Громов Г. С., Колтина Е. Ю. и др.* Составление карты полезных ископаемых Республики Саха (Якутия), закономерностей их размещения и прогноза масштаба 1 : 1 500 000. Геологический отчет. Гос. контракт № 01-52-08. Якутск, 2010. Росгеолфонд.

334. *Улицкий Г. П.* Отчет о поисковых работах на уголь в Анабарском районе в верховьях р. Буолкалаах и на массиве Томтор за 1981–1982 гг. Пос. Нюрба, 1982. Росгеолфонд.

335. *Ушакова О. В., Богданова Е. Б.* Отчет о результатах параметрического бурения на Бурской, Усть-Оленёкской и поискового на Хастахской площадях по объекту: «Составление отчетов по площадям, выведенным из бурения с отрицательными результатами». Пос. Кысыл-Сыр, 1996. Росгеолфонд.

336. *Федоров П. Т., Голубец И. И., Федоренко Л. В.* Отчет о результатах детальных поисков россыпных месторождений алмазов в долине р. Моторчуны за 1982–1983 гг. Пос. Нюрба, 1983. Росгеолфонд.

337. *Филатов С. С., Козлов Л. И.* Геология и алмазоносность района р. Лучакаан (Отчет по работам партий № 4 II-й Биректинской экспедиции НИИГА за 1957 г.). Л., 1958. Росгеолфонд.

338. *Фолисевич М. Я., Кирий А. Н., Ломакин Ю. А. и др.* Отчет о ревизионно-поисковых работах масштаба 1 : 500 000 по оценке перспектив коренной алмазоносности Лено-Анабарского междуречья в 1995–1999 гг. Пос. Айхал, 1999. Росгеолфонд.

339. *Черенков В. Г., Бененсон А. В., Левитан М. М. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и поисках месторождений полезных ископаемых в бассейнах р. Вилюй и нижнего течения р. Кочечумо. Листы Q-47-XXIX–XXX, Q-48-XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX. Партия № 6, 1972–1976 г. М., 1976. Росгеолфонд.

340. *Чумирин К. Г., Музыка Г. М., Новиков М. А.* Геологическое строение верховьев реки Мал. Куонапки (листы R-49-29, 30, северная часть, масштаб 1 : 200 000). Пос. Нюрба, 1968. Росгеолфонд.

341. *Шандровский А. В., Баркалова Г. Н., Колмакова В. С. и др.* Отчет по результатам поисково-оценочных работ, выполненных на притоках р. Биллях в 2006–2009 гг. ТКЗ № 101. Якутск, 2009. Росгеолфонд.

342. *Шахотько Л. И., Андреева С. М., Макарова Ш. Д. и др.* Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 500 000 на площади листов R-48, 49 за 1981–1986 гг. М., 1986. Росгеолфонд.

343. *Швыряев Ю. Т.* Геологическое строение бассейна рек Моторчуна, Кюннюктээх (лист R-50-XXXVI) (отчет партии № 3 за 1957 г.). М., 1958. Росгеолфонд.

344. *Широченский В. Г., Черкас В. П., Панфилов А. Н.* Отчет о поисках коренных месторождений алмазов в бассейне р. Укукит за 1987–1989 гг. (Укукитский объект). R-50. Якутская АССР. Пос. Нюрба, 1990. Росгеолфонд.

345. *Широченский В. Г., Хмельков А. М., Зырянов В. М. и др.* Отчет о поисках коренных месторождений алмазов в бассейнах рек Толуопка, Молодо, Барайа, Мерчимден за 1991–1993 гг. Пос. Айхал, 1994. Росгеолфонд.

346. *Шпунт Б. Р., Алексеев Э. А.* Объяснительная записка к карте золотоносности северо-восточной части Сибирской платформы масштаба 1 : 50 000 (Отчет по обобщению фондовых материалов и о результатах ревизионно-опробовательских работ на золото, проведенных партией № 16 в южной части Лено-Анабарского прогиба и на Сололийском поднятии в 1966–1967 гг.). Пос. Нюрба, 1968. Росгеолфонд.

347. *Эрлих Э. Н., Поршнев Г. И., Рыбаков Б. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего и верхнего течения р. Удья. Листы IX, X. Л., 1960. Росгеолфонд.

348. *Эрлих Э. Н. и др.* Результаты увязочных поисковых и аэрогеофизических работ на междуречье Удья–Чымаара. (Отчет о результатах работ геологического отряда № 6 Джелиндинской партии и группы аэрогеофизической партии НИИГА за 1960 г. Материалы к Госгеолкарте СССР масштаба 1 : 200 000. Лист R-50-IX, X. Л., 1961. Росгеолфонд.

349. *Янышев Б. С.* Оценка прогнозных ресурсов алмазов Якутской кимберлитовой провинции. Якутск, 1993.

350. *Ян-жин-шин В. А., Альховик Т. С., Бакулина Н. Т. и др.* Стратиграфические схемы позднего докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя Западной Якутии, силура и девона Восточной Якутии. Совершенствование легенд Госгеолкарты-200. Подготовка стратиграфических схем позднего докембрия и фанерозоя Западной Якутии за 2000–2001 гг. Якутск, 2002. Росгеолфонд.

351. *Яшин Д. С., Арсеньева Г. П., Забурдин К. С.* Перспективы нефтегазоносности протерозойских и кембрийских отложений восточного склона Анабарской антеклизы (отчет по теме № 317). Л., 1965. Росгеолфонд.

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, геофизических аномалий, показанных на листе R-50 – Саскылах Госгеолкарты РФ масштаба 1:1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Твёрдые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
I-1-8	П	Река Эмяксин-Юряге, устье	217
I-1-13	П	Река Тюгех-Юрях, устье	»
I-1-18	П	Река Анабар, в 6,0 км от устья р. Удя	»
II-2-26	П	Река Булгунняхтах, в 1,2 км ниже устья р. Курунг-Мастах	310
II-2-38	П	Река Аргас, в 0,8 км от устья	»
II-2-41	П	Река Санга-Юрях, в 2,6 км от устья	311
II-3-11	П	Водораздел рек Чымара–Онгкучах	325, 347
II-3-37	П	Река Улахан-Курунг-Юрях, нижнее течение	347, 348
II-4-15	П	Река Борго-Токур, в 2,4 км ниже устья р. Хапчан-Юрях	»
II-6-2	П	Река Бур, левый берег правого притока	48
II-6-4	П	Река Бур, правый берег	48, 227
II-6-5	П	Река Бур, правый берег	»
II-6-8	П	Левый приток р. Майтага-Тонгулага	48
II-6-13	П	Приток р. Беенчима, в 1,8 км от устья	249
II-6-17	П	Левый берег среднего течения р. Куойка	»
Уголь бурый			
II-3-20	ММ	Томтор	325
I-1-1	П	Транзит	334
Сланец горючий			
II-4-29	П	Река Мангдахай-Удята, в 4,4 км от р. Мас-Удя	347
II-5-21	П	Правый берег р. Мас-Удя	48
III-1-37	П	Река Мал. Куонамка, в 2,5 км выше устья р. Делинде	297
III-1-38	П	Река Мал. Куонамка, в 4,0 км выше устья р. Делинде	»
III-1-41	П	Река Улэгир-Юрях, правый борт долины, в 1,0 км от устья	»
III-4-2	П	Река Токир-Удя, в 9,5 км ниже устья р. Онгхойдох	50, 216
III-4-7	П	Река Хайыргастах, в 3,5 км от устья	50
III-5-2	П	Правый берег р. Оленёк	51
III-5-9	П	Река Нэкэжит, левый приток р. Оленёк	»
IV-1-6	П	Река Мал. Куонамка, в 1,6 км ниже устья р. Усумун	52
IV-1-20	П	Левый берег р. Улэгир, 9,0 км от устья	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-6-1	П	Река Тенгкелех, левый приток р. Оленёк	54
V-1-5	П	Река Дяма-Лыхчан, в 9,4 км от устья	55
V-1-16	П	Река Дяма-Лыхчан, левый приток в среднем течении	»
V-1-24	П	Река Улэгир-Чарас, в 2,6 км от устья	»
V-1-25	П	Река Улэгир-Чарас, в 4 км от устья	»
V-1-28	П	Река Куранах, левый склон, в 22 км от устья	330
V-1-29	П	Река Куранах, правый склон, в 22 км от устья	»
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Ж е л е з о			
II-3-17	П	Томтор, р. Онгкучах, среднее течение	325
II-3-46	П	Река Удя, правый склон реки, в 1,0 км ниже устья р. Хапчаныр	296
II-3-52	П	Река Хапчаныр, 1,5 км от устья реки	»
М а р г а н е ц			
II-3-51	П	Река Хапчаныр, 3,5 км от устья реки	296
Цветные металлы			
М е д ь			
II-3-66	П	Река Томтор, верховье правого притока	296
II-3-19	ПМ	Томтор, р. Онгкучах среднее течение	»
С в и н е ц , ц и н к			
II-3-50	ПМ	Водораздел рек Чымара–Удя	47
III-1-2	ШО	Река Маспакы	36
III-1-39	ШО	Река Улэгир-Юрях	»
А л ю м и н и й			
II-3-3	П	Богдо	47
II-3-16	П	Томтор	325
Р е д к и е м е т а л л ы и р е д к и е з е м л и			
II-3-21	МК	Томторское (участок Буранный)	325
II-3-1	П	Богдо	»
II-3-15	П	Томтор	»
II-3-38	П	Чимара	»
Благородные металлы			
З о л о т о			
II-3-47	ПМ	Руч. Унгуохтах, в 4 км выше устья	296
II-3-48	ПМ	Водораздел рек Чымара–Удя	»
II-3-61	ПМ	Правобережье р. Томтор, 5,5 км выше устья	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-1-17	ПМ	Река Мал. Куонамка, устье ее левого притока – р. Бирандя	55
I-3-16	РП	Река Чюэмпс-Юряге, в 2,5 км выше устья р. Григорий	45
I-4-7	РП	Река Буолкалах	45, 263
I-4-10	РП	Река Оннехой, в 25 км от устья	45
I-4-12	РП	Правобережье р. Ньюкюлях	»
I-5-1	РП	Река Иэдэс	263
I-5-9	РП	Река Далбар	»
III-1-31	РП	Река Делинде, среднее течение	297
I-3-11	ШО	Река Билир, верховья	45
I-4-1	ШО	Река Хатыгын-Уэлете, верховья	»
III-1-17	ШО	Река Чоппо-Делинде и ее притоки	49
III-2-20	ШО	Река Усумун, среднее течение	»
I-2-2	ОНЧ	Река Кангалас-Уэле в верхнем течении	217
Радиоактивные элементы			
У р а н , т о р и й			
II-3-57	РА	Гряда Томтор-Тас	325
II-3-64	РА	Река Томтор, среднее течение, правый борт	»
II-3-65	РА	Река Томтор, правый приток, в 3 км от устья	»
II-3-67	РА	Река Томтор, верховье правого притока, в 7,5 км от устья	»
II-3-68	РА	Река Томтор, верховье правого притока, в 12 км от устья	»
V-1-22	РА	Река Бирандя, левобережье	330
V-1-23	РА	Река Бирандя, левобережье	»
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Химическое сырье			
Ф л ю о р и т			
II-3-40	ПМ	Водораздел рек Чымара–Удя	296
IV-1-21	ПМ	Верховье левого безымянного притока р. Мал. Куонамка	52
Минеральные удобрения			
А п а т и т			
II-3-18	ММ	Томтор	325
II-3-2	П	Богдо	»
II-3-39	П	Чимара	»
Ф о с ф о р и т			
I-2-4	П	Река Чюэмпс-Юряге, в 8,8 км выше устья р. Куччут-Юрюе	44
I-2-5	П	Река Чюэмпс-Юряге в 4,8 км выше устья р. Куччут-Юрюе	»
I-2-9	П	Река Чюэмпс-Юряге, в 18,3 км выше устья р. Куччут-Юрюе	»
I-2-10	П	Река Чюэмпс-Юряге, в 12,0 км выше устья р. Куччут-Юрюе	»
I-5-5	П	Река Иэдэс	263

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
I-5-6	П	Река Буолкалах	263
I-5-7	П	Река Буолкалах	»
I-5-8	П	Река Издэс	»
Горнотехническое сырье			
Г р а ф и т			
V-1-19	П	Водораздел рек Мал. Куонамка и Бирандя	330
V-1-20	П	Река Бирандя, левобережье, 0,3 км от западной рамки листа	»
Драгоценные и поделочные камни			
А л м а з ы			
II-1-14	РК/Э	Биллях	268
II-1-49	РК/Э	Холомолоох	267
I-1-54	РС/О	Ручей 41	255
I-1-57	РС/О	Маят	270, 331
II-1-3	РС/О	Кула	270, 241
II-1-6	РС/Э	Олом (Исток, Лог 325)	254
II-1-10	РС/О	Курунг-Юрях	270
II-1-11	РС	Лог 405	254
II-1-13	РС/О	Верхний Биллях	235
II-1-19	РС/О	Каменистый	208
II-1-24	РС/Э	Хотугу-Балаганнах	269
II-1-26	РС/Э	Моргогор, Быстрый	»
II-1-30	РС/Э	Эбелях	46, 239, 257
II-1-33	РС	Балаганнах	46, 239
II-1-34	РС/Э	Гусиный	235
II-1-35	РС	Кумах-Юрях	239
II-1-36	РС/Э	Ручей 53	235
II-1-41	РС	Болотистый	269
II-1-42	РС	Ырас-Сала	253
II-1-43	РС/О	Ыраас-Юрях	235
II-1-48	РС	Лабазный	269
II-2-37	РС/Э	Исток	208
II-2-54	РС	Курунгнах-Юрях	284
II-1-2	РМ	Ручей 86	270
II-2-7	РМ/Э	Лясегер-Юрях	»
IV-1-7	П	Ан. 109/63	305
IV-1-8	П	Ан. 36/63-1,II	»
IV-1-12	П	Ан. 106/63	»
IV-1-13	П	Ан. 44/89-1	»
IV-1-14	П	Ан. 43/63	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-1-16	П	Ан. 36/89	305
IV-1-19	П	Ан. 196/63-III	»
V-1-6	П	Трубка 79а/65	276
V-1-7	П	Трубка Лыхчан-I (Западная)	»
V-1-8	П	Трубка Лыхчан-II (Восточная)	»
V-1-9	П	Трубка Дама-II	»
V-1-10	П	Трубка Дама-I	»
V-1-11	П	Трубка Поздняя-I	55
V-1-13	П	Трубка Отрицательная	286
V-1-14	П	Трубка Двойная-I	330
V-1-15	П	Трубка Двойная-II	330, 213
V-1-27	П	Трубка Юлегир-Чараас	55
V-2-12	П	Трубка Лорик	205
V-2-13	П	Трубка Светлана	»
V-3-5	П	Трубка Омонос II	56
V-3-9	П	Трубка Русловая	56, 286
V-3-10	П	Трубка Ленинград	»
V-4-2	П	Трубка Игим	282
V-4-7	П	Трубка Фестивальная	56
V-6-3	П	Трубка Сестра-25-II	287, 307
V-6-4	П	Трубка Сестра-25-I	»
V-6-5	П	Трубка Сестра-19	307
V-6-7	П	Трубка Вика	321, 330
V-6-8	П	Трубка Аэрогеологическая	243, 320
VI-3-8	П	Трубка Чомур	205
VI-3-10	П	Дайка Ж-3	»
VI-3-11	П	Шток 21/79	»
VI-3-12	П	Трубка Светлая-I	223
VI-3-13	П	Трубка Светлая-II	»
VI-3-14	П	Шток 23/79	205
VI-3-17	П	Трубка Дружба	223
VI-3-18	П	Трубка Надежная-II	205
I-1-29	РП	Река Кюрюктюр	301
I-1-37	РП	Улегир	255
I-1-40	РП	Ручей 57	»
I-1-44	РП	Ручей 55	»
I-1-45	РП	Южная	301
I-1-53	РП	Тыйдах-Юрях	270
I-3-10	РП	Река Чюэмпс-Юряге, верхнее течение	325
I-3-18	РП	Река Билир, среднее течение	284

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-1-4	РП	Чорду-Пастага	270
II-1-5	РП	Трапповый	»
II-1-38	РП	Кусун-Эбелях	254
II-1-40	РП	Ручей 71	235
II-1-44	РП	Ырас-Юряге	255
II-1-50	РП	Ручей 34	267
II-1-51	РП	Холомолох–Кумахский	269
II-1-60	РП	Маспаки (верхнее и среднее течение)	46
II-2-3	РП	Чычях–Чымара	296
II-2-48	РП	Унга–Салаа	254
II-2-51	РП	Хадыга	225
II-3-53	РП	Уджа (верховья)	296
II-3-60	РП	Томтор	209, 296
II-4-26	РП	Мас-Уджа (нижний)	299
II-4-27	РП	Токур-Уджа (нижний)	»
II-5-6	РП	Река Куойка, верхнее течение	48, 292
II-5-20	РП	Мас-Уджа, долина р. Мас-Удя	299
II-6-6	РП	Беенчиме	212, 292
III-1-29	РП	Делинде (средний)	297
III-1-33	РП	Делинде (нижний)	»
III-1-34	РП	Река Мал. Куонамка	»
III-2-24	РП	Усумун	49, 212
III-3-8	РП	Токур-Уджа (верхний)	218, 299
III-6-2	РП	Солохут	299
V-1-1	РП	Лучакан	212
V-3-13	РП	Укукит (Верхний)	344
V-4-1	РП	Укукит (Нижний)	213, 344
V-6-14	РП	Куогас-Улуйбут-Моторчуна	242, 290, 316
VI-3-5	РП	Сопка	223
VI-3-7	РП	Чомурдах (верхний)	205, 223
VI-4-1	РП	Сопка (левый приток)	205
VI-4-8	РП	Чомурдах (нижний)	»
VI-5-1	РП	Верхняя Моторчуна	316
I-1-2	ОНЧ	Река Тюгех-Юрях, верхнее течение	44
I-1-3	ОНЧ	Река Алахчан, устье	284
I-1-4	ОНЧ	Река Халганнах, 11,6 км от устья	»
I-1-5	ОНЧ	Река Халганнах, 9,5 км от устья	»
I-1-6	ОНЧ	Река Халганнах, 4,0 км от устья	291
I-1-7	ОНЧ	Река Тюгех-Юрях, в нижнем течении	44
I-1-9	ОНЧ	Река Анабар, 4,5 км от устья р. Тюгех-Юрях	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
I-1-10	ОНЧ	Река Хосой-Юряге, верхнее течение	44
I-1-11	ОНЧ	Река Тюгех-Юрях, устье	»
I-1-12	ОНЧ	Река Тюгех-Юрях, устье	284
I-1-14	ОНЧ	Река Анабар, в 3,2 км ниже устья р. Удя	44
I-1-15	ОНЧ	Река Анабар, в 1,8 км ниже устья р. Удя	»
I-1-16	ОНЧ	Река Анабар, в 1,5 км ниже устья р. Удя	44
I-1-17	ОНЧ	Река Удя, нижнее течение	301
I-1-19	ОНЧ	Река Удя, приустьевая часть	284
I-1-20	ОНЧ	Река Удя, нижнее течение	301
I-1-21	ОНЧ	Река Удя, в 2,8 км от устья	284
I-1-22	ОНЧ	Река Удя, в 2,2 км от устья	»
I-1-23	ОНЧ	Река Удя, в 9,6 км от устья	224
I-1-24	ОНЧ	Река Анабар, в 7,0 км от устья р. Удя	254
I-1-25	ОНЧ	Река Удя, в нижнем течении	284
I-1-26	ОНЧ	Река Удя, в нижнем течении	301
I-1-27	ОНЧ	Река Токур-Юрях, в 4,0 км от устья	44
I-1-28	ОНЧ	Река Анабар, в 4,5 км выше устья р. Кюрюктюр	»
I-1-30	ОНЧ	Река Мохору-Юрюе, в 3,5 км от устья	»
I-1-31	ОНЧ	Река Яма-Юрюе, в 6,5 км от устья	»
I-1-32	ОНЧ	Ручей 43–левый приток р. Кюрюктюр	255
I-1-33	ОНЧ	Река Яма-Юрюе, в 2,2 км от устья	44
I-1-34	ОНЧ	Река Яма-Юрюе, приустьевая часть	301
I-1-35	ОНЧ	Река Удя, в 1,5 км ниже устья р. Улэгир	256
I-1-36	ОНЧ	Река Верхний Туостах, среднее течение	301
I-1-38	ОНЧ	Река Удя, в 1,4 км выше устья р. Яма-Юрюе	44
I-1-39	ОНЧ	Руч. Северный, левый приток р. Улэгир	255
I-1-41	ОНЧ	Ручей 52, левый приток р. Кюрюктюр	»
I-1-42	ОНЧ	Река Нимах, левый приток р. Улэгир	»
I-1-43	ОНЧ	Руч. Цветочный, левый приток р. Кюрюктюр	»
I-1-46	ОНЧ	Правый безымянный приток р. Улэгир	44
I-1-47	ОНЧ	Левый безымянный приток р. Улэгир	255
I-1-48	ОНЧ	Правый верхний приток р. Кюрюктюр	»
I-1-49	ОНЧ	Река Кюрюктюр, верхнее течение	»
I-1-50	ОНЧ	Река Улэгир, верхнее течение	44
I-1-51	ОНДр	Река Прав. Улэгир, в 9,8 км от устья	254
I-1-52	ОНЧ	Река Прав. Улэгир, в 10,2 км от устья	»
I-1-55	ОНЧ	Река Маят	301
I-1-56	ОНЧ	Ручей 42, правый приток р. Маят	255
I-2-1	ОНЧ	Река Кангалас-Уэле, среднее течение	44
I-2-3	ОНЧ	Река Кангалас-Уэле, верхнее течение	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
I-2-6	ОНЧ	Река Чюэмпе-Юряге, в 0,4 км выше устья р. Куччут-Юрюе	44
I-2-7	ОНЧ	Река Чюэмпе-Юряге, среднее течение	284
I-2-8	ОНЧ	Река Чюэмпе-Юряге, 0,7 км выше устья р. Бутанча	44
I-2-11	ОНЧ	Река Эмяксин-Юрюе, в 0,5 км выше устья	»
I-2-12	ОНЧ	Река Моё-Салата, в 2,2 км выше устья	»
I-2-13	ОНЧ	Река Моё-Салата, в 1,8 км выше устья	»
I-2-14	ОНЧ	Река Яма-Юрюе, правый приток р. Удя, в 8,0 км от устья	»
I-2-15	ОНЧ	Река Чюэмпе-Юряге, в 15,0 км от устья	»
I-2-16	ОНЧ	Река Чюэмпе-Юряге, в 12,8 км от устья	»
I-2-17	ОНЧ	Река Чюэмпе-Юряге, в приустьевой части	»
I-2-18	ОНЧ	Река Удя, 1,0 км ниже устья р. Кумах-Юрях	»
I-2-19	ОНЧ	Река Кумах-Юрях, нижнее течение	»
I-2-20	ОНЧ	Река Звонкая, правый приток р. Удя в 8,5 км от устья	»
I-2-21	ОНЧ	Река Кумах-Юрях	284
I-2-22	ОНЧ	Река Мугурдах, нижнее течение	44
I-2-23	ОНЧ	Ручей Террасовый, левый приток руч. Мугурдах	»
I-2-24	ОНЧ	Устье р. Звонкая, правого притока р. Удя	»
I-2-25	ОНЧ	Река Бихиркян, левый приток р. Удя, нижнее течение	»
I-2-26	ОНЧ	Река Удя, ниже устья р. Чымара	284
I-2-27	ОНЧ	Река Удя, 0,9 км ниже устья р. Чымара	44
I-2-28	ОНЧ	Река Мугурдах, среднее течение	284
I-2-29	ОНДр	Река Удя, среднее течение реки, левый борт	»
I-2-30	ОНЧ	Река Колонковая, левый приток р. Чымара	44
I-2-31	ОНЧ	Река Мугурдах, верхнее течение	»
I-2-32	ОНЧ	Река Мугурдах, исток реки	»
I-2-33	ОНЧ	Левый безымянный приток р. Чымара	»
I-2-34	ОНЧ	Река Сухостойный, левый приток р. Чычах-Чымара	»
I-3-1	ОНЧ	Река Хагдаха-Юрюе, верховье реки	284
I-3-2	ОНЧ	Река Хагдаха-Юрюе, левый борт реки	»
I-3-3	ОНЧ	Река Арах-Билире, левый приток реки	»
I-3-4	ОНЧ	Река Юнекян-Юрюе, верховье реки	»
I-3-5	ОНЧ	Река Арах-Билире, верховье реки	»
I-3-6	ОНЧ	Река Хагдаха-Юрюе	»
I-3-7	ОНЧ	Река Юнекян-Юрюе, верховье реки	»
I-3-8	ОНЧ	Водораздел рек Юнекян-Юрюе и Арах-Билире	»
I-3-9	ОНЧ	Река Балаганнах, верхнее течение	325
I-3-12	ОНЧ	Река Балаганнах, правый приток р. Билир, в 9,0 км от устья	»
I-3-13	ОНЧ	Река Балтай, правый приток р. Чюэмпе-Юряге, в 4,0 км от устья	284
I-3-14	ОНЧ	Река Сисиктях, в 1,0 км выше устья	45

