

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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)

Серия Анабаро-Вилюйская

Лист R-49 – Оленёк

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ 2016

УДК 55(084.3М1000):528.942(571.5-17)

Гусев Н.И., Пушкин М.Г., Круглова А.А., Сергеева Л.Ю. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленек. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 20_. 448 с.

В объяснительной записке приводится описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований восточной части Анабарского выступа кристаллического фундамента Сибирского кратона и его платформенного обрамления. Обобщены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых и рассмотрены закономерности их размещения, оценен ресурсный потенциал территории.

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

Табл. 16, ил. 44, прил. 4, список лит. 513 назв.

Авторы

Гусев Н.И., Пушкин М.Г., Круглова А.А., Сергеева Л.Ю. Богомолов В.П., Строев Т.С., Морева Н.В.

Научные редакторы *В. Е. Руденко, Д. В. Назаров*

Эксперты НРС *Ремизов Д. Н., Шнейдер Г. В., Пуговкин А. А., Царева В. А., Лебедева Е. А., Пежемская Н. П.*

Редактор Анабаро-Виллойской серии *М.С. Мащак.*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра декабря 201 г.

© Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2016

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2016

© Коллектив авторов 2016

© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа R-49 (Оленёк) находится на севере России между 68°00'–72°00' с.ш. и 108°00'–114°00' в.д. и охватывает площадь 102,2 тыс. км². В пределах площади листа находится важный горнопромышленный район России по добыче россыпных алмазов. В административном отношении северо-западная, меньшая часть территории, принадлежит Хатангскому району Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа Красноярского края, а юго-восточная – Анабарскому и Оленекскому национальным улусам (районам) Республики Саха (Якутия).

Комплект карт подготовлен отделом региональной геологии и полезных ископаемых Восточной Сибири ФГБУ «ВСЕГЕИ». В состав комплекта входят геологические карты масштаба 1 : 1 000 000, в том числе: плиоцен-четвертичных и дочетвертичных (доплиоценовых) образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, объяснительная записка и сопровождающая база данных. Комплект карт подготовлен в программной среде ArcGis 10.2.2. Макеты карт сформированы в формате Adobe Acrobat Reader DC (.pdf), базы данных – в MS Access 2003, текст – MS Word 2013. Созданный комплект Госгеолкарты-1000/3 листа R-49 увязан по границам геологических тел с картами масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения смежного листа R-48 (Хатанга) [Липенков и др., 2016] и листа S-49 (Хатангский залив) [Проскурнин и др., 2013].

Круглогодичных дорог на территории листа R-49 нет. Для передвижения используется транспорт воздушный, гусеничный, вьючный (олени), в летнее время - водный (лодки). В зимнее время по рекам Мал. Куонамка и Анабар прокладывается автотрасса – г. Удачный – п. Урюнг-Хая. Воздушное сообщение самолетом с населенными пунктами Республики Саха (Якутия) осуществляется через аэропорты п. Оленек и Эбелях, вертолетом – с аэропортом Хатанга Красноярского края.

Физико-географический очерк. Территория расположена в северо-восточной части Среднесибирского плоскогорья. Орография района определяется геологическим строением региона. Выходящие на поверхность в ядре Анабарского сводового поднятия метаморфические породы кристаллического фундамента Сибирской платформы формируют рельеф Анабарского плато, отчетливо выделяющегося на фоне окружающих его осадочных толщ платформенного чехла (рис. 1). Пенепленизированный свод поднятия (плато с абсолютными отметками 600–900 м) покрыт курумами и образует на водо-

разделах полого-увалистый тундровый рельеф, расчлененный глубокими узкими долинами истоков основных рек региона. Поверхность плоскогорья постепенно понижается в северном направлении до абсолютных отметок 200–300 м.