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
I-3-15	ОНЧ	Река Сисиктях, в устье реки	45
I-3-17	ОНЧ	Река Балаганнах, в 4,5 км от устья	»
I-3-19	ОНЧ	Река Григорий, в 1,9 км от устья	»
I-3-20	ОНЧ	Река Балаганнах, правый безымянный приток реки	»
I-3-21	ОНЧ	Река Балаганнах, в 2,5 км от устья	284
I-3-22	ОНЧ	Река Билир, в 7,2 км выше устья	45
I-3-23	ОНЧ	Река Удя, в 8,0 км ниже устья р. Билир	»
I-3-24	ОНЧ	Река Удя, в 6,5 км выше устья р. Билир	»
I-4-2	ОНЧ	Река Хатыгын-Уэлете, в 0,3 км выше устья р. Куохара-Зан	»
I-4-3	ОНЧ	Река Хатыгын-Уэлете, в 1,0 км выше устья р. Куохара-Зан	285
I-4-4	ОНЧ	Река Хатыгын-Уэлете, в 4,7 км выше устья р. Куохара-Зан	45
I-4-5	ОНЧ	Река Хатыгын-Уэлете, в 4,7 км выше устья р. Куохара-Зан	»
I-4-6	ОНЧ	Река Хатыгын-Уэлете, в 5,0 км выше устья р. Куохара-Зан	285
I-4-8	ОНЧ	Река Буолкалах, верхнее течение	284
I-4-9	ОНЧ	Река Буолкалах, верхнее течение	»
I-4-11	ОНЧ	Река Оннехой, в 25,0 км от устья	45
I-4-13	ОНЧ	Река Оннехой, среднее течение	284
I-4-14	ОНЧ	Р. Оннехой, в 16,5 км от устья	45
I-4-15	ОНЧ	Река Оннехой, в 16,3 км от устья	»
I-5-2	ОНЧ	Река Иэдэс	263
I-5-3	ОНЧ	Река Буолкалах, левый приток	»
I-5-4	ОНЧ	Река Буолкалах, среднее течение	»
I-5-10	ОНЧ	Река Бур, среднее течение, левый безымянный приток	215
I-5-11	ОНЧ	Река Бур, в 1,0 км от устья притока	284
I-6-1	ОНЧ	Река Ары-Онгорбут	308
I-6-2	ОНЧ	Река Бур, в 2,8 км ниже устья р. Кимах-Юрях	»
I-6-3	ОНЧ	Река Поварня-Билир, в 4,5 км выше устья	215
I-6-4	ОНЧ	Река Поварня-Билир, в 3,5 км выше устья	212
I-6-5	ОНЧ	Река Бур, в 14,0 км ниже устья р. Поварня-Билир	»
II-1-1	ОНЧ	Ручей Иванка-Юряге, в 5,0 км от устья	254
II-1-7	ОНЧ	Река Маят	310
II-1-12	ОНЧ	Кембрийский	301
II-1-15	ОНЧ	Ручей Рогатый, правый приток р. Бильлях	46
II-1-16	ОНЧ	Ручей Рогатый, правый приток р. Бильлях	»
II-1-17	ОНЧ	Правый приток р. Бильлях	208, 253
II-1-18	ОНЧ	Правый приток р. Бильлях	279
II-1-20	ОНЧ	Река Моргогор, правый приток реки, в 6,0 км от устья	253
II-1-21	ОНЧ	Водораздел рек Моргогор-Лясегер-Юрях	»
II-1-22	ОНЧ	Река Хотугу-Балаганнах, верховье, правый борт	234
II-1-23	ОНЧ	Река Хотугу-Балаганнах, верховье	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
П-1-25	ОНЧ	Водораздел рек Бильлях – Хотугу-Балаганнах	234
П-1-27	ОНЧ	Водораздел рек Бильлях – Каменистый	253
П-1-28	ОНЧ	Водораздел рек Бильлях – Каменистый	234
П-1-29	ОНЧ	Ручей Извилистый, в 1,6 км выше устья	279
П-1-31	ОНЧ	Река Эбелях, правый приток	253
П-1-32	ОНЧ	Река Эбелях, правый приток	»
П-1-37	ОНЧ	Река Эбелях, левый приток	269
П-1-46	ОНЧ	Водораздел рек Кимах-Юрях – Гусиный	224
П-1-47	ОНДр	Водораздел рек Кусун-Эбелях – Лабазный	»
П-1-52	ОНЧ	Река Улэгир, в 8,6 км выше устья руч. Озерный	301
П-1-53	ОНЧ	Река Маймага, в 9,2 км от устья	298
П-1-54	ОНЧ	Река Маймага, в 7,0 км от устья	46
П-1-55	ОНЧ	Река Маймага, второй левый приток в 3,1 км от устья	298
П-1-56	ОНЧ	Река Улэгир, в 3,6 км выше устья руч. Озерный	46
П-1-57	ОНДр	Водораздел рек Маймага и Курунгнах-Юрях	298
П-1-58	ОНЧ	Река Чуостах-Юрях, верхнее течение	301
П-1-59	ОНЧ	Река Маймага, в 2,7 км от устья	298
П-1-61	ОНЧ	Река Чуостах-Юрях, среднее течение	301
П-1-62	ОНЧ	Правый безымянный приток р. Чуостах-Юрях	46
П-2-1	ОНЧ	Река Чычах-Чымара, в 4,0 км выше устья руч. Атырдах	296
П-2-2	ОНЧ	Река Чычах-Чымара, в 3,0 км выше устья руч. Атырдах	»
П-2-4	ОНЧ	Река Атырдах, в 2,5 км от устья	»
П-2-6	ОНЧ	Река Атырдах, в 4,0 км от устья	46
П-2-8	ОНЧ	Река Правый Чычах	296
П-2-10	ОНЧ	Река Бюк-Юряге, в 6,4 км от устья	»
П-2-11	ОНЧ	Река Бюк-Юряге, в 0,5 км выше устья руч. Тобук-Юряге	»
П-2-12	ОНЧ	Река Бюк-Юряге, в 2 км ниже устья руч. Тобук-Юряге	»
П-2-13	ОНЧ	Река Кюельлях, левый приток р. Маят, в 1,8 км от устья	46
П-2-14	ОНДр	Водораздел р. Булгунняхтах и ее левого притока	284
П-2-16	ОНЧ	Река Булгунняхтах, в 3,2 км ниже устья руч. Усун-Юрях	296
П-2-17	ОНДр	Река Тобук-Юряге, в 5,0 км от устья	284
П-2-18	ОНЧ	Река Булгунняхтах, в устье р. Усун-Юрях	46
П-2-19	ОНЧ	Река Булгунняхтах, в устье р. Усун-Юрях	296
П-2-20	ОНЧ	Ручей Кюельлях, левый приток р. Маят, в 7,4 км от устья	46
П-2-21	ОНЧ	Река Маят, верховье реки	»
П-2-22	ОНЧ	Водораздел рек Моргогор – Маят	»
П-2-23	ОНЧ	Водораздел рек Эбелях – Моргогор	»
П-2-24	ОНЧ	Река Эбелях, правый приток, верховье	»
П-2-25	ОНЧ	Река Булгунняхтах, в 5,4 км ниже устья руч. Лабыкталах	»
П-2-27	ОНЧ	Река Булгунняхтах, в 6,0 км выше устья р. Курун-Мастах	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-2-28	ОНЧ	Ручей Кривой, левый приток р. Булгунняхтах	46
II-2-29	ОНЧ	Река Булгунняхтах, в 0,2 км выше устья руч. Кривой	»
II-2-30	ОНЧ	Река Булгунняхтах, в 8,4 км выше устья р. Курун-Мастах	»
II-2-31	ОНЧ	Река Булгунняхтах, в 2,6 км ниже р. Курун-Мастах	»
II-2-32	ОНЧ	Река Булгунняхтах, в 4,0 км выше устья р. Курун-Мастах	»
II-2-33	ОНЧ	Река Булгунняхтах, верхнее течение	»
II-2-34	ОНЧ	Река Булгунняхтах, верхнее течение	»
II-2-35	ОНЧ	Река Санга-Юрях, устье реки	»
II-2-36	ОНЧ	Река Лабыкталах, устье реки	»
II-2-39	ОНЧ	Река Санга-Юрях, правый приток р. Булгунняхтах, 1,8 км от устья	»
II-2-40	ОНЧ	Река Санга-Юрях, в 4,6 км от устья	»
II-2-42	ОНЧ	Река Лабыкталах, в 2,2 км от устья	»
II-2-43	ОНЧ	Правый безымянный приток р. Санга-Юрях, в 1,6 км от устья	»
II-2-44	ОНЧ	Ручей Каменистый, в 2,4 км от устья	»
II-2-45	ОНЧ	Левый приток р. Эбелях, верховье	»
II-2-46	ОНДр	Водораздел рек Кусун-Эбелях и Булгунняхтах	»
II-2-47	ОНЧ	Водораздел рек Кусун-Эбелях и Булгунняхтах	»
II-2-49	ОНЧ	Река Кусун-Эбелях, верховье реки	»
II-2-50	ОНЧ	Правый безымянный приток р. Кусун-Эбелях	»
II-2-52	ОНЧ	Ручей Чуостах-Юрюе, среднее течение	225
II-2-53	ОНЧ	Ручей Аномальный	»
II-2-55	ОНЧ	Река Верхний Балаганнах, в 1,5 км от устья	296
II-2-56	ОНЧ	Второй сверху левый приток р. Масапы	298
II-2-57	ОНЧ	Ручей Хайыргастах, в 1,6 км от устья р. Масапы	»
II-2-58	ОНДр	Водораздел рек Курунгах-Юрях и Масапы	»
II-2-59	ОНЧ	Река Улэбир, левый приток р. Масапы, в 7,5 км от устья	296
II-2-60	ОНЧ	Река Налим-Делинде, верхнее течение	»
II-3-4	ОНЧ	Правый приток р. Чымара, 6,2 км выше устья	47
II-3-5	ОНЧ	Первый правый приток р. Чымара, выше устья	296
II-3-6	ОНЧ	Река Богдо-Гаса, нижнее течение	»
II-3-7	ОНЧ	Правый приток р. Чымара, в 8,2 км выше устья	47
II-3-8	ОНЧ	Река Булгунняхтах, в 4,7 км ниже устья руч. Усун-Юряге	296
II-3-9	ОНЧ	Река Булгунняхтах, в 3,5 км выше устья	47
II-3-10	ОНДр	Река Булгунняхтах, в 7,2 км от устья	»
II-3-12	ОНЧ	Река Чымара, в 0,75 км выше устья р. Дабда-Юрях	296
II-3-13	ОНДр	Река Булгунняхтах, нижнее течение, в 15,0 км от устья	»
II-3-14	ОНЧ	Река Онгкучах, среднее течение	»
II-3-22	ОНЧ	Река Чымара, среднее течение, вблизи устья руч. Хадыга	47
II-3-23	ОНЧ	Река Чымара, в 0,5 км выше устья руч. Хадыга	296

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
П-3-24	ОНЧ	Река Чымара в 3,0 км выше устья руч. Хадыга	302
П-3-25	ОНЧ	Река Чымара, в 4,0 км выше устья руч. Хадыга	209
П-3-26	ОНЧ	Руч. Хадыга, левый приток р. Чымара, в 6,0 км от устья	»
П-3-27	ОНЧ	Река Чымара, в 6,0 км выше устья руч. Хадыга	302
П-3-28	ОНЧ	Река Удя, в 12,5 км выше устья р. Борго-Токур	209
П-3-29	ОНЧ	Река Онгкучах, верхнее течение	47
П-3-30	ОНЧ	Река Чымара, среднее течение	225
П-3-31	ОНЧ	Река Чымара, в 9,0 км выше устья руч. Хадыга	325
П-3-32	ОНЧ	Река Курунг-Юрях, левый приток р. Удя, верхнее течение	209
П-3-33	ОНЧ	Река Удя, в 0,2 км выше устья р. Улахан-Курунг-Юрях	296
П-3-34	ОНЧ	Река Курунг-Юрях, среднее течение	284
П-3-35	ОНЧ	Река Чымара, ниже устья руч. Балаганнах	209
П-3-36	ОНЧ	Река Чымара, в 4,0 км ниже устья руч. Балаганнах	302
П-3-41	ОНЧ	Река Чымара, в 0,5 км ниже устья р. Балаганнах	»
П-3-42	ОНЧ	Река Чымара, устье р. Балаганнах	209
П-3-43	ОНЧ	Река Балаганнах, нижнее течение	225
П-3-44	ОНЧ	Верховье левого притока р. Улахан-Курунг-Юрях	296
П-3-45	ОНЧ	Река Балаганнах, левый приток р. Чымара, в 4,0 км от устья	209
П-3-49	ОНЧ	Руч. Балаганнах, среднее течение	»
П-3-54	ОНЧ	Река Чымара, верховье реки	296
П-3-55	ОНДр	Река Чымара, правобережье реки, верхнее течение	325
П-3-56	ОНЧ	Руч. Унгуохтах, левый приток р. Удя	296
П-3-58	ОНЧ	Руч. Пограничный, в 2,2 км от устья	209
П-3-59	ОНЧ	Руч. Пограничный, в 2,0 км от устья	296
П-3-62	ОНЧ	Река Налим-Делинде, верхнее течение	209
П-3-63	ОНЧ	Река Налим-Делинде, верхнее течение	»
П-4-1	ОНЧ	Левый нижний приток р. Оннехой	296
П-4-2	ОНЧ	Река Тимир-Билир, в 5,6 км от устья	47
П-4-3	ОНЧ	Третий правый приток р. Орто-Билир	296
П-4-4	ОНЧ	Река Тимир-Билир, нижнее течение	284
П-4-5	ОНЧ	Река Тимир-Билир, нижнее течение	»
П-4-6	ОНЧ	Река Удякан, среднее течение реки	»
П-4-7	ОНЧ	Река Орто-Билир, нижнее течение реки	296
П-4-8	ОНЧ	Река Удя, ниже устья р. Удякан	»
П-4-9	ОНЧ	Река Удякан, нижнее течение	284
П-4-10	ОНЧ	Река Удякан, в 10,0 км от устья	296
П-4-11	ОНЧ	Река Удякан, в 2,0 км выше устья руч. Оччугуй-Онгкучах	»
П-4-12	ОНДр	Река Удя, ниже устья р. Борго-Токур	»
П-4-13	ОНЧ	Река Удя, выше устья р. Борго-Токур	»
П-4-14	ОНЧ	Река Удя, в 8,0 км выше устья р. Борго-Токур	209

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-4-16	ОНЧ	Ручей Олонгдо, приток р. Борго-Токур, в 0,4 км от устья	296
II-4-17	ОНЧ	Руч. Хапчан-Юрях, в 3,0 км от устья	»
II-4-18	ОНЧ	Река Борго-Токур, в 0,5 км выше устья р. Олонгдо	»
II-4-19	ОНЧ	Река Борго-Токур, верхнее течение	284
II-4-20	ОНЧ	Река Борго-Токур, среднее течение	»
II-4-21	ОНЧ	Река Борго-Токур, верхнее течение	»
II-4-22	ОНЧ	Р. Борго-Токур, верхнее течение	»
II-4-23	ОНЧ	Р. Борго-Токур, верхнее течение	»
II-4-24	ОНЧ	Левый приток р. Борго-Токур, приустьевая часть	»
II-4-25	ОНЧ	Первый сверху левый приток р. Борго-Токур	»
II-4-28	ОНЧ	Река Ньюкюлях, левый приток р. Удя, в 0,6 км от устья	296
II-5-1	ОНЧ	Река Беенчиме, верховье	284
II-5-2	ОНДр	Река Кусаган-Хаялах, верховье	»
II-5-3	ОНЧ	Река Югелях, верховье	212
II-5-4	ОНДр	Река Кусаган-Хаялах, среднее течение	284
II-5-5	ОНЧ	Река Бур, верховье реки	»
II-5-7	ОНДр	Река Куойка, в верхнем ее течении	294
II-5-8	ОНЧ	Правый приток р. Куойка, в верхнем его течении	292
II-5-9	ОНДр	Река Кусаган-Хаялах, в 9,5 км от устья	48
II-5-10	ОНДр	Река Кусаган-Хаялах, в 9,5 км от устья	212
II-5-11	ОНЧ	Правый приток р. Куойка, в 1,3 км от устья	48
II-5-12	ОНЧ	Река Кусаган-Хаялах, в 5,0 км от устья	284
II-5-14	ОНДр	Река Харгы, в 4,0 км от устья	»
II-5-15	ОНЧ	Река Таях-Юрях, в 2,0 км от устья	»
II-5-16	ОНДр	Река Огоннер-Юрях, в 5,0 км от устья	»
II-5-17	ОНЧ	Река Прав. Сектелях, в 0,5 км от устья	292
II-5-18	ОНЧ	Река Онгкучах, в 2,1 км от устья	299
II-5-19	ОНЧ	Река Онгкучах, в 1,5 км от устья	»
II-5-22	ОНЧ	Река Прав. Сектелях, в 7,5 км от устья	284
II-5-23	ОНЧ	Река Мас-Удя, в 6,4 км выше устья р. Улахан-Онгкучах	299
II-6-1	ОНЧ	Река Бур, в 5,0 км ниже устья р. Орто-Билир	284
II-6-7	ОНЧ	Река Беенчикян, левый приток р. Беенчиме	260
II-6-9	ОНЧ	Река Майтага-Тонгулага, в 1,0 км от устья	284
II-6-10	ОНДр	Река Беенчиме, правый борт долины реки	212
II-6-11	ОНЧ	Река Беенчиме в 4,7 км ниже устья р. Майтага-Тонгулага	48
II-6-12	ОНЧ	Река Беенчиме, в 4,0 км ниже устья р. Майтага-Тонгулага	212
II-6-14	ОНЧ	Река Куойка, среднее течение реки	284
II-6-15	ОНЧ	Левый приток р. Куойка, в 1,5 км от устья	48
II-6-16	ОНЧ	Левый приток р. Куойка, приустьевая часть	»
II-6-18	ОНЧ	Левый приток р. Куойка, приустьевая часть	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-6-19	ОНЧ	Река Куойка, левый борт долины в 3,0 км ниже устья р. Саввин	48
II-6-20	ОНЧ	Правый приток р. Куойка, приустьевая часть	»
II-6-21	ОНЧ	Река Куойка, среднее течение, ниже устья р. Саввин	284
II-6-22	ОНЧ	Река Куойка, среднее течение	»
II-6-23	ОНЧ	Река Куойка, среднее течение	»
II-6-24	ОНЧ	Река Куойка, среднее течение	»
III-1-1	ОНЧ	Река Маспаки, левый приток реки в верхнем течении	»
III-1-3	ОНЧ	Река Урдюк, правый приток р. Маспаки, в 0,4 км от устья	232
III-1-4	ОНЧ	Река Тонгулах, нижнее течение реки	49
III-1-7	ОНЧ	Река Налим-Делинде, в 6,5 км ниже устья р. Курунгнах	»
III-1-8	ОНЧ	Приток р. Маспаки, в 9,4 км ниже устья р. Урдюк	»
III-1-9	ОНЧ	Мелкий водоток р. Маспаки, в 11,0 км ниже устья р. Урдюк	»
III-1-10	ОНЧ	Река Налим-Делинде, в 11,0 км от устья	»
III-1-12	ОНЧ	Приток р. Маспаки, в 11,4 км ниже устья р. Урдюк	»
III-1-13	ОНЧ	Река Маспаки, левобережье реки, водораздел	»
III-1-14	ОНЧ	Река Налим-Делинде, правый борт долины, в 8,7 км от устья	»
III-1-15	ОНЧ	Река Налим-Делинде, в 4,5 км от устья	»
III-1-16	ОНЧ	Река Налим-Делинде, правый борт долины в 5,0 км от устья	»
III-1-18	ОНЧ	Водораздел рек Чоппо-Делинде – Налим-Делинде	»
III-1-19	ОНЧ	Река Маспаки, в 23,0 км ниже устья р. Урдюк	»
III-1-20	ОНЧ	Река Маспаки, в 22,0 км ниже устья р. Урдюк	284
III-1-22	ОНЧ	Река Налим-Делинде, в 2,2 км от устья	»
III-1-23	ОНЧ	Река Налим-Делинде, в 1,0 км от устья	49
III-1-24	ОНЧ	Водораздел рек Налим-Делинде и Чоппо-Делинде	»
III-1-25	ОНЧ	Река Чоппо-Делинде, в 6 км от устья	»
III-1-26	ОНЧ	Река Маспаки, в 25,0 км ниже устья р. Урдюк	»
III-1-27	ОНЧ	Река Маспаки	»
III-1-28	ОНЧ	Река Маспаки	284
III-1-30	ОНЧ	Река Чинегир-Юрях, в 1,1 км от устья	49
III-1-32	ОНЧ	Река Чинегир-Юрях, правый борт, в 7,1 км от устья	297
III-1-40	ОНЧ	Река Улэгир-Юрях, в 3,8 км от устья	»
III-2-2	ОНДр	Река Налим-Делинде, в 10 км выше устья р. Секес-Балаганнах	49
III-2-3	ОНЧ	Река Налим-Делинде, правый борт	284
III-2-4	ОНЧ	Река Налим-Делинде, выше устья р. Секес-Балаганнах	49
III-2-5	ОНЧ	Река Налим-Делинде, верхнее течение	»
III-2-6	ОНЧ	Река Налим-Делинде, верхнее течение	»
III-2-10	ОНЧ	Река Курунгнах, приток р. Налим-Делинде	»
III-2-12	ОНЧ	Река Налим-Делинде, в 3,0 км выше устья р. Курунгнах	»
III-2-13	ОНЧ	Река Налим-Делинде, в 0,8 км выше устья р. Курунгнах	»
III-2-14	ОНЧ	Река Чоппо-Делинде, в 7 км ниже устья р. Ырас-Сала	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-2-15	ОНЧ	Река Чоппо-Делинде, в 31,7 км от устья	49
III-2-16	ОНЧ	Река Чоппо-Делинде, в 19,0 км ниже устья р. Хаты-Сиене	»
III-2-17	ОНЧ	Река Чоппо-Делинде, в 33,4 км от устья	»
III-2-18	ОНЧ	Река Чоппо-Делинде, в 14,0 км от устья	»
III-2-21	ОНЧ	Река Усумун, верхнее течение	»
III-2-23	ОНЧ	Река Усумун, верхнее течение	»
III-3-2	ОНЧ	Река Хоту-Токур-Уджа, в 14,0 км от устья	50
III-3-3	ОНДр	Река Чоппо-Делинде, в верхнем течении	»
III-3-4	ОНДр	Река Чоппо-Делинде, левый борт долины в верхнем течении	»
III-3-5	ОНЧ	Река Чоппо-Делинде, левый борт долины в верхнем течении	303
III-3-6	ОНЧ	Река Токир-Удя, левый приток реки в 3,5 км от устья	50
III-3-7	ОНЧ	Река Чоппо-Делинде, в верхнем течении	303
III-3-9	ОНЧ	Река Токир-Удя, левый приток, в 0,3 км от устья	284
III-3-10	ОНЧ	Река Чоппо-Делинде, в верхнем течении	303
III-3-11	ОНЧ	Руч. Длинный, приток р. Токир-Удя, в 1,8 км от устья	50
III-3-12	ОНЧ	Руч. Длинный, р. Токир-Удя	»
III-3-13	ОНЧ	Река Токир-Удя, в 7,5 км выше устья руч. Длинный	299
III-3-14	ОНЧ	Река Токир-Удя, в 9,5 км выше устья руч. Длинный	»
III-3-15	ОНЧ	Река Чоппо-Делинде, в 1,5 км ниже устья руч. Ырас-Сала	50
III-3-16	ОНЧ	Река Чоппо-Делинде, устье руч. Ырас-Сала	»
III-3-17	ОНДр	Река Ырас-Сала, в 9,0 км от устья	»
III-3-18	ОНЧ	Река Токир-Удя, бассейн верхнего течения	275
III-3-20	ОНЧ	Река Биректе, в 6,0 км выше устья р. Ырас-Юрях	212
III-3-21	ОНЧ	Река Токтомо, левый приток р. Биректе, в 18,0 км от устья	50
III-4-1	ОНЧ	Река Мангдахай-Удята, в нижнем течении	284
III-4-3	ОНЧ	Река Хайыргастах, в 2,8 км от устья	299
III-4-4	ОНЧ	Река Мангдахай-Удята, левый борт реки в нижнем течении	284
III-4-5	ОНЧ	Река Мангдахай-Удята	»
III-4-6	ОНЧ	Река Мангдахай-Удята, в нижнем течении	299
III-4-8	ОНЧ	Река Хайыргастах, в 4,6 км от устья	275
III-4-9	ОНЧ	Река Хайыргастах, в 5,1 км от устья	299
III-4-10	ОНЧ	Река Токир-Удя, в 3,0 км ниже устья р. Онгхойдох	284
III-4-11	ОНЧ	Река Мангдахай-Удята, в среднем течении	»
III-4-12	ОНЧ	Река Токир-Удя, в 8,6 км выше устья р. Онгхойдох	»
III-4-13	ОНЧ	Река Онгхойдох, в 1,8 км от устья	299
III-4-14	ОНЧ	Река Онгхойдох, в 2,4 км от устья	50
III-4-15	ОНЧ	Река Онгхойдох, в 3,8 км от устья	299
III-4-16	ОНЧ	Река Онгхойдох, в 4,3 км от устья	275
III-4-17	ОНЧ	Река Токир-Удя, в 5,6 км выше устья р. Онгхойдох	284
III-4-18	ОНЧ	Река Токир-Удя, в 11,6 км выше устья р. Онгхойдох	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-4-19	ОНЧ	Река Томтордох, левый приток р. Нэкэжит, в 21,0 км от устья	50
III-4-20	ОНЧ	Река Томтордох, левый приток р. Нэкэжит, в 18,5 км от устья	299
III-4-21	ОНЧ	Река Онгхойдох, истоки реки	275
III-4-22	ОНЧ	Река Томтордох, левый приток р. Нэкэжит, в 15,0 км от устья	299
III-4-23	ОНДр	Река Томтордох, левый борт реки, в 10,0 км от устья	50
III-4-24	ОНДр	Река Томтордох, в 10,0 км от устья	284
III-4-25	ОНЧ	Река Бордулах, правый приток р. Нэкэжит, в 2,5 км от устья	50
III-5-1	ОНЧ	Река Оленёк, в 3,0 км ниже устья р. Нэкэжит	51
III-5-3	ОНЧ	Река Нэкэжит	299
III-5-4	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 3,2 км	284
III-5-5	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 3,8 км ниже устья р. Мас-Юрях	»
III-5-6	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 3,7 км от устья	51
III-5-7	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 4,7 км от устья	»
III-5-8	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 5,7 км от устья	»
III-5-10	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 3,0 км ниже устья р. Яким-Чуостага	299
III-5-11	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 3,2 км ниже устья р. Яким-Чуостага	51
III-5-12	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 3,4 км ниже устья р. Яким-Чуостага	»
III-5-13	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 3,4 км ниже устья р. Яким-Чуостага	291
III-5-14	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 1,5 км выше устья р. Яким-Чуостага	»
III-5-15	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 1,5 км выше устья р. Яким-Чуостага	»
III-5-16	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 5,3 км ниже устья р. Яким-Чуостага	51
III-5-17	ОНЧ	Река Нэкэжит, в 0,4 км ниже устья р. Тулукту	»
III-5-18	ОНЧ	Река Тулукту, правый приток р. Нэкэжит, в 0,8 км от устья	»
III-6-1	ОНЧ	Река Кыран, в 1,5 км ниже устья р. Кыракан	284
III-6-3	ОНЧ	Река Мерчимден, левый приток, в 1,0 км от устья	295
III-6-4	ОНЧ	Река Мерчимден, в 10,5 км от устья	329
III-6-5	ОНЧ	Река Мерчимден, в 11,5 км от устья	51
III-6-6	ОНЧ	Река Мерчимден, в 0,9 км выше устья р. Кырса-Балаганнах	284
III-6-7	ОНЧ	Река Мерчимден, в 26,0 км от устья	345
III-6-8	ОНЧ	Река Мерчимден, в 1,6 км выше устья р. Кырса-Балаганнах	»
III-6-9	ОНЧ	Река Мерчимден, в 33,5 км от устья	»
III-6-10	ОНЧ	Река Мерчимден, в 0,3 км выше устья р. Ирелях	»
III-6-11	ОНЧ	Река Ирелях, в 0,9 км выше устья руч. Далекий	»
III-6-12	ОНЧ	Река Ирелях, в 2,5 км от устья	»
IV-1-1	ОНЧ	Руч. Эмяксин, в 0,5 км от устья	297
IV-1-2	ОНЧ	Река Алы-Тюбе, в 3,0 км от устья	»
IV-1-3	ОНЧ	Река Сюянга, в 6,0 км от устья	»
IV-1-4	ОНЧ	Река Дюнгюрдах, в 6,5 км от устья	»
IV-1-5	ОНЧ	Река Сото-Юряге, в 5,5 км от устья	»
IV-1-9	ОНЧ	Река Усумун, в 4,7 км от устья	52

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-1-11	ОНЧ	Река Усумун, в 6,7 км от устья	52
IV-1-15	ОНЧ	Река Усумун, в 9,3 км выше устья р. Курунгнах	»
IV-2-1	ОНЧ	Река Усумун, в 2,0 км выше устья р. Курдур	212
IV-2-2	ОНЧ	Левый приток р. Усумун, в 1,0 км от устья	»
IV-2-3	ОНЧ	Река Усумун, среднее течение	»
IV-2-4	ОНЧ	Река Усумун, в 1,5 км ниже устья р. Дяпкан	52
IV-2-5	ОНЧ	Река Усумун, в 0,4 км выше устья р. Дяпкан	»
IV-2-6	ОНЧ	Река Усумун, в 1,4 км выше устья р. Дяпкан	»
IV-3-1	ОНЧ	Река Биректе, в 13,2 км выше устья р. Токур-Биректе	212
IV-3-2	ОНЧ	Река Биректе, в 0,5 км ниже устья р. Токур-Биректе	»
IV-3-3	ОНЧ	Река Нёлогор-Чуостага, правый приток р. Биректе	53
IV-3-5	ОНЧ	Река Биректе, напротив устья р. Ничалах-Сяне	»
IV-3-6	ОНЧ	Река Биректе, в 0,1 км ниже устья р. Курунг	212
IV-3-7	ОНЧ	Река Баргыдамыт, в 0,3 км от устья	53
IV-3-8	ОНЧ	Река Биректе, в 0,6 км ниже устья р. Баргыдамыт	»
IV-5-1	ОНЧ	Река Укукит, левый приток реки в 1,6 км от устья	344
V-1-2	ОНЧ	Река Лучакан, в 5,0 км от устья	55
V-1-3	ОНЧ	Река Лучакан, в 5,8 км от устья	»
V-1-4	ОНЧ	Река Лучакан, в 15,0 км от устья	»
V-1-12	ОНЧ	Правый приток р. Дяма-Лыхчан, в 2,4 км от устья	»
V-2-1	ОНЧ	Река Лучакан, в 5,2 км ниже устья р. Долгус	»
V-2-2	ОНЧ	Река Долгус, левый приток р. Лучакан, в 1,3 км от устья	»
V-2-3	ОНЧ	Река Долгус, левый приток р. Лучакан, в 1,3 км от устья	»
V-2-4	ОНЧ	Река Лучакан, в 0,8 км ниже р. Аччыгый-Лучакан	337
V-2-5	ОНЧ	Река Аччыгый-Лучакан, в 0,5 км от устья	55, 337
V-2-6	ОНЧ	Река Улахан-Лучакан, в 3,3 км от устья	55
V-2-7	ОНЧ	Река Омонос в 1,6 км выше устья р. Онгкучах-Юрях	»
V-2-8	ОНЧ	Река Омонос, в 3,0 км выше устья р. Онгкучах-Юрях	»
V-2-9	ОНЧ	Река Омонос, в 3,6 км выше устья р. Онгкучах-Юрях	213
V-2-10	ОНЧ	Река Омонос, в 4,5 км выше устья р. Онгкучах-Юрях	55
V-2-11	ОНЧ	Река Укукит, в 21,5 км выше устья р. Анабыл	211
V-3-1	ОНЧ	Река Биректе, в 2,9 км выше устья р. Омонос	56
V-3-2	ОНЧ	Река Омонос, правый борт долины реки, в 3,6 км от устья	»
V-3-3	ОНЧ	Устье левого притока р. Омонос	213
V-3-4	ОНЧ	Река Омонос, в 1,3 км ниже устья р. Кеппес-Очуостага	56
V-3-6	ОНЧ	Река Омонос, в 3,6 км выше устья р. Кеппес-Очуостага	213
V-3-7	ОНЧ	Река Омонос, в 2,7 км выше устья р. Кеппес-Очуостага	»
V-3-8	ОНЧ	Река Омонос, в 2,3 км выше устья р. Кеппес-Очуостага	»
V-3-11	ОНЧ	Река Омонос, в 4,8 км выше устья р. Кеппес-Очуостага	56
V-4-3	ОНЧ	Река Кутугуна, в 6,4 км от устья	213

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-4-4	ОНЧ	Река Кутугуна, в 10,0 км от устья	344
V-4-5	ОНЧ	Река Улахан-Кутугуна, в 1,5 км от устья	56
V-4-6	ОНЧ	Река Кутугуна, в устье р. Улахан-Кутугуна	329
V-4-8	ОНЧ	Руч. Питерский, левый приток р. Оленёк, в 8,6 км от устья	344
V-4-9	ОНЧ	Река Сухана, в 9,0 км выше устья р. Чуостах-Сухана	»
V-4-10	ОНЧ	Река Сухана, в 0,8 км выше устья р. Чуостах-Сухана	»
V-4-11	ОНЧ	Река Сухана, в 0,7 км выше устья р. Чуостах-Сухана	»
V-5-1	ОНЧ	Река Оленёк, в 1,5 км ниже устья р. Сухана в 1,8 км от устья	57
V-5-2	ОНЧ	Первый нижний приток р. Сухана	»
V-5-3	ОНЧ	Река Сухана, в 2,5 км от устья	»
V-6-1	ОНЧ	Река Мерчимден, в 1,8 км ниже устья р. Пастах-Юрях	329
V-6-2	ОНЧ	Река Мерчимден, в 1,8 км ниже устья р. Пастах-Юрях	»
V-6-6	ОНЧ	Река Бюгер-Юрях, верховья реки	316
V-6-9	ОНЧ	Водораздел рек Мерчимден-Куогас-Улуйбут-Моторчуна	287
V-6-10	ОНЧ	Река Уэся-Кыл-Теребют, истоки реки	242
V-6-11	ОНЧ	Река Бюгер-Юрях в 16,0 км ниже слияния ее составляющих	290
V-6-12	ОНЧ	Река Куогас-Улуйбут-Моторчуна, в 2,0 км выше устья	242
V-6-13	ОНЧ	Река Курунг-Юрях, в 0,65 км от устья	290
V-6-15	ОНЧ	Левый приток р. Курунг-Юрях, в 3,6 км от устья	316
V-6-16	ОНЧ	Левый приток р. Уэся-Кыл-Теребют, в 17,5 км от устья	»
V-6-17	ОНЧ	Левый приток р. Уэся-Кыл-Теребют, в 16,3 км от устья	290
V-6-18	ОНЧ	Левый приток р. Уэся-Кыл-Теребют, в 14,3 км от устья	»
V-6-19	ОНЧ	Левый приток р. Уэся-Кыл-Теребют, в 14,3 км от устья	»
V-6-20	ОНЧ	Левый приток р. Уэся-Кыл-Теребют, в 11,5 км от устья	316
V-6-21	ОНЧ	Река Меселес, в 3,0 км от устья	242
V-6-22	ОНЧ	Приток р. Куогас-Улуйбут-Моторчуна, в 5,2 км от устья	316
V-6-23	ОНЧ	Приток р. Куогас-Улуйбут-Моторчуна, в 5,2 км от устья	»
V-6-24	ОНЧ	Приток р. Куогас-Улуйбут-Моторчуна, в 1,1 км от устья	»
VI-1-1	ОНЧ	Река Оленёк, в 1,0 км выше устья р. Силигир	58
VI-1-2	ОНЧ	Река Силигир, в 2,5 км от устья	»
VI-2-1	ОНЧ	Река Далгас, левый приток р. Сенкю, в 1,2 км от устья	»
VI-2-2	ОНЧ	Река Сенкю, в 9,0 км от устья	»
VI-3-1	ОНЧ	Река Сопка, верхнее течение	205
VI-3-2	ОНЧ	Река Сопка, нижнее течение, левый склон, в 3,2 км от устья	223
VI-3-3	ОНЧ	Река Сопка, нижнее течение, левый склон, в 3,2 км от устья	»
VI-3-4	ОНЧ	Река Сопка, нижнее течение, левый склон, в 3,2 км от устья	»
VI-3-6	ОНЧ	Река Сопка, ниже устья р. Курунг-Тирехтях	205
VI-3-9	ОНЧ	Река Чомурдах, в 10,0 км ниже устья р. Чуостах	»
VI-3-15	ОНЧ	Река Чуостах, в 3,5 км от устья	»
VI-3-16	ОНЧ	Река Чуостах, в 2,0 км от устья	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-3-19	ОНЧ	Река Тирехтях, верхнее течение	205
VI-3-20	ОНЧ	Река Тирехтях, верхнее течение	»
VI-4-2	ОНЧ	Река Оленёк, в 6,8 км ниже устья р. Сопка	»
VI-4-3	ОНЧ	Река Сопка, в 1,5 м от устья	59
VI-4-4	ОНЧ	Река Оленёк, левый склон долины реки ниже устья р. Сопка	205
VI-4-5	ОНЧ	Река Оленёк, в 3,0 км ниже устья р. Сопка	»
VI-4-6	ОНЧ	Река Оленёк, в 2,8 км ниже устья р. Чомурдах	59
VI-4-7	ОНЧ	Река Оленёк, в 2,0 км ниже устья р. Чомурдах	223
VI-4-9	ОНЧ	Река Улахан-Курунг-Юрях, в 4,5 км от устья	345
VI-4-10	ОНЧ	Река Оленёк, в 26,5 км выше устья р. Чомурдах	205
VI-4-11	ОНЧ	Река Оленёк, в 14,0 км выше устья р. Хайыргастах	»
VI-5-2	ОНЧ	Река Онгхой-Юрях приток р. Моторчуна, в 1,0 км от устья	329
VI-5-3	ОНЧ	Река Моторчуна, правый борт долины реки	316
VI-5-4	ОНЧ	Река Моторчуна, левый борт долины реки в верхнем течении	»
VI-5-5	ОНЧ	Правый приток р. Моторчуна, в 0,1 км от устья	»
VI-5-6	ОНЧ	Река Баты-Юрях, приток р. Кюннюктях, в 27,7 км от устья	247
VI-5-7	ОНЧ	Река Кюннюктях, в 3,2 км выше устья р. Талахтах	»
VI-5-8	ОНЧ	Река Кюннюктях, в 1,2 км выше устья р. Талахтах	»
VI-5-9	ОНЧ	Река Кюннюктях, в 3,5 км ниже устья р. Бюрюелях	»
VI-5-10	ОНЧ	Река Кюннюктях, в 4,0 км ниже устья р. Бюрюелях	»
VI-5-11	ОНЧ	Река Кюннюктях, в 4,1 км ниже устья р. Бюрюелях	»
VI-5-12	ОНЧ	Река Кюннюктях, в 4,2 км ниже устья р. Бюрюелях	»
VI-6-1	ОНЧ	Левый приток р. Моторчуна, в 7,8 км от устья	316
VI-6-2	ОНЧ	Левый приток р. Моторчуна, в 9,5 км от устья	»
VI-6-3	ОНЧ	Правый приток р. Моторчуна	»
VI-6-4	ОНЧ	Река Тумуллах, левый приток р. Моторчуна, в 2,0 км от устья	60
VI-6-5	ОНЧ	Река Моторчуна, правый борт долины реки в верхнем течении	»
VI-6-6	ОНЧ	Река Балаганнах, левый приток р. Кюннюктях, в 12,2 км от устья	247
VI-6-7	ОНЧ	Река Туорахы, левый приток р. Муна	344
VI-6-8	ОНЧ	Река Улэбир, левый приток р. Кюннюктях, в 1,2 км от устья	247
VI-6-9	ОНЧ	Правый приток р. Кюннюктях, в 1,8 км ниже р. Баты-Юрях	»
Поделочные камни			
Халцедоны, агаты и другие поделочные камни			
II-2-5	ОНЧ	Река Чычах-Чьмара, среднее течение	296
II-2-9	ОНЧ	Река Бюк-Юряге, среднее течение	»
II-2-15	ОНЧ	Река Булгунняхтах, нижнее течение	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Поделочная окаменелая древесина			
II-5-13	П	Река Кусаган-Хаялах, левый приток р. Куойка, в 4,0 км от устья	294
II-6-3	П	Река Бур, правый берег, в 3,0 км ниже устья р. Орто-Билир	»
Строительные материалы			
Карбонатные породы			
Доломиты			
II-1-9	ММ	Олом	301
II-1-39	ММ	Исток	267
II-1-45	ММ	Ыраас-Юрях	305
Обломочные породы			
Песчано-гравийные смеси			
II-1-8	ММ	Олом	301
Прочие ископаемые			
Битум			
III-1-5	П	Река Масапы, в 8,4 км ниже устья р. Урдюк	49
III-1-6	П	Река Масапы, правый борт, в 8,4 км ниже устья р. Урдюк	»
III-1-11	П	Река Масапы, в 14,0 км ниже устья р. Урдюк	»
III-1-21	П	Река Масапы, в 22,0 км ниже устья р. Урдюк	»
III-1-35	П	Река Делинде, левый борт в 13,5 км от устья	»
III-1-36	П	Река Делинде, левый борт в 6,6 км от устья	»
III-2-1	П	Река Налим-Делинде, выше устья р. Секес-Балаганнах	»
III-2-7	П	Река Налим-Делинде, в 6,4 км от р. Бытык-Балаганнах	»
III-2-8	П	Река Курунгнах, в 5,6 км от устья	»
III-2-9	П	Река Налим-Делинде, устье р. Бытык-Балаганнах	»
III-2-11	П	Река Налим-Делинде, в 2,0 км от р. Бытык-Балаганнах	»
III-2-19	П	Река Чоппо-Делинде, в 10,0 км ниже устья р. Хаты-Сиене	»
III-2-22	П	Река Усумун, левый борт, верхнее течение	»
III-3-1	П	Водораздел рек Хоту-Токур-Уджа и Чоппо-Делинде	50
III-3-19	П	Река Ырас-Сала, в 12,0 км от устья	»
IV-1-10	П	Река Николай-Агатын, правый берег, в 8,0 км от устья	52
IV-1-17	П	Мал. Куонамка, в 7,0 км ниже устья ее правого притока	»
IV-1-18	П	Река Лучакан, правый берег в 1 км от устья	»
IV-3-4	П	Река Сала, верховья реки, левый приток р. Биректе	53
IV-4-1	П	Река Биректе, нижнее течение	»
V-1-18	П	Река Мал. Куонамка, в 2,0 км выше устья р. Бирандя	55