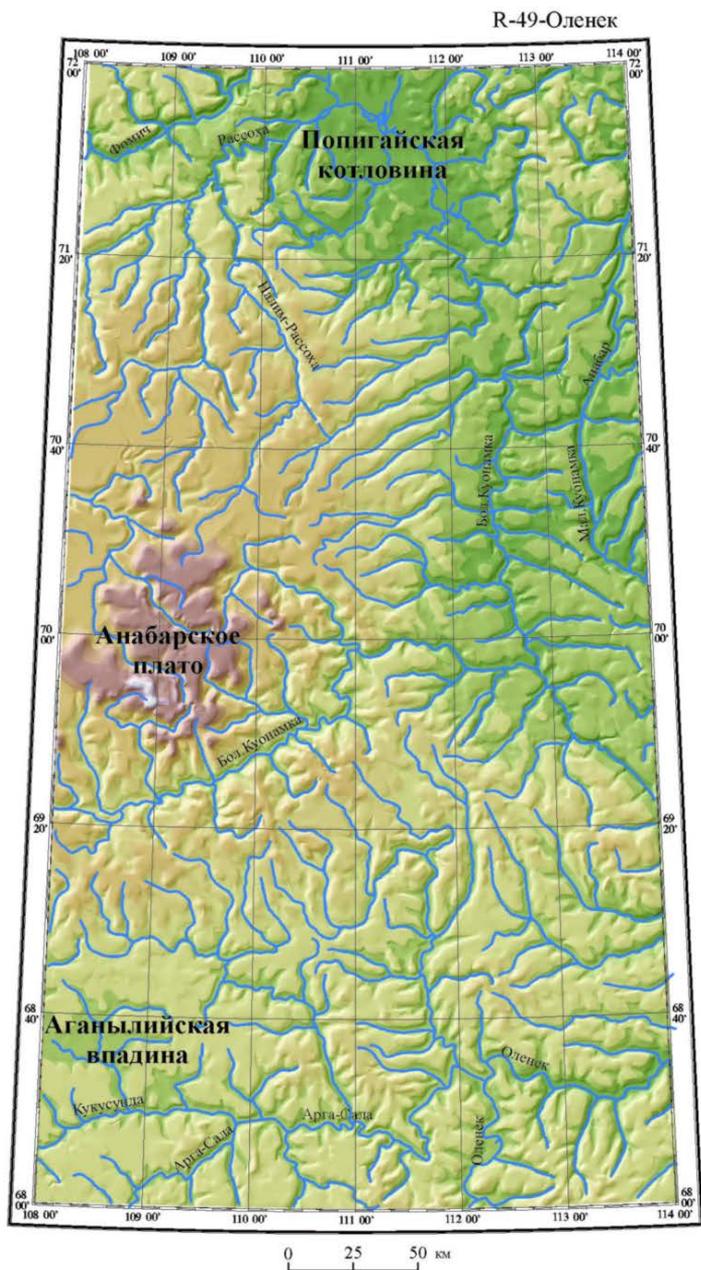


Рис. 1. Орографическая схема.

Отрицательные формы рельефа на территории листа R-49 представлены Попигайской котловиной и восточной частью Аганылийской впадины. Первая из них приурочена к среднему течению р. Попигай и представляет собой глубокую округлую депрессию диаметром до 70–80 км, окруженную обрывистыми уступами высотой до 150 м. Ее днище занимает слабо всхолмленная залесенная низменность с болотами и озерами, высотные отметки которой не превышают 40–70 м над уровнем моря. Реки здесь протекают в слабо разработанных долинах, меандрируют. Аганылийская впадина прослеживается в широтном направлении вдоль южного склона Анабарской возвышенности, в основном западнее территории листа R-49 на участке от долины р. Котуй до верховьев р. Кюенелекян, где только ее восточная оконечность выходит на территории листа R-49. Равнинная поверхность впадины с типичным водноледниковым ландшафтом расположена на высоте 220–280 м над уровнем моря, тогда как окружающие ее возвышенности имеют абсолютные отметки около 500 и более метров [Геологическая ..., 1983]. Впадина залесена, в понижениях рельефа много мелких озер и заболоченных участков.