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-1-21	П	Река Бирандя, правый берег в 3 км от устья	55
V-1-26	П	Река Мал. Куонамка, в 3,6 км выше устья р. Куранах	»
V-3-12	П	Левый пр. р. Укукит, в 9,0 км ниже устья р. Курунг-Юрях	56
VI-1-3	П	Река Силигир, устье ее правого притока р. Мас-Хая-Юрях	58
VI-1-4	П	Руч. Холомолох, в 2 км выше устья	»
VI-2-3	П	Река Оленёк, в 8,8 км от устья р. Дуогалтар-Юреге	»
VI-2-4	П	Река Оленёк, в 7,0 км выше устья р. Улахан-Тирехтях	»

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупное, МС – среднее, ММ – малые. Россыпные месторождения: РК – крупное, РС – среднее, РМ – малое.

П – проявления; РП – россыпные проявления; ПМ – пункты минерализации; ШО – шлиховый ореол; РА – радиометрические аномалии; отдельные находки: ОНЧ – в четвертичных отложениях, ОНДр – в более древних отложениях.

Промышленная освоенность месторождений (дается после знака / (дробь): Э – эксплуатируемые; О – отработанное (выработанное); разведанные и не освоенные, а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений месторождений и проявлений полезных ископаемых листа R-50 Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы					Прогнозные ресурсы			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов (P ₁ + P ₂)	Площадь, км ²	Удельная продуктивность запасов и ресурсов, т/км ²	Источник данных	
				B	C ₁	A + B + C ₁	C ₂	B + C ₁ + C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂						P ₃
6.2	Среднеоленёкский горючсланцевый прогнозируемый район	Горючие сланцы	млрд т									849		2506,90		[ГТС-1000-48-50; 50-52]	
7.1	Поигайско-Уджинско-Оленёкский буро-каменноугольный район	Уголь каменный	млн т									706,4		9431,39		[ГТС-1000-48-50; 50-52]	
II-3-20	Малое месторождение Томтор	Уголь бурый	млн т				2,5*				13,6*			16,1*		[325, 334]	
7.1.1	<i>Булгуньятахский прогнозируемый узел угленакопления</i>	Уголь бурый	млн т											726*		1129,22	Авторские
9.1	Среднеоленёкский алмазonoсный руднороссыпной район																
9.1.1	<i>Огонёр-Юряхский алмазonoсный руднороссыпной узел</i>	Алмазы коренные	млн карат											30,0		Сборник, 2019	
V-6-8	Проявление Трубка Аэрогеологическая	Алмазы коренные	млн карат											10,7*		0,16	[266]

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы					Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов (P ₁ + P ₂)	Площадь, км ²	Удельная продуктивность (тонны/га)	Источник данных	
				B	C ₁	A + B + C ₁	C ₂	B + C ₁ + C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂						P ₃
9.1.2	<i>Укуитский алмазоносный рудороссыпной прогнозируемый узел</i>	Алмазы коренные	млн карат								4,265*						
		Алмазы россыпные	млн карат								2,9*						
V-3-5	Проявление Трубка Омонос-II	Алмазы коренные	млн карат								1,7*						Духанин, ГГС-200, R-50-XXVII-XXVIII
V-3-9	Проявление Трубка Русловая	Алмазы коренные	млн карат								0,575*						Духанин, ГГС-200, R-50-XXVII-XXVIII
V-3-10	Проявление Трубка Ленинград	Алмазы коренные	млн карат								0,39*						Духанин, ГГС-200, R-50-XXVII-XXVIII
V-3-13	Россыпное проявление Укуит (Верхний)	Алмазы россыпные	млн карат								1,853*						[344]
V-4-1	Россыпное проявление Укуит (Нижний)	Алмазы россыпные	млн карат								1,047*						[344]
V-4-7	Проявление Трубка Фестивальная	Алмазы коренные	млн карат								1,6*						Духанин, ГГС-200, R-50-XXVII-XXVIII
9.1.3	<i>Чомурдахский алмазоносный руднороссыпной прогнозируемый узел</i>	Алмазы коренные	млн карат								0,630*						
		Алмазы россыпные	млн карат								1,583*						
VI-3-5	Россыпное проявление Сопка	Алмазы россыпные	млн карат								0,374*						[223]

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы						Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)	Площадь, км ²	Удельная продуктивность (тонна/г/ресурс/г)	Источник данных
				B	C ₁	A + B + C ₁	C ₂	B + C ₁ + C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃					
VI-3-7	Россыпное проявление Чомурдах (верхний)	Алмазы россыпные	млн карат									0,680*					[223]
VI-3-8	Проявление трубка Чомур	Алмазы коренные	млн карат									0,630*					[205]
VI-4-1	Россыпное проявление Сопка (левый приток)	Алмазы россыпные	млн карат									0,202*					»
VI-4-8	Россыпное проявление Чомурдах (нижний)	Алмазы россыпные	млн карат									0,327*					»
10.1	Куонамская алмазоносная рудно-россыпная прогнозируемая зона																
10.1.3	<i>Куранахский алмазоносный рудно-россыпной прогнозируемый узел</i>																
V-1-27	Проявление Трубка Юлегир-Чараас	Алмазы коренные	млн карат									0,17*					Лопатин, ГГС R-50-XXV,XXVI
10.1.4	<i>Лучаканский алмазоносный рудно-россыпной прогнозируемый узел</i>																
V-1-1	Россыпное проявление Лучакан	Алмазы россыпные	млн карат									1,782*					Лопатин, ГГС R-50-XXV,XXVI

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы					Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)	Площадь, км ²	Удельная продуктивность (тонны / км ²)	Источник данных	
				B	C ₁	A + B + C ₁	C ₂	B + C ₁ + C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂						P ₃
V-1-13	Проявление Трубка Отрицательная	Алмазы коренные	млн карат									0,209*					[286]
10.2	Уэленско-Уджинский золото-алмазороносный прогнозируемый район																
10.2.2	<i>Кангалас-Уэленский золото-алмазороносный прогнозируемый рудный узел</i>	Алмазы россыпные	млн карат									3,3218					
I-3-10	Россыпное проявление Чюэмпее-Юряге	Алмазы россыпные	млн карат									0,4118					Сборник, 2019
I-3-18	Россыпное проявление Билир	Алмазы россыпные	млн карат									2,91					Сборник, 2019
0.1.1	<i>Томторский фосфор-железо-алюминий-редкоземельно-ниобиевый рудный узел</i>																
II-3-15	Проявление Томтор	Nb ₂ O ₅	тыс. т								31684,6*						[293]
		PЗЭ (TR ₂ O ₃)	тыс. т								102085,4*						
		Sc ₂ O ₃	тыс. т								395,1*						
II-3-16	Проявление Томтор	Al ₂ O ₃	млн т									1600*					[327]
II-3-17	Проявление Томтор	Fe	млн т									184,5*	2000,0*		184,5		»
II-3-18	Малое месторождение Томтор	P ₂ O ₅	млн т				4272,3*				563,3*	844,5*			1398,6		[293]

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы					Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов (P ₁ + P ₂)	Площадь, км ²	Удельная продуктивность (тонны/га)	Источник данных
				B	C ₁	A + B + C ₁	C ₂	B + C ₁ + C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂					
II-3-21	Крупное месторождение Томторское (участок Буранный)	Nb ₂ O ₅	тыс. т		79,031*			817,6*	7,37*	1146,5			1971,47			[315]; Сборник, 2017
		PЗЭ (TR ₂ O ₃)	тыс. т	84,5	34,8			1549,6*	19,7	214,5	3803,1		5586,9			Баланс, 2019; [315]; Сборник, 2018
		Sc ₂ O ₃	тыс. т		0,563			7,9*					7,9			Баланс, 2019; [315]
		Y ₂ O ₃	тыс. т		7,009*			90,8*					90,8			[315]
0.1.0.2	Фосфор-алюминий-редкоземельно-ниобиевое рудное поле Богдо	Al ₂ O ₃	млн т								800,0*					[327]
		Nb ₂ O ₅	тыс. т								810,0*					[293]
		PЗЭ (TR ₂ O ₃)	тыс. т								2430,0*					»
0.1.0.3	Фосфор-ниобиево-редкоземельное рудное поле Чимара															
II-3-38	Проявление Чимара	Nb ₂ O ₅	тыс. т								569,0*					»
		PЗЭ (TR ₂ O ₃)	тыс. т							12485,0*	3920*		16405,0			»
II-3-39	Проявление Чимара	P ₂ O ₅	млн т							600,4*						»
0.2	Анабарский алмазороссыпной район															
0.2.1	Маятский алмазороссыпной узел	Алмазы россыпные	млн карат			2,90276	0,34411		0,2676	33,831	5,753	1,290	43,09847	1632,46		
I-1-29	Россыпное проявление Кюрюкюр	Алмазы россыпные	млн карат							0,436						Сборник, 2019

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы					Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов (P ₁ + P ₂)	Площадь, км ²	Удельная продуктивность (тонна/гектар/ресурс/г)	Источник данных	
				B	C ₁	A + B + C ₁	C ₂	B + C ₁ + C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂						P ₃
I-1-37	Россыпное проявление Улегир	Алмазы россыпные	млн карат							0,365							Сборник, 2019
I-1-40	Россыпное проявление Ручей 57	Алмазы россыпные	млн карат							0,160*							[255]
I-1-44	Россыпное проявление Ручей 55	Алмазы россыпные	млн карат							0,050*							»
I-1-45	Россыпное проявление Южная	Алмазы россыпные	млн карат								0,083*						[301]
I-1-53	Россыпное проявление Тыйдах-Юрях	Алмазы россыпные	млн карат							0,330*							[270]
I-1-54	Среднее россыпное месторождение Ручей 41	Алмазы россыпные	млн карат			0,3054	0,0149		0,0908					0,4111			Баланс, 2018
I-1-55	Россыпное проявление Маят (делювий)	Алмазы россыпные	млн карат									0,290*					[301]
I-1-57	Среднее россыпное месторождение Маят	Алмазы россыпные	млн карат			2,3713	0,1835		0,0463					2,6011			Баланс, 2018
		Au	т				0,027		0,003					0,03			Баланс, 2018
		Pt	т				0,019		0,001					0,02			Баланс, 2016
II-1-2	Малое россыпное месторождение Ручей 86	Алмазы россыпные	млн карат						0,0285								Баланс, 2018
II-1-3	Среднее россыпное месторождение Кула	Алмазы россыпные	млн карат			0,11916	0,00861			1,944*				2,07177			Баланс, 2018; [270]

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы					Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов (P ₁ + P ₂)	Площадь, км ²	Удельная продуктивность (тонны / км ²)	Источник данных	
				B	C ₁	A + B + C ₁	C ₂	B + C ₁ + C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂						P ₃
П-1-4	Россыпное проявление Чорду-Пастага	Алмазы россыпные	млн карат								0,129*						[270]
П-1-5	Россыпное проявление Траптовый	Алмазы россыпные	млн карат								0,437*						»
П-1-6	Среднее россыпное месторождение Олом (Исток, Лог 325)	Алмазы россыпные	млн карат			0,1069	0,0479							0,1548			Баланс, 2018
П-1-11	Среднее россыпное месторождение Лог 405	Алмазы россыпные	млн карат				0,0892		0,102					0,1912			Баланс, 2018
	35 мелких объектов	Алмазы россыпные	млн карат								29,98	5,67	1,0	35,65			Сборник, 2019
0.2.2	<i>Билляхский алмазороссыпной узел</i>					9,0138	4,5708		0,1359					13,7205	337,15		
П-1-10	Среднее россыпное месторождение Курунг-Юрях	Алмазы россыпные	млн карат			1,6094	0,8917		0,0975					2,5986			Баланс, 2018
П-1-13	Среднее россыпное месторождение Верхний Биллях	Алмазы россыпные	млн карат			1,5117	2,5736		0,0384					4,1237			Баланс, 2018
П-1-14	Крупное россыпное месторождение Биллях	Алмазы россыпные	млн карат			5,8927	1,1055							6,9982			Баланс, 2018
0.2.3	<i>Эбеляхский алмазороссыпной узел</i>					21,52763	3,02804		4,85762	4,853				34,1713	1380,74		
П-1-19	Среднее россыпное месторождение Каменистый	Алмазы россыпные	млн карат			0,149	0,064		0,0044					0,2174			Баланс, 2017

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы					Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)	Площадь, км ²	Удельная продуктивность (тонны / км ²)	Источник данных
				B	C ₁	A + B + C ₁	C ₂	B + C ₁ + C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂					
II-1-24	Среднее россыпное месторождение Хотугу-Балаганнах	Алмазы россыпные	млн карат			0,6924	0,0235		0,0682				0,7841			Баланс, 2018
			Au	т				0,007		0,003				0,01		Баланс, 2018
			Pt	т				0,003		0,001				0,004		Баланс, 2016
II-1-26	Среднее россыпное месторождение Моргогор, Быстрый	Алмазы россыпные	млн карат			3,1706	0,0733		0,0975				3,3414			Баланс, 2018
			Au	т				0,001								Баланс, 2018
II-1-30	Среднее россыпное месторождение Эбелях	Алмазы россыпные	млн карат			2,06413	1,8484		0,5404				4,45293			Баланс, 2018
			Au	т				0,111		0,003				0,114		Баланс, 2018
			Pt	т				0,028		0,001				0,029		Баланс, 2018
II-1-33	Среднее россыпное месторождение Балаганнах	Алмазы россыпные	млн карат				0,05096		0,68079	0,095			0,82675			Баланс, 2018; Сборник, 2019
II-1-34	Среднее россыпное месторождение Гусиный	Алмазы россыпные	млн карат			3,5326	0,0076						3,5402			Баланс, 2018
			Au	т				0,001								Баланс, 2018
II-1-35	Среднее россыпное месторождение Кумах-Юрях	Алмазы россыпные	млн карат				0,2545		1,3924	0,191			1,8379			Баланс, 2018; Сборник, 2019
II-1-36	Среднее россыпное месторождение Ручей 53	Алмазы россыпные	млн карат			0,4279										Баланс, 2007
II-1-38	Россыпное проявление Кусун-Эбелях	Алмазы россыпные	млн карат							2,352						Сборник, 2019
II-1-40	Россыпное проявление Ручей 71	Алмазы россыпные	млн карат							0,180*						[235]

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы					Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)	Площадь, км ²	Удельная продуктивность (тонны/гектар/ресурсы/)	Источник данных	
				B	C ₁	A + B + C ₁	C ₂	B + C ₁ + C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂						P ₃
II-1-41	Среднее россыпное месторождение Болотистый	Алмазы россыпные	млн карат				0,2939				0,042				0,3359		Баланс, 2018; Сборник, 2019
II-1-42	Среднее россыпное месторождение Ырас-Сала	Алмазы россыпные	млн карат				0,38228		0,10173		0,316				0,800		Баланс, 2018; Сборник, 2019
II-1-43	Среднее россыпное месторождение Ырас-Юрях	Алмазы россыпные	млн карат			4,4166											Паспорт
II-1-44	Россыпное проявление Ырас-Юряге	Алмазы россыпные	млн карат								0,683						Сборник, 2019
II-1-48	Среднее россыпное месторождение Лабазный	Алмазы россыпные	млн карат						0,265		0,494				0,759		Баланс, 2018; Сборник, 2019
II-1-49	Крупное россыпное месторождение Холомолоох	Алмазы россыпные	млн карат			4,3138	0,0296		1,1417						5,4851		Баланс, 2018
II-2-37	Среднее россыпное месторождение Исток	Алмазы россыпные	млн карат			2,7606			0,5655						3,3315		Баланс, 2018
II-2-48	Россыпное проявление Унга-Салаа	Алмазы россыпные	млн карат								0,500*						[254]
0.0.1	<i>Кыринский алмазороссыпной прогнозируемый узел</i>	Алмазы россыпные	млн карат									14,213*			236,1		Авторские
Россыпные месторождения и проявления вне рудных узлов и полей																	
II-1-60	Россыпное проявление Маспакы	Алмазы россыпные	млн карат									10,0					Сборник, 2019

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы					Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)	Площадь, км ²	Удельная продуктивность (тонны/гектар/ресурсы/год)	Источник данных
				B	C ₁	A + B + C ₁	C ₂	B + C ₁ + C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂					
П-2-3	Россыпное проявление Чычах-Чымара	Алмазы россыпные	млн карат									10,08*				[296]
П-2-7	Малое россыпное месторождение Лясегер-Юрях	Алмазы россыпные	млн карат				0,061			0,561			0,622			Баланс, 2018; Сборник, 2019
П-2-51	Россыпное проявление Хадыга	Алмазы россыпные	млн карат									0,155*				[225]
П-2-54	Среднее россыпное месторождение Курунгнах-Юрях	Алмазы россыпные	млн карат				0,9817		2,515	0,51			4,0067			Баланс, 2013; Сборник, 2019
П-3-53	Россыпное проявление Уджа (верховья)	Алмазы россыпные	млн карат									0,9315				Сборник, 2019
П-3-60	Россыпное проявление Томтор	Алмазы россыпные	млн карат									2,930				Сборник, 2019
П-4-26	Россыпное проявление Мас-Уджа (нижний)	Алмазы россыпные	млн карат									0,4747				Сборник, 2019
П-4-27	Россыпное проявление Токур-Уджа (нижний)	Алмазы россыпные	млн карат								4,114*					[296]
П-5-6	Россыпное проявление Куойка	Алмазы россыпные	млн карат									0,131*				[292]
П-5-20	Россыпное проявление Мас-Уджа	Алмазы россыпные	млн карат									1,0764				Сборник, 2019
П-6-6	Россыпное проявление Беенчиме	Алмазы россыпные	млн карат									0,075*				[212]

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы						Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)	Площадь, км ²	Удельная продуктивность (тонны / км ²)	Источник данных
				B	C ₁	A + B + C ₁	C ₂	B + C ₁ + C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃					
III-1-29	Россыпное проявление Делинде (средний)	Алмазы россыпные	млн карат									0,171*					[297]
III-1-33	Россыпное проявление Делинде (нижний)	Алмазы россыпные	млн карат									0,173*					[297]
III-1-34	Россыпное проявление Мал. Куонамка	Алмазы россыпные	млн карат							10,9	6,2	17,0		17,1			Сборник, 2019
III-2-24	Россыпное проявление Усумун	Алмазы россыпные	млн карат									0,311*					Боршова, ГТС-200 R-50-XIII, XIV
III-3-8	Россыпное проявление Токур-Уджа (верхний)	Алмазы россыпные	млн карат									0,7148					Сборник, 2019
III-6-2	Россыпное проявление Солохут	Алмазы россыпные	млн карат									2,183*					[299]
V-6-14	Россыпное проявление Куогас-Улуйбут-Моторчуна	Алмазы россыпные	млн карат									0,389*					[290]
VI-5-1	Россыпное проявление Верхняя Моторчуна	Алмазы россыпные	млн карат									0,997*					[316]
0.0.0.2	Верхне-Уджинское алмазоносное прогнозируемое рудное поле	Алмазы коренные	млн карат									31,0					Сборник, 2019

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа R-50

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого, ед. изм. ресурсов	Количество прогнозируемых объектов*	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Рудные полезные ископаемые и алмазы				
Черные металлы	Железные руды, млн т	1 РУ	P ₂	184,5
		1 РУ	P ₃	2000,0
Цветные металлы	Бокситы, млн т Al ₂ O ₃	1 РУ	P ₃	1600,0
		1 РП	P ₃	800,0
Редкие металлы и редкие элементы	Ниобий, тыс. т Nb ₂ O ₅	1 РУ	P ₁	32831,1
		1 РП	P ₂	569,0
		1 РП	P ₃	810,0
	РЗЭ, тыс. т TR ₂ O ₃	1 РУ	P ₁	102299,9
		1 РП	P ₁	12485,0
		1 РУ	P ₂	3803,1
		1 РП	P ₂	3920,0
	Скандий, тыс. т Sc ₂ O ₃	1 РУ	P ₃	2430,0
1 РУ		P ₁	395,1	
Драгоценные камни	Алмазы коренные, млн кар	1 РРУ	P ₂	10,7
		4 РРУ	P ₃	5,274
		1 РП	P ₃	31,0
Нерудные полезные ископаемые, угли, горючие сланцы				
Твердые горючие ископаемые	Уголь каменный, млн т	1 МР	МП	706,4
	Уголь бурый, млн т	1 МР	P ₁	13,6
		1 РУ	P ₃	726,0
	Горючий сланец, млрд т	1 МР	МП	849,0
Минеральные удобрения	Апатиты, млн т P ₂ O ₅	1 РУ	P ₁	563,3
		1 РП	P ₁	600,4
		1 РУ	P ₂	844,5
Россыпные месторождения алмазов				
Драгоценные камни	Алмазы, млн кар	2 РосУ	P ₁	38,589
		1 РосУ	P ₂	5,753
		4 РРУ	P ₃	9,5868
		2 РосУ	P ₃	15,503

*МР – минерагенический район; РУ – рудный узел; РРУ – руднороссыпной узел; РосУ – россыпной узел; РП – рудное поле.

**Таблица впервые выявленных в ходе составления Госгеолкарты-1000/3 листа R-50
прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов**

№ п/п	Индекс и наименование объекта	Вид минерального сырья, единица измерения	Оценка ресурсов по категориям				Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
			До начала работ		По результатам работ			
1	Кыринская алмазонасная прогнозируемая площадь (название по паспорту). На КЗПИ – Кыринский алмазороссыпной прогнозируемый узел (0.0.1 di/T ₃ -J ₁)	Алмазы, млн карат			P ₃	14,213	+14,213	Прогнозируемая алмазонасная площадь. Рекомендуются поисково-оценочные работы на алмазы в пределах площади распространения кыринской свиты
2	Фосфор-ниобиево-редкоземельный рудный узел Чимара (название по паспорту*). На КЗПИ входит в фосфор-ниобиево-редкоземельное рудное поле Чимара (0.1.3 TR,Nb,P/D ₃ -C)	РЗЭ (TR ₂ O ₃), тыс. т	P ₁ +P ₂	16 405	P ₃	23 828	+23 828	Редкометалльно-редкоземельный прогнозируемый узел. Рекомендуются поисково-оценочные работы первой очереди
		Ниобий (Nb ₂ O ₅) тыс. т	P ₁ +P ₂	568,8	P ₃	1014	+1014	
		Фосфор (P ₂ O ₅) тыс. т	P ₁ +P ₂	11 714	P ₃	18 758	+18 758	
3	Булгунняхтахская буроугольная площадь (название по паспорту). На КЗПИ – Булгунняхтахский прогнозируемый узел угленакопления (7.1.1 УБ/P ₂₋₃)	Уголь бурый (млн т)	C ₂ P ₁	2,547 13,642	P ₃	726	726	Прогнозируемая буроугольная площадь. Рекомендуются поисково-оценочные работы на бурый уголь в пределах площади распространения булгунняхтахской свиты

* Паспорт не принят

**Список буровых скважин, показанных на геологической карте
дочетвертичных образований листа R-50 – Саскылах**

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
I-1	1	Скважина 248,9 м	[299], скв. 8
I-1	2	Скважина 153,5 м	[299], скв. 4
I-1	3	Скважина 109 м	[299], скв. 5
II-2	4	Скважина 300,5 м	[294], скв. 2
II-1	5	Скважина 251 м	[299], скв. 15
II-2	6	Скважина 220 м	[294], скв. 3
II-1	7	Скважина 133 м	[299], скв. С-371
II-3	8	Скважина 300,9 м	[294], скв. 6
II-1	9	Скважина 30 м	[244], скв. 10.5
II-3	10	Скважина 128 м	[294], скв. 2/10
II-3	11	Скважина 302,5 м	[294], скв. 21
II-3	12	Скважина 600 м	[294], скв. 19
II-4	13	Скважина 255 м	[294], скв. 9
II-3	14	Скважина 25 м	[294], скв. Ч-69
II-4	15	Скважина 751,6 м	[294], скв. 15
IV-1	16	Скважина 200 м	[295], скв. 3
IV-1	17	Скважина 200 м	[295], скв. 4

Список результатов геохронологических определений картографируемых образований, полученных при проведении работ по листу R-50 – Саскылах

Номер клетки	Номер на карте фактов	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Авторский номер объекта
						Координаты X	Координаты Y	
II-3	79	Габбродолериты верхнеуджинского комплекса	Пироклор	U-Pb	675 ± 13	116,89462850	70,94066964	Настоящая работа, т.н. 79
II-3	2076/3	Базальты унгуохтахской свиты	Циркон	U-Pb	1713 ± 31	116,88125615	70,93720363	Настоящая работа, т.н. 2076
II-3	74	Габбродолериты верхнеуджинского комплекса	Циркон	U-Pb	2490 ± 20	116,88072291	70,91569863	Настоящая работа, т.н. 74
II-3	2060A/1	Базальты унгуохтахской свиты	Циркон	U-Pb	811,7 ± 6,7	116,88139929	70,89233389	Настоящая работа, т.н. 2060a
II-3	2060B/1	Базальты унгуохтахской свиты	Циркон	U-Pb	815,6 ± 5,2	116,88304958	70,89171123	Настоящая работа, т.н. 2060б
II-3	2061A	Базальты унгуохтахской свиты	Циркон	U-Pb	801,6 ± 7,8	116,88819288	70,88898937	Настоящая работа, т.н. 2061a
II-3	37/4	Сиениты чимаро-уджинского лампроитового комплекса	Пироклор	U-Pb	691 ± 70	116,92929477	70,84357255	Настоящая работа, т.н. 37/4
II-3	24	Долериты верхнеуджинского комплекса	Циркон	U-Pb	1944 ± 13	116,96653178	70,83604105	Настоящая работа, т.н. 24
II-3	26/1	Габбродолериты верхнеуджинского комплекса	Циркон	U-Pb	826,3 ± 6,2	116,97972021	70,83313319	Настоящая работа, т.н. 26
II-4	32	Габбродолериты верхнеуджинского комплекса	Циркон	U-Pb	1936 ± 16	117,01994402	70,80852790	Настоящая работа, т.н. 32
V-1	LK-87	Кимберлиты куонамского карбонатит-кимберлитового комплекса	Перовскит	U-Pb	203 ± 3,5	114,84562500	69,17724167	Настоящая работа, аномалия LK-87
VI-4	Ан-152-4	Кимберлиты среднеолёнёкского кимберлитового комплекса	Перовскит	U-Pb	202 ± 3,5	117,26473060	69,02141667	Настоящая работа, аномалия Ан-152-4

**Список стратотипов, петротипов, опорных разрезов, буровых скважин,
вынесенных на карту фактического материала листа R-50 – Саскылах**

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
I-1	9	Скважина, 298,5 м	[299], скв. 9
I-1	27	Петротип эбехаинского субвулканического трахидолеритового комплекса	[299], дайки горы Эбе-Хая
I-1	1	Скважина 248,9 м	[299], скв. 8
I-1	1А	Скважина 92 м	[299], скв. 1А
I-1	2	Скважина 153,5 м	[299], скв. 4
I-1	7	Скважина 175,6 м	[299], скв. 7
I-1	6	Скважина 183,7 м	[299], скв. 6
I-1	23б	Опорный разрез онкучахской свиты	[299], скв. 6
I-1	3	Скважина 109 м	[299], скв. 5
I-1	2	Скважина 201,9 м	[299], скв. 2
I-1	12	Скважина 171,9 м	[299], скв. 12
I-1	11	Скважина 171,5	[299], скв. 11
I-2	30	Опорный разрез чоэмпейской толщи	[216], т.н. 57
I-5	32б	Опорный разрез буолкалахской свиты	[350], т.н. 420
II-1	3	Скважина, 127,2 м	[299], скв. 3
II-1	5	Скважина 251 м	[299], скв. 15
II-1	11	Опорный разрез анабарской свиты	[299], скв. 15
II-1	7	Скважина 133 м	[299], скв. С-371
II-1	33	Опорный разрез нижнего мела(?)	[299], скв. С-371
II-1	9	Скважина 30 м	[244], скв. 10.5
II-1	34	Опорный разрез эбеляхской толщи	[244], скв. 10.5
II-2	4	Скважина 300,5 м	[294], скв. 2
II-2	26	Опорный разрез молодинской толщи	[294], скв. 2
II-2	6	Скважина 220 м	[294], скв. 3
II-2	24а	Стратотип булгунняхтахской свиты	[294], скв. 3
II-3	30/69	Скважина 122 м	[294], скв. 30/69
II-3	32а/2	Опорный разрез буолкалахской свиты	[294], скв. 30/69
II-3	8	Скважина 300,9 м	[294], скв. 6
II-3	32а/1	Опорный разрез буолкалахской свиты	[294], скв. 6
II-3	23а	Стратотип онкучахской свиты	[294], скв. 6
II-3	10	Скважина 128 м	[294], скв. 2/10
II-3	24б	Опорный разрез булгунняхтахской свиты	[294], скв. 2/10
II-3	45	Скважина 150 м	[294], скв. 45
II-3	2/5	Стратотип улахан-курунгской свиты	[294], скв. 45

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
II-3	17	Петротип уджинского ийолит-карбонатитового комплекса	[294], массив Томтор
II-3	22	Стратотип томторской толщи	[330], скв. 5667к
II-3	64	Скважина 104 м	[294], скв. 64
II-3	32а/3	Опорный разрез буолкалахской свиты	[294], скв. 64
II-3	Д-19	Скважина 319 м	[301], скв. Д-19
II-3	18	Петротип чимаро-уджинского лампроитового комплекса	[302], массив Томтор
II-3	53	Скважина 50 м	[294], скв. 53
II-3	2/3	Стратотип улахан-курунгской свиты	[294], скв. 53
II-3	54	Скважина 80 м	[294], скв. 54
II-3	2/4	Стратотип улахан-курунгской свиты	[294], скв. 54
II-3	2/2	Стратотип улахан-курунгской свиты	[294], т.н. 1.492а-1.494
II-3	2/1	Стратотип улахан-курунгской свиты	[294], Т.н. 1.2307
II-3	3/3	Стратотип унгуохтахской свиты	[294], т.н. 1.1413, 1.1414, 1.1471, 1.1472, 1.2503–1.2518
II-3	11	Скважина 302,5 м	[294], скв. 21
II-3	2/6	Стратотип улахан-курунгской свиты	[294], скв. 21
II-3	12	Скважина 600 м	[294], скв. 19
II-3	2/7	Стратотип улахан-курунгской свиты	[294], скв. 19
II-3	3/1	Стратотип унгуохтахской свиты	[294], скв. 19
II-3	3/4	Стратотип унгуохтахской свиты	[294], т.н. 1.2498, 1.1345, к.1.2494–1.2497
II-3	3/2	Стратотип унгуохтахской свиты	[294], т.н. 1.1260–1.1266, 1.1278, 1.1279, 1.2459
II-3	4/1	Стратотип хапчаньрской свиты	[294], т.н. 1.2479
II-3	4/2	Стратотип хапчаньрской свиты	[294], т.н. 1.1011
II-3	5/1	Стратотип уджинской свиты	[294], т.н. 1.2482
II-3	14	Скважина 25 м	[294], скв. Ч-69
II-3	30	Скважина 130 м	[294], скв. 30
II-3	13а	Опорный разрез джахтарской свиты	[294], скв. 30
II-4	11	Скважина 278,7 м	[294], скв. 11
II-4	29	Опорный разрез чымарской и курунгской свит	[294], скв. 11
II-4	13	Скважина 255 м	[294], скв. 9
II-4	25	Петротип молодинского долеритового комплекса	[294], Уджинский силл
II-4	15	Скважина 751,6 м	[294], скв. 15
II-4	5/2	Стратотип уджинской свиты	[294], скв. 15
II-4	6	Стратотип томторской свиты	[294], скв. 15
II-4	7	Опорный разрез туркутской свиты	[294], скв. 15
II-4	8а/1	Опорный разрез манькайской свиты	[294], скв. 15
II-4	8а/2	Опорный разрез манькайской свиты	[294], т.н. 1.971, 1.975

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
II-4	8а/3	Опорный разрез манькайской свиты	[294], т.н. 1.2149
III-1	2	Скважина 200 м	[295], скв. 2
III-1	136	Опорный разрез джахтарской свиты	[295], скв. 2
III-1	1	Скважина 200 м	[295], скв. 1
III-1	14а	Опорный разрез силигирской свиты	[295], скв. 1
III-1	15а	Опорный разрез чомурдахской свиты	[295], скв. 1
III-1	12/4	Опорный разрез оленёкской свиты	[295], т.н. 9299–9326
III-1	12/3	Опорный разрез оленёкской свиты	[295], т.н. 9299–9326
III-1	12/2	Опорный разрез оленёкской свиты	[295], т.н. 9299–9326
III-1	10/2	Стратотип куонамской свиты	[295], т.н. 92, 9271, 9272, 9293, 9294
III-1	10/3	Стратотип куонамской свиты	[295], т.н. 9295, 9296
III-1	10/1	Стратотип куонамской свиты	[295], т.н. 91, 9267
III-1	12/1	Опорный разрез оленёкской свиты	[295], т.н. 92
III-6	20	Петротип толуопско-мерчимденского кимберлитового комплекса	[294], трубка Подснежная
IV-1	16	Скважина 200 м	[295], скв. 3
IV-1	9	Опорный разрез эмьяксинской свиты	[295], скв. 3
IV-1	17	Скважина 200 м	[295], скв. 4
IV-1	86	Опорный разрез манькайской свиты	[295], скв. 4
IV-5	19	Петротип молододуджинского долеритового комплекса	[37], дайка Буитская
V-1	28	Петротип куонамского карбонатит-кимберлитового комплекса	[294], трубка Поздняя-I
V-1	31	Петротип биригиндинского карбонатитового(?) комплекса	[328], трубка МГРИ
V-3	21/1	Петротип средне оленёкского кимберлитового комплекса	[55], трубка Ленинград ГГК-200-XXVII-XXVIII
V-4	16	Опорный разрез кутугунской свиты	[55], ГГК-200-XXVII-XXVIII
V-6	21/3	Петротип средне оленёкского кимберлитового комплекса	[319], трубка Аэрогеологическая
VI-3	156/9	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 1.142–1.144
VI-3	156/5	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 1.112
VI-3	156/4	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 3.725, 1.127, 1.125, 1.114, 1.115
VI-3	156/1	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 3.583–3.586
VI-3	146/10	Опорный разрез силигирской свиты	[204], т.н. 3.588–3.592
VI-3	146/7	Опорный разрез силигирской свиты	[204], т.н. 1.57
VI-3	146/6	Опорный разрез силигирской свиты	[204], обн. 3.611
VI-3	21/2	Петротип средне оленёкского кимберлитового комплекса	[327], трубка Дружба

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
VI-3	146/5	Опорный разрез силигирской свиты	[204], обн. 3.624, 3.625, 3.609, 3.611
VI-3	146/4	Опорный разрез силигирской свиты	[204], обн. 1.360–1.364
VI-3	146/3	Опорный разрез силигирской свиты	[204], обн. 1.381, 1.364–1.365
VI-3	146/2	Опорный разрез силигирской свиты	[204], обн. 1.438–1.440
VI-3	146/1	Опорный разрез силигирской свиты	[204], обн. 1.433, 1.434, 1.436–1.438
VI-4	156/15	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 3.0020–3.0022
VI-4	156/13	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 1.312
VI-4	156/17	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 3.0066–3.0067
VI-4	156/14	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 3.846
VI-4	156/16	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 3.0062–3.0065
VI-4	156/11	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 1.311
VI-4	156/12	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 3.0057–3.0058
VI-4	156/7	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 3.740
VI-4	156/10	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 3.829
VI-4	156/8	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 1.310
VI-4	156/6	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 3.805
VI-4	156/3	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 1.8–1.9
VI-4	156/2	Опорный разрез чомурдахской свиты	[204], т.н. 3.579
VI-4	146/9	Опорный разрез силигирской свиты	[204], т.н. 1.236–1.239
VI-4	146/8	Опорный разрез силигирской свиты	[204], т.н. 1.506

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРТОГРАФИРУЕМЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЛИСТА R-50

Химический состав долеритов верхнепротерозойского верхнеуджинского интрузивного комплекса (Охлопков, 1987ф)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	ппп	Cr ₂ O ₃	CoO	NiO	Сумма
19/17	48,72	3,00	12,47	4,13	9,49	0,25	5,64	7,48	2,54	0,32	0,41	2,31	0,10	–	3,03	–	–	–	99,89
19/81	50,48	1,86	12,92	4,77	10,01	0,20	5,87	9,70	2,18	0,67	0,14	0,66	0,10	–	0,46	–	–	–	100,02
1.1075	49,48	2,02	12,35	5,07	11,21	0,21	5,46	9,98	2,16	0,29	0,23	0,66	0,12	–	0,50	–	–	–	99,74
1.1282/1	51,34	2,86	10,77	5,82	9,43	0,20	5,87	6,65	3,11	0,76	0,43	0,22	0,10	–	2,16	–	–	–	99,72
1.1129/12	53,34	1,56	12,65	4,88	8,45	0,12	5,31	4,43	2,34	0,08	0,14	3,08	0,10	–	4,28	–	–	–	100,76
1.1248/3	50,38	1,89	13,85	4,58	10,18	0,20	6,66	9,14	0,06	0,06	0,14	0,22	0,10	–	0,90	–	–	–	98,36

Химический состав пород молодо-уджинского долеритового комплекса (Охлопков, 1987ф, табл. 66)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	Cr ₂ O ₃	CoO	NiO	ппп	Сумма
3.438/1	47,74	1,92	12,51	8,42	9,77	0,17	5,05	6,93	3,23	1,46	0,23	0,22	0,15	1,20	0,01	0,003	0,01	1,85	100,87
3.439/1	44,94	2,82	15,63	8,18	8,11	0,17	4,57	4,25	2,10	2,46	0,18	0,22	0,09	2,47	0,01	0,004	0,01	2,85	99,06
1.1156	32,28	0,55	7,03	13,45	13,57	0,18	3,60	14,30	0,22	0,52	0,06	10,78	1,01	0,45	0,01	0,01	0,01	2,59	100,62
1.1303	48,20	2,59	15,50	4,68	9,73	0,25	3,63	8,56	2,76	1,05	0,28	0,10	0,10	–	–	–	–	1,99	99,42

Химический состав пород ийолит-карбонатитовой формации уджинского интрузивного комплекса (Охлопков, 1987ф)

Номер пробы	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	ппп	Сумма	
Массив Томтор																		
скв. 50*	Щелочной сиенит	54,21	0,66	21,79	2,90	2,23	0,11	0,73	0,92	0,90	13,62	0,22	–	–	0,48	2,36	101,13	
скв. 58*	Щелочной сиенит	49,67	1,06	21,70	3,49	4,16	0,30	0,94	1,36	1,16	9,68	0,51	–	–	1,28	5,76	101,07	
1533*	Нефелиновый сиенит	55,35	1,15	14,25	4,62	2,37	0,23	1,49	5,35	4,70	6,98	0,45	0,72	0,18	0,17	2,41	100,42	
1525*	Нефелиновый сиенит	57,60	0,86	16,15	2,55	4,53	0,19	1,98	1,67	5,81	7,04	0,22	0,13	0,20	0,15	1,66	100,74	
289*	Нефелиновый сиенит	49,04	1,15	19,14	4,59	1,80	0,40	1,20	5,66	6,45	8,15	0,19	0,92	0,40	0,21	2,41	101,71	
1711*	Нефелиновый сиенит	53,56	0,40	20,92	4,00	0,89	0,19	0,50	1,53	6,46	9,70	0,60	–	0,20	0,21	2,21	101,37	
20811/4	Нефелиновый сиенит	52,30	0,57	20,56	2,99	1,04	0,13	0,56	1,56	5,70	9,37	0,04	1,10	0,04	0,73	2,38	99,07	
23811/6,7	Нефелиновый сиенит (валун)	53,31	0,74	17,95	5,76	1,89	0,16	0,46	3,27	4,65	9,26	0,09	0,16	0,10	0,36	1,24	99,40	
с-5/80	Нефелиновый сиенит (валун)	53,34	0,82	18,15	3,46	1,75	0,34	2,46	1,17	4,92	9,85	0,01	0,55	0,14	0,55	1,26	98,77	
1711*	Нефелиновый сиенит трахитоидный	52,46	0,40	19,86	5,40	1,43	0,19	0,52	1,84	7,18	8,74	0,10	0,08	0,24	0,35	2,24	101,03	
262*	Нефелиновый сиенит трахитоидный	53,57	0,50	18,08	5,62	1,43	0,27	0,91	2,02	6,24	9,06	0,03	0,50	–	0,65	2,63	101,51	
14811/15	Нефелиновый сиенит измененный (ксенолит)	44,76	0,27	23,91	2,86	1,09	0,07	0,99	2,57	12,92	0,16	0,01	1,32	0,15	0,52	8,51	100,11	
16811/7	Щелочной сиенит (ксенолит)	49,30	4,90	14,16	4,07	3,68	0,05	4,29	2,29	0,14	10,56	0,07	3,30	0,13	0,70	1,69	99,33	
Массив Богдо																		
3/45-50*	Нефелиновый сиенит	50,67	1,07	20,56	3,11	1,79	0,42	0,79	4,21	7,62	7,52	0,18	–	–	0,18	1,33	99,45	
2/28-31*	Нефелиновый сиенит	51,67	0,46	21,21	2,76	1,15	0,45	0,97	2,78	4,92	8,88	0,07	–	–	0,75	4,13	100,20	
3.2358/3	Нефелиновый сиенит	43,30	<0,01	28,80	2,29	0,65	0,05	0,25	0,81	9,95	6,99	0,01	<0,01	2,35	–	4,05	99,50	
3.2126/1	Нефелиновый сиенит	50,40	1,86	19,85	3,27	3,09	0,35	1,50	6,06	5,94	5,73	0,25	<0,01	0,13	–	1,59	100,02	
	Ювит	47,74	1,07	22,07	4,02	1,44	0,18	1,09	4,13	9,09	8,13	0,05	0,79	–	0,29	1,63	101,72	
3.2151/13	Полевошпатовый ийолит	47,24	0,33	14,02	3,95	4,14	0,49	6,49	12,47	6,83	2,84	<0,01	0,11	<0,01	–	1,21	100,12	
4/43,0*	Полевошпатовый ийолит	40,76	3,93	15,25	5,80	4,54	0,58	3,10	11,92	6,59	2,88	0,86	–	–	0,50	2,59	99,30	
4/34-50*	Полевошпатовый ийолит	41,23	3,93	21,26	5,92	4,83	0,48	3,10	11,90	6,50	3,07	0,72	–	–	0,82	2,23	105,99	
1/30-50*	Полевошпатовый ийолит	43,43	2,25	21,21	3,30	2,62	0,31	1,60	6,17	9,61	5,93	0,34	–	–	0,13	1,84	98,74	
3.2387/1	Малиньит	43,70	3,95	15,85	6,42	5,32	0,30	4,75	10,19	4,00	3,36	1,37	<0,01	0,19	–	1,39	100,79	
850-Г	Малиньит	42,69	3,54	16,11	5,82	6,52	0,27	4,65	9,85	4,75	3,80	1,18	0,54	–	0,74	1,08	101,54	
3.2384/16	Мельтейгит	38,18	2,00	14,28	3,02	5,35	0,25	10,82	10,81	3,54	4,21	0,16	4,40	0,10	–	2,90	100,02	
850*	Мельтейгит	36,78	4,55	10,55	9,90	5,75	0,23	9,05	16,69	2,40	1,50	0,81	0,78	–	0,27	2,07	101,33	
3.2389/7	Якупирангит	34,80	5,68	9,50	13,10	5,82	0,25	9,81	18,11	0,77	0,77	1,88	<0,01	<0,01	–	0,64	101,13	

Химический состав пород альнйит-тингуатитовой формации и альнйит-пикритовой субформации уджинского интрузивного комплекса (Охлопков, 1987ф, табл. 74)

Номер аномалии номер пробы	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	ппп	Σ
40/66 4066/1	Беспироксеновый щелочной пикрит (массивный)	28,48	6,20	8,60	0,10	7,42	5,67	0,23	16,26	9,73	0,16	4,62	1,82	4,62	–	–	–	93,92
24/81 24811/16	Беспироксеновый щелочной пикрит кальцитизированный	15,84	1,72	5,11	0,20	6,38	7,76	0,30	11,50	18,78	0,14	0,80	0,50	27,28	0,08	1,50	1,52	99,38
42/66 55/24	Беспироксеновый щелочной пикрит (массивный)	26,70	2,85	6,78	–	10,87	3,96	0,29	21,01	10,13	0,21	0,99	1,69	–	–	–	13,88	99,36
42/66 83/35,6–55,6	Беспироксеновый оливниновый мелилит	28,20	2,84	8,54	–	9,49	3,83	0,31	17,86	14,85	0,19	1,64	1,85	3,22	–	–	7,80	100,62
5/66 ч-23/44,70	Беспироксеновый оливниновый мелилит, переходящий в беспироксеновый щелочной мелилитовый пикрит	29,46	2,89	6,13	–	8,30	4,56	0,30	13,00	20,94	0,85	2,14	1,81	1,04	–	–	5,69	97,11
20/81 20812/3,8	Биотит-пироксеновый пикрит калишпатизированный	35,45	3,42	4,24	14,10	4,41	10,32	0,73	7,36	5,22	0,14	6,26	1,02	4,73	0,09	0,52	5,31	103,32
А-9 Д-7/37	Альнйит	27,88	3,56	7,52	–	14,09	8,17	0,19	8,96	14,09	0,23	2,03	3,18	4,84	0,09	1,29	3,05	99,17
С-11/4 Д-44/34	Оливниновый мелилитит	33,12	5,20	8,96	–	5,88	9,01	0,34	8,25	11,12	2,30	4,88	2,30	5,20	–	–	3,11	99,67
С-9/3 Д-20/44	Мончикит	42,97	2,43	9,43	–	5,29	4,51	0,26	13,10	11,82	1,94	2,90	0,48	1,28	–	–	3,23	99,64
3.2387/12	Тингуатит	47,08	1,90	20,78	–	2,39	4,08	0,23	2,26	5,26	7,54	5,85	0,22	1,74	0,10	–	0,44	99,87
	Биотит-пироксеновый пикрит	39,18	3,65	4,67	0,23	6,12	8,79	0,28	22,01	9,56	0,77	1,06	0,44	–	–	–	3,12	99,88
	Мелилит-пироксеновый пикрит	38,15	1,37	6,66	–	4,28	8,54	0,24	19,77	14,60	0,52	1,41	0,12	–	–	–	4,13	99,79
	Нефелиновый пикрит	39,60	3,32	5,25	0,21	6,25	9,38	0,19	23,40	8,84	1,23	1,10	0,38	–	–	–	0,85	100,00
	Лейцитовый пикрит	40,47	3,62	5,38	–	4,03	6,47	0,23	24,84	8,06	0,68	3,46	0,29	–	–	–	–	97,53
	Оливниновый мелилитит	37,08	3,31	8,08	–	5,12	7,23	0,18	16,19	16,30	2,30	1,36	0,96	–	–	–	1,89	100,00
	Мончикит	39,72	2,02	11,35	–	5,44	5,97	0,20	7,69	12,29	4,28	1,65	0,94	3,25	–	–	3,80	98,60

Химический состав кимберлитов Чомурдахского поля (Тимофеев, 1984ф; Афанасьев, 1989ф)

Название тела	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	S	F	CO ₂	H ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	ппп	Сумма
Дайка Борговая	14,54	1,13	1,46	1,46	5,88	1,36	0,20	0,05	—	13,33	29,27	0,71	0,35	2,71	0,14	—	—	23,15	—	1,40	5,00	—	102,14
Дайка Борговая	6,30	1,67	0,97	0,05	5,94	2,43	0,12	—	—	10,64	34,72	0,20	0,07	3,56	—	следы	—	29,78	—	—	—	2,90	99,35
Дайка Сопка	29,09	3,51	5,58	0,10	7,46	5,11	0,10	0,11	—	20,36	10,67	0,38	2,36	0,78	0,42	0,18	—	8,28	—	—	5,57	—	100,06
Трубка Снежинка-I	24,10	2,52	3,61	0,08	6,01	3,81	0,14	—	—	17,74	18,35	0,12	1,90	0,43	—	0,04	—	14,12	—	—	—	6,56	99,53
Дайка Снежинка-II	14,28	0,37	1,02	0,13	4,74	1,67	0,21	—	—	18,76	29,07	0,13	0,05	1,80	—	0,02	—	25,00	—	—	—	5,62	102,87
Трубка Олимп	28,49	4,07	3,28	0,05	7,65	3,81	0,09	0,04	—	29,08	5,47	0,20	0,63	0,66	0,01	—	—	6,29	—	—	—	9,33	99,15
Трубка Алла	28,46	4,02	3,67	0,08	6,16	3,32	0,10	0,06	—	13,37	13,35	0,12	1,71	0,41	—	—	—	10,40	7,46	—	—	0,77	93,46
Трубка Курунг-81	30,52	4,56	3,60	0,08	10,49	3,16	0,21	0,08	—	30,00	3,07	0,10	1,29	0,57	—	—	—	1,58	19,51	—	—	0,12	108,94
Дайка Перевальная-I	28,94	3,80	3,34	0,14	9,94	1,90	0,05	0,11	—	23,20	8,79	0,48	0,35	1,67	—	—	—	4,80	12,04	—	—	0,33	99,88
Трубка Перевальная-II	24,86	3,36	3,12	0,12	5,63	2,58	0,10	0,10	—	22,15	15,94	0,16	0,65	1,11	—	—	—	11,38	7,40	—	—	1,17	99,83
Трубка Перевальная-III	28,02	3,97	2,98	0,09	8,31	3,37	0,23	0,08	0,02	22,94	11,16	0,15	1,82	1,17	0,03	—	—	7,73	3,77	—	—	4,40	100,22
Дайка Ж-1	20,64	4,35	5,44	0,16	7,56	3,82	0,16	0,06	0,01	12,53	20,81	0,10	1,36	0,89	0,27	—	—	15,95	—	—	—	5,28	99,39
Дайка Ж-2	15,78	4,09	1,33	0,09	4,87	2,89	0,12	0,04	0,01	16,11	25,31	0,07	0,19	1,86	0,89	—	—	20,62	—	—	—	4,71	98,96
Дайка Ж-3	20,29	3,78	1,91	0,13	3,67	3,18	0,11	0,08	0,01	15,99	23,91	0,09	1,42	0,64	0,62	—	—	18,59	—	—	—	4,84	99,25
Дайка XI/79	25,59	3,56	3,57	—	6,79	4,28	0,08	—	—	28,14	7,24	0,07	1,28	1,03	—	0,03	0,19	5,19	—	0,69	8,71	0,16	96,58
Шток 21/79	30,77	2,70	3,46	—	7,13	3,08	0,09	—	—	31,86	2,88	0,08	1,21	0,43	—	0,02	0,22	4,43	—	1,26	10,56	0,06	100,24
Шток 23/79	18,75	2,51	3,48	—	5,43	4,07	0,12	—	—	17,25	22,37	0,16	1,08	2,31	—	0,17	0,30	16,13	—	0,39	5,00	0,48	100,00
Дайка 26/79	21,36	3,88	4,12	—	7,80	4,33	0,11	—	—	18,30	17,87	0,09	0,93	1,32	—	0,07	0,26	8,59	—	1,21	6,04	5,36	101,64
Дайка 34/79	30,52	4,69	4,68	—	6,80	7,44	0,10	—	—	24,43	5,84	0,09	1,61	0,65	—	0,10	0,22	4,00	—	0,58	8,37	—	100,12
Трубка 43/79	30,67	4,20	5,72	—	8,85	4,78	0,13	—	—	25,10	4,39	0,08	1,91	0,89	—	0,21	0,29	2,24	—	0,87	8,11	0,10	98,54
Трубка 43/79	21,66	2,82	4,27	—	4,07	4,67	0,07	—	—	17,12	20,86	0,13	1,23	1,54	—	0,16	0,29	13,52	—	0,62	5,73	1,44	100,20

Примечание. Окисный состав пород определен спектрофотометрическим методом в %, а микроэлементы — количественным спектральным анализом в г/т в химико-аналитических лабораториях ЯИГиН СО РАН.

Химический состав кимберлитов Укукитского поля (Тимофеев, 1984ф; Афанасьев, 1989ф)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Li ₂ O	Rb ₂ O	S	Фобщ	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	BaO	CrO	V ₂ O ₃	Сумма	Сумма без F
Ло-9	29,31	1,59	3,27	4,93	2,29	0,05	27,31	11,06	0,32	0,78	0,69	8,2	0,003	0,005	0,06	0,32	9,58	0,94	0,16	0,12	0,009	0,09	0,05	0,04	101,18	100,86
Ло-7	29,65	1,57	3,32	5,03	2,13	0,08	28,40	10,71	0,24	0,44	0,66	7,29	0,00	—	0,36	0,27	10,15	0,73	0,16	0,15	0,01	0,05	0,06	0,03	101,49	101,22
Ло-11	28,90	1,46	3,71	5,14	2,54	0,06	28,34	10,51	0,42	0,78	0,62	7,30	0,01	0,01	0,03	0,30	9,74	0,52	0,12	0,12	0,01	0,07	0,08	0,02	100,80	100,50
Св-3	30,24	1,62	3,04	7,60	1,98	0,10	29,82	8,46	0,13	1,13	0,55	4,44	—	—	0,04	—	9,94	1,36	0,20	0,23	0,01	—	—	—	100,89	100,89
Св-1	30,41	1,46	3,02	6,47	2,07	0,10	30,15	7,39	0,25	1,10	0,48	4,98	—	—	0,06	—	11,27	0,86	0,17	0,23	0,01	—	—	—	100,48	100,48
Св-6	29,87	1,43	2,34	7,37	1,24	0,09	29,88	9,06	0,28	0,49	0,48	5,89	0,00	0,00	0,04	0,12	11,24	1,19	0,21	0,20	0,01	—	0,07	0,03	101,53	101,41
Св-7	30,83	1,35	2,34	7,00	1,70	0,09	31,42	7,04	0,15	0,50	0,42	5,43	0,00	0,00	0,05	0,16	11,45	1,14	0,13	0,17	0,01	—	0,17	0,02	101,57	101,41
194/4	25,29	2,63	3,76	5,19	3,56	0,08	21,60	16,00	0,17	1,16	1,12	11,43	0,02	0,01	0,09	0,53	7,34	1,08	0,13	0,09	0,01	0,11	0,20	0,04	101,63	101,10
181 ш.54	30,24	3,94	5,46	4,74	5,22	0,10	20,20	11,04	0,17	2,90	0,89	7,29	0,00	0,01	1,03	0,46	6,20	0,99	0,18	0,09	0,01	0,19	0,18	0,04	101,57	101,11
181 ш.56	28,86	4,32	3,88	5,00	5,25	0,06	23,12	10,93	0,31	2,04	0,38	7,70	0,01	0,01	0,15	0,24	7,29	0,84	0,08	0,09	0,01	0,11	0,27	0,05	101,00	100,76
181-56-B	26,00	4,27	3,95	4,17	5,12	0,07	17,98	14,92	0,22	1,48	0,31	10,75	0,01	0,01	0,10	0,22	9,25	0,27	0,06	0,09	0,01	0,15	0,27	0,04	99,72	99,50
181-56-C	27,64	4,49	3,93	5,47	3,88	0,06	19,17	15,65	0,14	2,08	0,35	10,19	0,01	0,01	0,34	0,24	6,24	0,88	—	—	—	—	—	—	100,77	100,53

Химический состав кимберлитов Огонер-Юряхского поля (Осташкин, 1994ф)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Собщ	H ₂ O	Cr ₂ O ₃	ппп	Сумма
1С-1	36,61	2,42	3,42	4,89	3,52	0,14	13,54	15,72	0,18	2,89	0,34	11,44	0,37	0,80	0,14	2,82	99,24
С-2/3	33,29	4,61	4,07	6,29	5,17	0,22	26,86	3,94	0,11	2,81	0,41	2,86	<0,10	0,38	0,11	8,07	99,20
8С/1	16,87	2,14	1,67	3,45	2,44	0,15	6,82	34,49	0,15	0,37	0,45	26,18	<0,10	0,46	0,08	3,73	99,45
С-19/2	28,42	3,48	2,29	8,56	1,87	0,14	28,35	9,34	0,11	0,95	0,51	5,94	<0,10	0,34	0,12	9,68	100,10
ВИ/3х	34,61	3,15	4,15	—	—	0,07	30,21	3,67	0,02	1,24	0,41	3,57	—	—	0,09	10,17	91,36
АГ/1346	28,85	1,33	2,89	4,10	3,09	0,11	20,06	15,80	0,10	1,65	0,42	10,78	<0,10	1,98	0,09	6,24	97,49

Химический состав долеритов нижнетриасового молодинского интрузивного комплекса (Охлопков, 1987ф, табл. 81)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O ⁻	ппп	Сумма
1.315/7	46,80	1,76	18,50	7,30	3,45	0,16	4,81	10,13	2,64	0,48	0,15	1,45	0,13	—	2,09	99,85
1.315/9	48,80	1,42	16,20	3,17	8,87	0,20	5,94	11,44	2,34	0,21	0,13	—	0,12	—	0,58	99,42
1.315/10	48,60	1,74	18,15	7,35	4,13	0,21	5,00	9,81	2,62	0,24	0,19	0,20	0,15	—	2,36	100,75
1.321/2	49,00	1,45	15,40	3,42	9,52	0,20	7,25	11,13	2,34	0,40	0,13	—	0,50	—	0,64	101,38
2.252	48,70	1,67	16,00	3,95	8,70	0,20	5,87	11,19	2,38	0,41	0,17	—	0,10	—	0,24	99,58
2.252/1	48,80	1,70	16,55	5,55	5,75	0,18	5,12	11,12	2,46	0,44	0,16	—	0,10	—	1,48	99,41
3.247	47,80	1,51	15,30	3,42	9,92	0,18	7,37	11,25	2,32	0,42	0,15	—	0,08	—	—	99,72
2.227/1	49,60	1,22	13,95	8,58	3,81	0,22	7,31	5,69	2,20	1,66	0,14	0,57	<0,05	—	4,57	99,52
2.227/3	47,70	1,57	15,20	4,91	8,30	0,21	7,00	10,63	2,15	0,41	0,15	—	<0,05	—	1,82	100,05
2.209	44,60	2,20	12,45	4,77	10,78	0,24	4,63	9,56	2,50	1,05	0,21	5,68	0,15	—	0,20	99,02
2.211/1	48,40	1,60	15,20	5,70	6,79	0,19	6,00	11,69	2,35	0,46	0,15	—	0,06	—	1,66	100,25
3.279/3	46,34	1,47	15,23	6,21	5,52	0,25	6,73	10,45	2,07	0,25	0,11	0,18	0,13	2,46	1,46	98,86
3.295/4	45,88	1,37	10,80	10,24	7,04	0,20	6,62	10,43	2,00	0,39	0,10	0,44	0,24	1,89	1,63	99,27
3.633/2	46,92	1,43	14,53	4,23												

Химический состав кимберлитов Мерчимденского поля (Осташкин, 1994ф)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Σ Fe	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Собщ	H ₂ O	Cr ₂ O ₃	ппп	Сумма
СНГ/1Х	24,26	0,82	1,29	н/опр	н/опр	8,68	0,14	21,36	14,99	0,19	0,35	1,44	17,61	н/опр	н/опр	0,13	8,26	99,52
СНГ/2	23,48	0,61	0,86	7,83	1,44	н/опр	0,15	20,69	14,85	0,20	0,40	1,34	16,06	0,78	4,78	0,20	5,66	99,33
ПДС/6 Б	27,95	0,68	1,96	5,76	1,80	н/опр	0,13	24,87	12,32	0,10	1,20	0,61	12,32	0,78	2,32	0,11	6,84	99,75
ПДС/15	18,27	2,25	2,49	5,32	1,58	н/опр	0,18	16,93	23,06	0,25	2,60	1,74	19,80	1,62	1,74	0,07	1,06	98,96
НУ/1	29,22	3,65	2,64	5,90	1,29	н/опр	0,09	15,05	18,01	0,20	2,65	1,31	11,88	0,93	2,78	0,05	3,12	98,77
НУ/2Х	25,57	3,15	4,09	н/опр	н/опр	6,79	0,10	16,57	20,41	0,02	2,75	1,30	12,47	н/опр	н/опр	0,04	6,23	99,49
ЛЛ/35а	23,99	0,91	1,57	6,73	0,72	н/опр	0,09	16,09	19,28	<0,10	0,95	0,92	18,92	0,13	4,00	0,20	5,60	100,10
ЛЛ/35б	22,30	0,84	1,74	5,28	1,58	н/опр	0,12	22,36	17,06	<0,10	1,65	0,79	18,04	<0,10	2,66	0,16	5,15	99,73
МЛ/10	27,81	4,49	2,80	8,44	4,47	н/опр	0,18	23,31	10,06	0,25	1,27	1,50	6,16	<0,11	0,70	0,22	7,69	99,35
ВС-6/1К	28,10	3,76	3,09	4,33	4,80	н/опр	0,09	22,59	12,86	0,23	2,30	0,86	8,58	н/опр	н/опр	0,12	7,82	99,53
ВС-6/2М	31,52	0,20	4,80	5,50	1,90	н/опр	0,06	26,63	10,27	0,02	1,90	0,21	9,35	0,01	1,15	0,13	5,62	99,27

Химический состав долеритов, трахидолеритовых порфиритов, монзонит-порфиров эбеханского комплекса (М. Д. Томшин, 1997ф)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Ni	Co	Cr	V	Sc	B	Sn	Pb	Zn	Ba	Sr
Химический состав долеритов																								
26-1	46,79	1,20	15,33	3,71	8,30	0,19	8,13	12,12	2,04	0,53	0,15	1,02	99,51	160,00	62,00	100,00	340,00	41,00	11,00	1,90	4,30	150,00	220,00	120,00
26-3	47,64	1,20	15,40	1,17	10,55	0,18	7,71	12,12	2,14	0,60	0,15	1,25	100,11	150,00	70,00	110,00	340,00	54,00	8,90	1,80	3,20	150,00	320,00	230,00
53-3	47,06	1,26	15,00	3,23	9,98	0,18	7,88	11,87	1,98	0,99	0,16	0,78	100,37	94,00	55,00	78,00	240,00	42,00	11,00	1,80	4,70	110,00	170,00	210,00
4016	47,22	1,82	14,66	2,13	12,56	0,22	6,47	10,24	2,64	0,68	0,22	0,00	98,86	150,00	49,00	170,00	290,00	44,00	не опр.	1,80	2,00	100,00	160,00	210,00
58-9	49,50	1,15	15,58	2,38	8,90	0,17	7,36	11,32	1,92	0,44	0,12	1,69	100,53	140,00	60,00	140,00	220,00	46,00	8,50	1,90	3,90	120,00	350,00	270,00
58-13	49,22	1,82	15,20	2,10	8,69	0,18	6,88	10,92	2,62	0,46	0,13	2,20	100,42	130,00	78,00	380,00	300,00	57,00	10,00	1,70	4,30	120,00	470,00	320,00
Химический состав трахидолеритовых порфиритов																								
24-1а	44,53	7,06	10,27	6,65	7,78	0,18	6,85	10,24	2,56	1,63	0,94	1,24	99,93	180,00	49,00	270,00	390,00	22,00	5,50	6,10	9,50	135,00	460,00	1800,00
27-1	49,23	4,01	14,81	5,37	4,51	0,14	2,80	6,80	4,28	3,56	0,87	2,87	99,25	68,00	30,00	120,00	230,00	22,00	4,50	5,00	13,00	150,00	1400,00	1900,00
54-1	37,60	5,43	10,20	5,23	9,12	0,16	6,04	17,00	1,11	2,66	1,18	3,80	99,53	89,00	36,00	80,00	300,00	14,00	7,80	5,00	8,30	110,00	1300,00	1600,00
55-1	38,81	7,59	9,38	6,81	9,78	0,18	6,35	10,98	2,29	1,98	1,09	4,40	99,64	150,00	51,00	47,00	390,00	30,00	6,90	5,10	4,00	110,00	1000,00	1400,00
4023/3	45,07	6,05	11,66	8,88	6,09	0,22	5,24	8,30	3,25	1,94	1,03	2,28	100,01	160,00	55,00	180,00	270,00	38,00	не опр.	4,20	5,30	120,00	2000,00	1400,00
4027/1	44,05	6,50	10,82	7,93	6,27	0,18	5,62	9,19	2,94	2,24	1,20	3,09	100,03	100,00	37,00	140,00	180,00	23,00	не опр.	5,00	6,20	160,00	1200,00	1600,00
Химический состав монзонит-порфиров																								
27-3	54,15	3,15	15,67	4,73	3,58	0,12	3,16	4,11	4,13	4,10	0,69	1,70	99,29	60,00	23,00	62,00	200,00	14,00	5,40	4,80	12,00	130,00	1600,00	1000,00
27-5	53,63	3,08	15,05	5,25	3,52	0,12	3,56	4,79	4,25	3,80	0,66	1,77	99,48	60,00	22,00	88,00	190,00	14,00	5,90	4,70	19,00	110,00	1400,00	1300,00
57-3	59,30	2,57	15,35	4,33	3,03	0,15	2,10	4,69	3,91	3,91	0,58	0,47	100,39	45,00	20,00	34,00	110,00	11,00	8,10	4,50	16,00	160,00	1400,00	1500,00
59-5	58,68	2,41	13,68	2,22	4,87	0,10	2,39	4,32	3,59	3,61	0,07	3,50	99,44	49,00	20,00	43,00	130,00	14,00	12,00	4,00	14,00	92,00	1500,00	900,00
ЭХ-3	55,48	3,26	14,07	4,64	4,33	0,10	3,85	4,68	3,71	3,60	0,57	0,98	99,27	72,00	32,00	120,00	200,00	20,00	6,60	4,80	15,00	130,00	1800,00	1400,00
4015/2	58,43	0,81	17,47	2,07	4,49	0,11	1,21	0,69	3,01	9,63	0,18	1,81	99,91	67,00	33,00	34,00	160,00	21,00	не опр.	4,20	8,50	110,00	1400,00	1100,00

Примечание. Окисный состав пород определен спектрофотометрическим методом в %, а микроэлементы – количественным спектральным анализом в г/т в химико-аналитических лабораториях ЯИГН СО РАН; в таблицах определены наиболее представительные частные анализы; для подсчета среднего значения использовались все выполненные анализы по данной группе пород. Часть анализов, возможно, относится к телам эффузивного генезиса.

Химический состав кимберлитов Дюкенского поля штока 135/63 (%) (R-49) (А. И. Крючков, 1968ф)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O	ппп	Сумма
скв. 26	25,68	1,12	2,08	0,13	13,13	5,09	0,30	н/обн	21,71	19,65	0,11	0,97	0,94	0,20	5,50	0,53	2,41	99,55
скв. 29	22,34	1,28	3,97	0,1	9,28	4,88	0,33	следы	10,49	28,75	0,16	1,67	0,91	0,15	13,86	0,23	1,49	99,89

Химический состав кимберлитов Лучаканского поля (Ковальский, 1969; Милашев, 1970ф)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	S	F	CO ₂	H ₂ O	H ₂ O-	H ₂ O+	ппп	Сумма		
Дайка Восточная	17,56	1,77	2,90	0,05	5,81	2,10	0,16	0,04	–	13,93	26,40	0,13	0,65	0,67	–	0,10	–	21,74	–	–	1,43	4,16	–	99,60	
Дайка Улахан-Лучакан (обр. ЛУ-136)	29,61	3,00	2,21	0,01	6,26	6,42	0,20	0,07	–	21,51	11,64	0,11	0,71	0,67	0,30	–	0,26	8,98	–	–	2,08	8,39	–	102,43	
Дайка Улахан-Лучакан (обр.1652в)	26,23	2,35	5,98	0,26	7,54	5,53	0,16	–	–	20,97	13,20	0,14	0,75	0,38	0,06	–	–	11,00	–	–	2,28	5,54	–	102,37	
Шток Улахан-Лучакан-III	21,82	2,48	3,27	–	8,61	3,36	0,20	–	–	23,56	17,10	0,14	0,43	0,34	–	–	–	12,50	–	–	1,39	6,40	–	101,60	
Шток Улахан-Лучакан-IV	26,46	2,62	3,34	0,01	6,81	4,56	0,21	0,05	0,01	23,89	13,29	0,14	0,61	0,26	0,30	–	0,22	9,49	–	–	1,52	8,18	–	101,97	
Шток 76/65-I	11,48	0,67	0,85	0,01	8,38	1,89	0,33	сл.	–	12,68	30,58	0,18	1,00	сл.	–	0,14	–	28,82	–	–	0,39	2,81	–	100,21	
Трубка Оригинальное-I (аномалия 74/65) Обр. ЛО-III	26,74	2,57	1,16	0,07	5,59	6,14	0,17	0,03	0,01	20,67	31,78	0,12	0,42	0,49	0,62	–	0,30	6,08	–	–	0,52	6,73	–	110,21	
Шток Оригинальное-I (аномалия 74/65) Обр. 337Д	26,94	2,73	4,38	–	4,62	6,75	0,20	–	–	22,55	20,42	0,13	0,35	0,73	–	–	–	6,46	–	–	1,04	3,80	–	101,10	
Шток Каппа (аномалия 81/65) Обр. ЛК-86-1	31,00	6,73	3,13	0,02	9,90	5,62	0,21	0,11	0,01	22,84	8,04	0,22	1,01	0,39	–	0,01	0,27	3,53	–	–	2,90	7,19	–	103,13	
Шток Каппа (аномалия 81/65) Обр. ЛК-86-2	31,35	6,82	2,83	0,03	10,03	5,24	0,20	0,10	0,01	23,23	7,74	0,20	1,01	0,45	–	–	0,35	3,53	–	–	2,64	7,45	–	103,21	
Шток Случайное-I Обр. ЛСл-37	30,95	3,40	5,63	0,02	9,51	3,44	0,19	0,05	0,01	25,49	8,23	0,20	1,60	0,52	0,30	–	0,01	1,10	–	–	0,88	9,71	–	101,24	
Шток Случайное-I Обр. ЛСл-39	29,49	2,92	2,64	0,05	11,06	3,27	0,22	0,05	0,04	25,43	11,21	0,16	1,75	1,09	–	0,10	0,17	1,85	–	–	0,84	7,98	–	100,32	
Шток Случайное-I Обр. ЛСл-У	30,29	2,93	2,74	0,12	10,38	3,37	0,18	0,04	0,01	26,56	8,52	0,18	1,38	0,49	0,28	–	0,22	2,21	–	–	0,64	10,10	–	100,64	
Шток Флажок-I	35,80	1,64	2,91	0,19	4,39	4,33	0,15	0,20	–	29,71	5,17	0,05	1,61	0,41	–	–	–	2,65	–	–	–	–	13,16	102,37	
Трубка Тройная-I Обр. 1	22,74	1,74	4,62	0,10	6,44	2,64	0,17	–	–	20,34	19,60	0,11	0,57	0,55	0,09	–	–	15,02	2,20	–	–	–	20,69	117,62	
Трубка Тройная-I Обр. 2	25,88	3,46	3,61	0,13	8,65	3,36	0,26	–	–	21,93	11,94	0,07	0,81	1,86	–	–	–	7,80	–	–	–	–	–	17,85	107,61
Трубка 107/65-I	32,76	1,00	4,92	0,																					

Химический состав кимберлитов трубки Малокуонамская (Чумирин, 1968–1975ф)

Лабораторный номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	S	F	CO ₂	H ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	ппп	Сумма
Трубка Малокуонамская (сев.часть) Обр. 3430	26,42	1,84	4,09	0,13	4,95	4,62	0,20	–	–	21,20	14,64	0,03	2,25	1,21	–	–	–	10,00	–	–	–	18,25	109,83
Трубка Малокуонамская (I фаза) Обр. 3431	29,18	1,10	3,82	0,13	5,34	3,41	0,16	–	–	24,63	11,83	0,07	2,04	1,18	–	–	–	7,51	–	–	–	16,80	107,20
Трубка Малокуонамская (I фаза) Обр. 3432	31,60	1,26	5,95	0,08	4,40	3,81	0,19	–	–	20,11	13,71	0,08	2,15	0,76	–	0,06	–	7,26	–	–	–	15,68	107,10
Трубка Малокуонамская (юго-зап.часть) Обр. 3433	30,68	1,96	4,55	0,20	5,98	3,87	0,26	–	–	24,07	12,50	0,07	0,40	0,93	–	0,26	–	4,07	–	–	–	14,11	103,91
Трубка Малокуонамская (II фаза) Обр. 3434	32,37	1,76	4,83	0,19	4,95	4,44	0,21	–	–	26,82	6,97	0,08	1,46	0,76	–	0,19	–	3,80	–	–	–	15,37	104,20
Трубка Малокуонамская (юго-вост.часть) Обр. 3435	32,56	1,40	4,81	0,14	7,24	1,70	0,13	–	–	22,84	14,43	0,05	0,05	0,61	–	0,04	–	3,50	–	–	–	13,71	103,21
Трубка Малокуонамская (III фаза) Обр. 3436	31,72	1,44	4,99	0,13	5,50	3,00	0,15	–	–	21,42	15,99	0,05	0,22	0,67	–	0,20	–	5,56	–	–	–	14,73	105,77
Трубка Малокуонамская (III фаза) Обр. 3437	31,04	1,46	6,34	0,10	4,58	3,78	0,19	–	–	18,27	17,71	0,08	0,61	0,62	–	0,12	–	6,36	–	–	–	14,86	106,12
Трубка Малокуонамская (III фаза) Обр. 3438	31,97	1,59	4,57	0,19	7,33	2,12	0,16	–	–	24,48	12,45	0,08	0,09	0,72	–	–	–	2,85	–	–	–	14,47	103,07

Химический состав карбонатитов(?) Бирингиндинского поля (Тимофеев, 1987ф)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	ппп	Cr ₂ O ₃	CoO	NiO	Сумма
1116/1	8,00	1,55	2,63	12,53	1,11	0,38	1,36	37,95	0,12	0,64	1,20	28,60	–	–	3,83	сл.	–	–	99,90
1116/2	12,01	1,67	3,71	15,13	1,98	0,34	1,21	33,90	0,13	0,96	–	24,26	0,03	–	3,87	–	–	–	99,20
1116/3	10,15	1,70	3,20	14,19	1,51	0,30	0,39	37,07	0,17	0,99	–	28,60	0,08	–	1,51	–	–	–	99,86
1116/4	10,71	2,34	3,50	14,90	0,41	0,34	1,20	35,28	0,10	1,17	–	25,46	–	–	3,34	0,01	–	–	98,76
1118/1	16,50	1,14	5,10	22,36	–	0,87	0,50	25,84	0,12	1,92	–	17,72	0,16	–	5,72	0,05	–	–	98,00
1118/2	15,56	0,98	4,32	9,30	сл.	0,57	1,37	34,67	0,10	1,73	–	26,24	–	–	4,08	сл.	–	–	98,92
1118/3	13,86	1,44	3,60	5,13	3,12	0,25	5,10	34,63	0,21	1,40	–	26,38	–	–	3,63	сл.	–	–	98,75
5213	14,72	1,25	3,73	5,75	2,81	0,20	4,39	34,57	0,11	1,28	–	26,48	0,72	–	2,18	0,02	–	–	98,21
10003	18,16	1,93	3,88	7,68	3,78	0,25	9,98	25,60	0,28	1,35	–	22,43	0,52	–	2,33	0,05	–	–	98,22
10023	1,00	0,35	0,20	3,15	0,70	0,15	1,30	51,90	0,09	0,03	0,41	–	0,08	–	0,24	–	39,90	–	99,50
5348	2,40	0,10	0,20	4,70	0,80	1,96	0,20	47,60	0,28	1,01	1,64	–	0,04	–	–	–	37,30	–	98,23

Нормативный состав базальта и туфа унгуохтахской свиты среднего рифея (Охлопков, 1987ф)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	ппп	Cr ₂ O ₃	CoO	NiO	Сумма
1.1309 (базальт унгуохтахской свиты)	48,50	1,35	14,18	4,16	9,83	0,20	7,66	10,81	2,15	0,36	0,11	0,22	0,10	н/опр	0,38	н/опр	н/опр	н/опр	100,01
1.1413/2 (туф основного состава)	47,40	1,27	13,40	3,40	6,75	0,40	4,13	9,56	2,72	0,49	0,09	7,04	0,10	н/опр	3,67	н/опр	н/опр	н/опр	100,42
ООО (толеитовый базальт – среднее по А. Н. Заварицкому)	49,06	1,36	15,70	5,34	6,37	0,31	6,17	8,95	3,11	1,52	0,45	–	–	н/опр	–	н/опр	н/опр	н/опр	98,34

Химический состав верхнепалеозойских траппов Бур-Оленёкского междуречья (Осташкин, 1990ф, табл. 1.2) (молодо-уджинский комплекс)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	ппп	Сумма
2162/1	47,60	3,05	11,80	6,36	9,90	0,20	4,30	8,62	2,54	1,10	0,55	0,50	0,10	0,26	3,44	100,32
2071/1	48,00	3,00	13,40	7,25	7,58	0,21	3,52	8,75	2,53	1,06	0,62	0,71	0,20	0,88	2,40	100,11
3027/2	47,50	3,16	13,70	5,01	9,72	0,21	4,44	9,42	3,00	0,55	0,33	0,26	0,63	0,26	2,21	100,40
49	47,57	2,70	14,00	5,34	9,10	0,17	5,28	9,63	2,41	1,00	0,28	<0,20	<0,10	0,28	2,33	100,09
149	51,10	2,10	14,95	3,45	9,00	0,15	3,52	9,83	2,58	0,80	0,26	<0,20	<0,10	0,28	1,67	99,69
5110/2	48,23	4,85	12,00	3,13	11,52	0,15	3,70	8,51	2,44	0,90	0,87	<0,20	0,17	0,32	3,09	99,88
5110/3	47,00	4,52	12,25	4,18	12,02	0,21	4,64	8,52	1,67	0,88	0,73	<0,20	0,57	0,18	2,62	99,99
5110/4	47,82	2,16	12,20	7,02	10,62	0,15	4,32	8,65	2,16	0,90	0,82	0,55	<0,10	0,43	1,89	99,69
Ол-54/1	48,04	4,52	11,98	4,36	11,83	0,17	4,89	8,51	2,02	1,04	0,83	н/опр	н/опр	н/опр	1,86	100,05
Ол-54/2	47,46	4,66	12,24	4,53	11,84	0,21	4,52	8,78	2,40	1,24	0,93	н/опр	н/опр	н/опр	1,63	100,44
5321/1	47,80	3,58	12,56	8,06	7,68	0,20	5,35	9,12	2,19	0,71	0,35	<0,20	0,08	н/опр	1,62	99,30
5321/2	47,31	3,60	12,89	7,98	7,69	0,19	5,43	9,26	2,19	0,66	0,30	<0,20	0,12	н/опр	1,98	99,60
Ол-22	47,82	3,79	12,29	5,26	10,30	0,19	5,31	9,31	2,51	1,11	0,36	н/опр	н/опр	н/опр	1,26	99,51

Химический состав нижнетриасовых траппов Бур-Оленёкского междуречья (Осташкин, 1990ф, табл. 1.2) (молодинский комплекс)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	ппп	Сумма
2008	47,70	0,92	15,00	3,18	8,89	0,21	7,92	10,50	2,15	0,45	0,17	0,22	0,24	0,31	2,14	100,00
2146	48,80	1,22	14,80	3,29	8,28	0,23	7,36	11,98	1,18	0,50	0,34	<0,20	0,15	0,25	1,57	99,95
5123	52,73	0,72	13,75	5,14	3,06	0,10	5,76	13,92	2,00	0,90	0,09	<0,20	<0,10	0,45	7,82	106,44
5124	60,39	1,25	15,25	4,38	9,61	0,15	6,96	7,76	2,09	0,44	0,15	<0,20	<0,10	0,48	1,41	110,32
1077/1	48,40	1,27	14,40	2,47	9,12	0,19	9,12	11,40	2,30	0,50	0,15	0,44	<0,10	0,56	1,01	101,33
1077/4	48,20	1,23	14,60	2,04	9,60	0,19	8,70	11,50	2,23	0,30	0,15	0,38	<0,10	0,63	1,28	101,03
1078/1	48,80	1,27	14,70	2,58	8,97	0,18	7,25	11,20	2,46	0,50	0,15	0,28	<0,10	0,50	1,32	100,16
1035/1	46,70	1,31	15,00	3,45	8,82	0,17	8,48	10,64	2,23	0,75	0,17	0,33	0,25	0,36	2,31	100,97
1198	49,60	1,28	15,40	3,74	8,91	0,21	6,94	10,30	2,05	0,83	0,18	0,30	0,45	0,40	9,81	110,40
1183/1	48,20	1,26	15,40	2,84	10,51	0,23	7,00	10,10	2,03	0,30	0,21	<0,20	<0,10	0,32	1,77	100,17
1122	49,06	1,25	14,60	3,37	8,85	0,15	7,12	10,30	2,25	0,58	0,16	0,31	0,20	0,20	2,20	100,60
1253	48,00	1,50	14,25	2,99	9,10	0,20	7,30	10,75	2,36	0,56	0,17	0,50	0,18	0,16	2,01	100,03
1251	55,00	1,15	14,20	1,40	8,64	0,15	5,76	8,40	2,44	0,66	0,12	0,31	<0,10	0,14	1,87	100,24
1241	52,10	1,20	14,65	0,12	10,80	0,16	7,70	8,90	2,30	0,60	0,15	0,40	<0,10	0,12	1,18	100,38
309	49,30	1,30	14,40	2,33	9,40	0,18	7,95	10,80	2,20	0,35	0,15	0,30	0,20	0,18	13,10	112,14
670/1	49,37	1,23	15,45	3,57	8,46	0,17	7,23	10,23	2,17	0,50	–	<0,20	0,15	–	0,77	99,30
704																

**Химический состав интрузивных пород молодинского комплекса и базальтов молодинской толщи нижнего триаса
(Охлопков, 1987ф, табл. 44)**

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	ппп	Сумма
1.245	49,20	1,10	15,80	1,47	10,20	0,19	7,19	11,13	2,20	0,54	0,13	–	<0,05	–	0,74	99,89
1.260/28	43,70	1,25	17,70	11,00	6,97	0,11	4,81	6,88	2,15	0,42	0,13	1,94	0,05	–	3,34	100,45
1.260/3	49,60	0,99	16,30	2,27	8,87	0,17	7,69	10,75	2,12	0,56	0,12	0,20	<0,05	–	0,44	100,08
1.260/5	45,00	1,27	17,75	6,81	5,24	0,14	5,06	11,06	2,20	0,81	0,15	2,77	<0,05	–	2,47	100,73
1.260/15	44,00	1,22	18,60	7,79	5,03	0,11	5,31	10,63	2,07	0,26	0,13	1,98	<0,05	–	3,34	100,47
1.260/17	51,70	1,16	15,60	2,57	9,05	0,17	6,13	10,75	2,09	0,80	0,13	–	0,13	–	0,66	100,94
1.260/19	50,00	1,07	16,10	3,36	7,83	0,17	6,44	11,06	2,06	0,51	0,13	–	<0,05	–	1,12	99,85
1.260/11	50,20	1,09	16,15	4,82	5,96	0,16	5,69	11,38	2,03	0,67	0,13	–	0,17	–	1,42	99,87
1.260/27	50,80	1,16	15,50	2,76	8,66	0,18	6,38	11,13	2,15	0,70	0,13	–	0,14	–	0,50	100,19
1.260/23	48,70	1,13	15,70	4,18	6,93	0,17	5,81	12,25	2,08	0,64	0,13	–	<0,05	–	1,90	99,62
1.260/25	50,80	1,16	16,60	3,52	6,68	0,17	5,21	12,00	2,24	0,73	0,13	–	<0,05	–	0,84	100,08
1.313	46,80	1,52	15,10	4,44	7,65	0,23	5,81	11,88	2,33	0,41	0,15	1,45	0,53	–	1,23	99,53
1.314	47,90	1,52	15,20	3,51	9,27	0,20	6,94	11,25	2,35	0,42	0,15	–	0,08	–	0,46	99,25
1.322	48,60	1,52	15,20	2,97	9,70	0,20	7,38	11,06	2,37	0,41	0,14	–	<0,05	–	0,12	99,67
1.331/2	50,00	1,18	15,70	4,80	5,53	0,14	6,75	11,56	2,10	0,54	0,15	–	0,09	–	1,44	99,98
1.331/3	50,00	1,16	15,20	4,54	6,54	0,17	6,94	10,88	2,03	0,51	0,13	–	0,08	–	1,48	99,66
1.331/5	50,80	1,20	16,10	4,52	6,00	0,22	5,31	11,50	2,25	0,37	0,14	–	0,52	–	1,08	100,01
1.331/6	50,00	1,16	15,30	3,13	7,08	0,18	6,69	11,25	2,17	0,42	0,13	–	1,01	–	0,66	99,18
2.240	48,20	1,60	15,30	3,11	10,13	0,19	7,06	11,19	2,38	0,31	0,16	–	<0,05	–	0,10	99,73
3.264/4	47,20	1,46	14,45	4,62	7,26	0,16	7,62	8,50	3,12	1,17	0,15	0,40	0,05	–	3,42	99,58
3.278/6	46,50	1,53	15,85	8,47	5,03	0,15	6,25	7,06	2,11	1,17	0,16	0,53	0,05	–	3,75	98,61
3.278/15	45,30	1,69	17,10	7,04	4,74	0,17	6,56	9,75	2,26	0,49	0,20	1,28	0,08	–	2,28	98,94
3.319/1	49,70	1,16	15,40	2,35	9,41	0,20	6,69	11,50	2,22	0,48	0,13	–	0,08	–	0,64	99,96
3.319/3	49,70	1,16	15,85	3,25	7,98	0,18	6,75	11,25	2,21	0,50	0,13	–	0,13	–	0,48	99,57
1.283/7	46,20	1,16	16,30	8,28	3,52	0,14	5,19	10,31	2,12	1,04	0,15	2,51	0,07	–	1,79	98,78
1.288	49,90	1,10	15,15	1,89	9,23	0,19	7,06	11,13	2,22	0,50	0,13	–	0,11	–	0,32	98,93
1.298/2	49,80	1,10	14,85	4,19	7,08	0,18	7,19	11,25	2,13	0,64	0,12	–	0,07	–	0,40	99,00
3.295/3	47,88	1,54	14,66	5,90	5,52	0,32	6,21	11,12	2,40	0,42	0,16	0,44	0,10	2,12	0,52	99,31
3.295/2	45,66	1,37	14,29	5,97	5,46	0,17	6,61	10,89	1,98	0,60	0,11	1,23	0,09	3,00	1,87	99,30
3.295/6	46,02	1,32	14,82	5,51	5,87	0,20	8,84	6,67	1,91	0,50	0,10	0,44	0,09	2,95	3,49	98,73
3.599/1	42,54	1,43	12,99	7,74	8,22	0,19	6,49	10,50	1,94	0,20	0,13	2,97	0,21	2,50	1,57	99,62
3.599/9	44,38	1,45	12,32	8,57	6,04	0,17	6,34	10,06	1,88	0,26	0,14	1,87	0,28	2,82	1,97	98,55
3.599/12	43,76	1,44	14,52	7,05	6,84	0,22	6,64	9,61	1,94	0,24	0,29	3,41	0,12	2,66	1,51	100,25
3.599/15	46,76	1,53	15,96	11,77	2,88	0,20	5,20	11,18	0,73	0,36	0,09	0,22	0,12	2,05	0,63	99,68
3.599/20	46,76	1,47	14,50	4,55	7,94	0,20	6,49	10,73	2,12	0,26	0,09	1,54	0,10	1,99	0,09	98,83
3.563	46,90	1,54	14,46	3,92	9,09	0,21	7,28	10,28	2,31	0,46	0,14	0,10	0,01	0,80	0,52	98,02
3.653/5	45,48	1,43	16,01	5,00	6,96	0,19	7,61	10,28	2,14	0,53	0,13	0,22	0,11	1,51	1,47	99,07
1.412/3	47,26	1,47	14,72	3,77	10,01	0,21	7,71	10,45	2,25	0,41	0,15	–	0,26	0,69	0,37	99,73
1.502/8	45,48	1,63	10,64	11,36	6,39	0,11	7,89	9,02	2,17	0,17	0,15	–	0,10	1,70	2,12	98,93
1.506	46,78	1,56	14,16	6,05	8,80	0,23	7,06	10,45	2,23	0,28	0,15	0,35	0,29	1,27	0,50	100,16
3.236a/9	44,52	0,95	6,13	8,95	6,39	0,16	4,39	9,02	1,98	1,07	0,17	10,56	0,10	1,40	3,08	98,87
3.656/1	48,86	1,18	14,20	4,87	8,51	0,20	7,28	10,95	2,11	0,38	0,11	0,18	0,08	0,74	0,20	99,85
3.293/5	44,08	2,74	10,88	11,22	7,71	0,25	6,25	7,78	2,18	0,93	0,27	н/о	<0,10	2,72	2,50	99,51
11/20	48,40	1,48	16,00	5,92	5,75	0,25	7,00	10,50	2,16	0,32	0,12	0,22	0,28	–	2,31	100,71
3.632/2	45,26	3,90	13,94	5,83	6,79	0,20	5,46	6,26	2,90	2,78	1,66	0,22	0,13	2,30	1,60	99,23
3.639/8	48,92	0,95	7,86	2,16	1,78	0,32	1,75	17,88	1,57	1,28	0,15	13,42	0,10	0,98	0,54	99,66
3.303/3	36,96	1,43	12,82	9,35	4,96	0,43	3,75	14,60	1,98	0,31	0,30	7,26	0,40	1,78	2,68	99,01
3.303/1	38,94	1,47	13,71	5,94	8,91	0,34	5,56	12,00	1,90	0,38	0,15	4,58	0,10	2,10	2,86	98,94
3.293/3	53,74	1,15	13,42	2,52	7,99	0,20	6,92	9,34	2,37	0,98	0,13	0,35	0,11	0,70	0,29	100,21
3.487/1	40,26	4,28	13,21	5,39	6,04	0,14	5,71	9,39	2,71	2,80	2,04	2,86	0,07	1,76	2,60	99,26
3.639/11	53,70	1,20	11,19	6,61	2,93	0,12	4,44	4,92	1,82	2,10	0,29	0,77	0,08	3,10	5,79	99,06
1.414	50,70	0,45	16,54	7,56	1,51	0,28	1,88	2,25	6,00	5,30	0,04	0,44	0,18	0,74	4,26	98,13
1.414/1	52,18	0,42	17,41	5,75	1,38	0,34	2,21	2,89	6,31	5,38	0,05	0,18	0,04	1,85	4,05	100,44

Химический состав туфов жерловой фации нижнетриасовой молодинской толщи (Охлопков, 1987ф, табл. 83)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
1661/1	28,18	2,72	6,66	8,60	5,46	0,34	8,03	18,30	2,16	3,59	3,51	10,34	0,03	0,64	1,04	99,60
1661/2	38,08	1,57	16,57	6,09	7,30	0,32	3,70	8,51	0,95	1,02	0,23	5,06	0,10	4,17	5,95	99,62
1661/3	48,48	1,59	19,07	4,39	5,92	0,16	1,95	3,83	0,39	1,35	0,08	1,65	0,26	2,40	8,41	99,93
1662	37,02	1,50	14,29	6,39	7,76	0,31	7,89	5,25	0,29	0,59	0,16	3,08	0,94	5,63	7,97	99,07
1664	38,82	2,15	21,02	7,41	9,78	0,09	2,50	1,42	0,28	0,58	0,14	0,44	0,92	4,25	8,99	98,79
4665	42,20	1,82	18,17	3,02	1,67	0,25	2,00	11,49	1,40	1,07	0,26	6,60	0,61	4,60	4,78	99,94
4666	57,08	0,98	15,63	7,03	0,98	0,05	1,50	1,70	0,23	5,60	0,36	0,22	0,34	2,02	6,16	99,88

Химический состав долеритов молодинского комплекса р. Уджа, вес.% (Константинов, 2012)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃ +FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O+K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	Собщ	F	Сумма
силл 58 (2 анализа)	49,18	1,12	15,29	1,94	9,22	11,16	0,16	7,02	11,22	2,44	0,47	2,91	0,13	1,12	0,57	–	0,44	100,32
силл 72 (3 анализа)	49,80	1,13	15,32	3,10	8,24	11,34	0,18	7,24	10,73	1,89	0,60	2,49	0,12	1,20	0,23	0,02	0,05	99,85
силл 74 (2 анализа)	49,08	1,14	15,43	3,09	8,06	11,15	0,18	6,72	11,29	1,77	0,60	2,37	0,14	0,81	1,32	0,03	0,08	99,74
силл 26 (3 анализа)	49,84	1,29	14,75	1,67	9,49	11,16	0,19	7,27	10,57	2,40	0,40	2,80	0,13	1,01	0,53	0,02	0,02	99,58
силл 17 (4 анализа)	48,83	1,29	14,79	4,99	7,68	12,67	0,34	6,96	10,96	2,41	0,43	2,84	0,14	0,95	0,32	0,02	0,05	100,16
дайка 8 (2 анализа)	49,06	1,27	14,91	4,03	8,77	12,80	0,26	6,57	10,99	2,48	0,33	2,81	0,12	0,81	–	0,04	–	–
шток 34 (3 анализа)	46,45	1,89	15,05	2,21	10,77	12,99	0,24	6,03	9,79	2,48	0,47	2,95	0,25	1,80	2,13	0,03	0,14	99,73
вулкан 79 (4 анализа)	45,74	2,14	14,54	3,55	9,63	13,19	0,17	4,78	10,76	2,35	0,14	2,49	0,29	1,98	3,86	0,02	0,02	99,97

</

Химический состав туфов туфолоавовой толщи нижнего триаса (Охлопков, 1987ф, табл. 46)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	H ₂ O-	ппп	Сумма
1.260/53	60,60	0,32	8,75	1,46	4,31	0,20	2,94	7,50	2,03	1,56	0,18	9,08	<0,05		0,18	99,11
1.260/54	62,00	0,32	9,00	1,51	3,09	0,16	3,50	6,56	1,84	2,10	0,06	8,10	<0,05		0,92	99,16
1.283/1	53,50	0,82	12,50	12,41	2,73	0,10	6,06	2,56	1,15	1,81	0,07	0,20	0,20		5,72	99,83
1.283/2	54,40	0,92	14,00	7,78	3,63	0,12	6,94	3,06	2,01	2,34	0,10	0,22	0,15		3,90	99,57
1.283/5	52,90	0,99	14,85	6,02	3,41	0,16	6,88	5,50	2,33	2,27	0,14	1,72	0,05		2,64	99,86
1.283/6	49,20	0,84	12,75	5,60	2,95	0,31	5,69	9,81	2,22	1,68	0,20	4,62	0,13		2,98	98,98
1.283/8	54,40	0,95	14,10	7,22	2,73	0,12	7,75	4,25	2,31	2,10	0,12	0,75	0,41		3,05	100,26
1.315	48,00	1,42	14,80	7,57	3,59	0,22	7,56	7,50	2,03	1,46	0,17	1,94	0,17		3,20	99,63
1.315/12	32,60	0,47	7,70	2,13	2,30	0,60	2,81	26,50	0,99	1,17	0,10	20,35	0,11		2,23	100,06
1.315/14	34,20	0,44	7,70	1,27	3,30	0,35	2,25	25,00	0,98	1,30	0,10	19,80	0,09		3,20	99,98
2.252/3	46,40	1,70	17,20	7,21	4,81	0,17	6,50	9,37	2,27	0,49	0,20	1,14	0,07		2,52	100,05
2.252/4	56,70	0,70	12,40	2,63	3,20	0,17	3,50	6,44	1,55	2,24	0,13	3,96	0,12		4,80	98,54
2.252/6	49,60	1,18	13,40	7,41	4,24	0,11	8,94	2,87	2,57	2,95	0,12	0,62	0,08		4,62	98,71
3.221/1	48,40	0,59	13,60	4,82	3,09	0,19	5,19	8,31	1,16	1,60	0,16	4,62	0,11		6,56	98,40
3.260/1	39,60	1,20	13,10	6,82	1,51	0,14	1,50	19,09	1,86	0,86	0,14	9,79	0,05		4,19	99,85
3.278/10	47,80	0,85	12,80	5,28	2,95	0,28	5,69	10,62	2,16	1,66	0,20	5,57	0,08		2,57	98,51
3.300/2	40,80	0,76	10,20	1,88	4,38	0,40	2,81	16,87	1,14	2,06	0,38	12,65	0,23		4,49	99,05
3.309/3	48,40	0,89	13,10	6,07	5,06	0,18	6,12	6,25	1,10	2,25	0,14	3,08	0,10		6,30	99,04
2.227/6	518,00	1,30	15,20	5,73	3,84	0,11	7,12	6,62	2,32	1,42	0,16	0,31	0,05		3,91	566,09
1.259/2	50,40	0,82	13,25	4,25	2,30	0,14	3,19	10,69	2,27	1,43	0,11	5,85	<0,05		5,35	100,05
1.321/12	50,00	0,84	13,20	4,53	2,22	0,15	3,19	10,56	2,23	1,42	0,11	6,27	<0,05		4,75	99,47
11/15	49,90	1,25	14,50	6,94	4,02	0,20	6,38	5,50	5,11	0,69	0,11	0,22	0,19		5,29	100,30
3.537/1	31,32	0,77	8,97	4,18	5,69	0,38	4,12	19,67	1,25	0,87	1,04	13,42	0,21	2,95	4,21	99,05
3.279/1	46,72	1,23	13,37	7,74	4,14	0,13	8,55	3,56	3,42	0,78	0,10	-	0,05	4,97	4,67	99,43
3.293/1	44,00	1,03	12,48	6,17	3,96	0,16	5,98	7,56	1,84	0,96	0,08	1,58	0,03	4,70	8,02	98,55
3.295/1	48,74	0,81	10,10	4,98	2,07	0,35	3,95	10,67	1,25	1,28	0,09	6,51	0,06	4,46	3,95	99,27
3.632/1	53,04	0,99	11,82	5,20	4,20	0,12	8,85	2,91	1,84	1,90	0,07	0,22	0,10	3,87	5,31	100,44
3.639/1	48,86	1,06	11,77	8,33	2,53	0,10	6,38	6,26	1,70	0,98	0,09	0,77	0,15	4,45	5,84	99,27
3.639/5	58,94	0,95	10,84	6,48	2,19	0,10	4,12	3,58	2,05	1,96	0,07	1,43	0,13	3,46	2,81	99,11
3.639/10	57,84	1,06	12,28	3,86	4,26	0,08	5,41	2,90	1,94	2,18	0,15	0,22	0,17	3,59	2,88	98,82
3.592/1	42,42	0,90	9,12	6,30	6,61	0,36	3,67	11,27	1,13	1,46	1,21	5,94	0,35	2,27	6,20	99,21

Список шурфов, показанных на карте четвертичных образований листа R-50 – Саскылах

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
I-5	1	Шурф 10 м	[308], 1
I-5	2	Шурф 13,5 м	[308], 2
II-2	3	Шурф 8,4 м	[224], 1454
II-2	4	Шурф 10,2 м	[224], 1448
V-6	5	Шурф 6,7 м	[316], 143

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>И. В. Чернова, М. Ю. Сучилина</i>	3
СТРАТИГРАФИЯ	9
Протерозойская акротема	10
Нижнепротерозойская эонотема. <i>М. В. Герасимова</i>	10
Верхний протерозой, рифейская эонотема. <i>М. В. Герасимова, В. Г. Черенков</i>	11
Нижнерифейская эратема. <i>М. В. Герасимова</i>	12
Среднерифейская эратема. <i>М. В. Герасимова</i>	13
Нижнерифейская эратема. <i>М. В. Герасимова</i>	14
Вендская система. <i>М. В. Герасимова</i>	24
Вендская система – кембрийская система, нижний отдел. <i>М. В. Герасимова</i>	28
Палеозойская эратема. <i>М. В. Герасимова, В. Г. Черенков</i>	30
Кембрийская система. <i>М. В. Герасимова</i>	30
Каменноугольная система. <i>В. Г. Черенков, М. В. Герасимова</i>	38
Каменноугольная система – пермская система. <i>М. В. Герасимова, В. Г. Черенков</i>	43
Пермская система. <i>М. В. Герасимова</i>	46
Мезозойская эратема. <i>М. В. Герасимова, В. Г. Черенков, Н. С. Посошкова</i>	51
Триасовая система. <i>В. Г. Черенков, М. В. Герасимова</i>	51
Триасовая система, верхний отдел – юрская система, нижний отдел. <i>М. В. Герасимова</i>	56
Юрская система. <i>М. В. Герасимова</i>	57
Юрская система, верхний отдел – меловая система, нижний отдел. <i>М. В. Герасимова</i>	61
Меловая система. <i>Н. С. Посошкова</i>	62
Кайнозойская эратема. <i>Н. С. Посошкова</i>	67
Палеогеновая система	67
Неогеновая система	68
Четвертичная система	71
МАГМАТИЗМ. <i>В. Г. Черенков</i>	87
Рифейские образования основного состава	87
Верхнеуджинский долеритовый комплекс	87
Среднепалеозойские образования щёлочного ультраосновного состава с карбонатитами	93
Уджинский ийолит-карбонатитовый комплекс	94

Чимаро-Уджинский лампроитовый комплекс	103
Среднепалеозойские образования основного состава	118
Молодо-уджинский долеритовый комплекс	118
Среднепалеозойские образования щелочно-ультраосновного состава (кимберлиты)	120
Среднеленёкский кимберлитовый комплекс	124
Толуопско-Мерчимденский кимберлитовый комплекс	133
Мезозойские образования основного состава	134
Молодинский долеритовый комплекс	135
Эбехаинский трахидолеритовый комплекс	144
Мезозойские образования щелочно-ультраосновного состава (кимберлиты, карбонатиты)	147
Куонамский карбонатит-кимберлитовый комплекс	147
Куойкско-молодинский кимберлитовый комплекс	153
Бирингиндинский карбонатитовый комплекс	155
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ. <i>М. В. Герасимова</i>	158
ТЕКТОНИКА. <i>В. Г. Черенков</i>	160
Нижнепротерозойский структурный этаж	160
Рифейско-фанерозойский структурный этаж	163
Складчатые и разрывные дислокации	171
Глубинное строение	181
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>В. Г. Черенков</i>	185
Раннепротерозойский этап	185
Рифейский этап	186
Вендско-кембрийский этап	188
Ордовикско-раннекаменноугольный этап	189
Среднекаменноугольный–раннетриасовый этап	191
Среднетриасовый–меловой этап	192
Кайнозойский этап	194
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>Н. С. Посошкова</i>	196
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>В. Г. Черенков, В. А. Истомин</i>	207
Твердые горючие ископаемые	207
Металлические ископаемые	209
Черные металлы	209
Цветные металлы	210
Редкие металлы и редкие земли	211
Благородные металлы	221
Радиоактивные элементы	224
Неметаллические ископаемые	224
Химическое сырье	224
Минеральные удобрения	224
Горнотехническое сырье	225
Драгоценные и поделочные камни	225
Строительные материалы	248
Прочие ископаемые	250

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. В. Г. Черенков, И. В. Чернова ...	251
Основные эпохи рудообразования	251
Основные факторы, контролирующие формирование и размещение полезных ископаемых	258
Минерагеническое районирование и характеристика минерагенических подразделений	260
Общие прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых и оценка перспектив района	280
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. В. Г. Черенков	301
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. Н. С. Посошкова	311
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. В. Г. Черенков	315
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	323
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, геофизических аномалий, показанных на листе R-50 (Саскылах) Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	343
<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений месторождений и проявлений полезных ископаемых	364
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	375
<i>Приложение 4.</i> Таблица впервые выявленных в ходе составления Госгеолкарты-1000/3 листа R-50 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	376
<i>Приложение 5.</i> Список буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований	377
<i>Приложение 6.</i> Список результатов геохронологических определений картографируемых образований, полученных при проведении работ	378
<i>Приложение 7.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных разрезов, буровых скважин, вынесенных на карту фактического материала	379
<i>Приложение 8.</i> Петрохимическая характеристика картографируемых образований	вкл.
<i>Приложение 9.</i> Список шурфов, показанных на карте четвертичных образований	383

Научное издание

Герасимова Марина Викторовна
Черенков Владимир Георгиевич
Посошкова Нина Сергеевна
и др.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Виллюйская

Лист R-50 – Саскылах

Объяснительная записка

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*
Технический редактор *О. Е. Степурко*
Компьютерная верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 25.01.2022. Формат 70×100/16.
Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная.
Печ. л. 25 + 7 вкл. Уч.-изд. л. 37,4.
Тираж 100 экз. Заказ 41914000

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: karta@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, факс 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-93761-848-1



9 785937 618481