Речная сеть региона приурочена к бассейнам рек Котуйкан, Большая и Малая Куонамка, Анабар, Попигай, Оленёк. Реки не судоходны, передвижение по ним возможно только на надувных и местами на моторных лодках. Истоки рек образуют в горах широко развитую сеть, нередко, с узкими, глубоко врезанными долинами и каньонами. Продольные профили русел здесь неуравновешенные, с резкими перепадами высот. По выходу рек на равнину скорости течения падают, долины становятся широкими с хорошо разработанными поперечными профилями. На пологих склонах долин прослеживаются террасы, в приустьевых зонах происходит накопление русловых наносов, отмелей, низких островов. Водный баланс речных систем определяется, в основном, количеством выпадающих атмосферных осадков. Поступление грунтовых вод в реки весьма ограничено из-за повсеместного развития многолетней мерзлоты, нижний предел развития которой в регионе колеблется от 400 м (п. Хатанга) до 1300 м (с. Шологонцы в верховьях р. Марха) при средней температуре минус 10°C [Гидрогеология..., 1972; 1976]. Многолетняя мерзлота создает экран для проникновения поверхностных вод и обуславливает, тем самым, величину и колебания водостока. Весенние паводки, связанные с таянием снежного покрова, проходят одной высокой и острой волной во второй половине июня, после чего уровень рек падает до зимней межени. Эту картину нарушают кратковременные, нередко катастрофические, подъемы уровня воды, вызываемые летними ливнями, затяжными дождями и (или) аномальным оттаиванием мерзлоты.

Климат района суровый, резко континентальный, субарктический. Характерны долгая, сравнительно малоснежная зима и короткое лето. Безморозный период длится в среднем 73 дня. При среднегодовой температуре минус 12°–14°C, средняя температура в декабре-январе составляет минус 44–45°, в июле – плюс 20°C [Климатический..., 1969]. Сезонное оттаивание и промерзание маломощного поверхностного горизонта определяет образование почвенного покрова и развитие растительности. На возвышенных площадях плато распространен элювиально-делювиальный покров с останцами коренных пород местами покрытый растительностью горной тундры. Ниже по склонам круп-

ных долин и в депрессиях распространена лесотундровая растительность, представленная редкостойными массивами даурской лиственницы, иногда с примесью ели. В поймах и на нижних надпойменных террасах развита болотно-луговая растительность с различными кустарниками.

Животный мир довольно беден. В горной тундре постоянно обитают лемминги, песцы, полярные совы, куропатки. Мигрирующие животные - дикие северные олени, зайцы, волки также немногочисленны. Иногда они зимуют в тундре. Летом появляются перелетные водоплавающие птицы: гуси, утки, кулики, гагары, чайки. В реках и крупных озерах водятся хариус, таймень, кумжа, голец, сиг, налим.

Население. Территория малонаселенная и труднодоступная. Населенные пункты (поселки Оленёк, Жилинда и Эбелях) расположены только у восточной границы площади листа R-49. Местное население: долгане, якуты, эвенки, русские - работают в сельскохозяйственной отрасли (оленоводство, звероводство, охотничий промысел, рыболовство) и горнодобывающей промышленности. Поселок Попигай в настоящее время не заселен. Горнорудная промышленность сконцентрирована в п. Эбелях Анабарского района и в нижнем течении р. Бол Куонамка где ведется разведка и разработка алмазоносных россыпей Анабарским ГОКом, ОАО «Нижнеленское», ОАО «Алдан». Основным фактором промышленно-экономического развития региона в будущем может явиться возможное открытие на исследованной площади месторождений высоколиквидных и остродефицитных полезных ископаемых, в первую очередь алмазов, урана, редких и редкоземельных металлов.

Геологическая изученность. Геологическое изучение территории листа R-49 условно можно разделить на четыре периода, различающихся как по масштабам, целям, так и методам проводимых работ. Первый – с начала прошлого века до середины сороковых годов, второй – со второй половины сороковых годов до середины пятидесятых, третий – со второй половины пятидесятых до середины семидесятых годов, четвёртый – с середины семидесятых годов прошлого века по настоящее время.

Первый период характеризуется рекогносцировочными маршрутными исследованиями вдоль основных водотоков Оленёкско-Анабарского междуречья и получением общих геолого-географических сведений о нём.

В 1903–1905 гг. благодаря деятельности Хатангской экспедиции Русского географического общества под руководством И. П. Толмачёва произошло открытие Анабарского докембрийского массива в качестве самостоятельной структурной единицы. Сотрудник экспедиции О. Баклунд, выполнив пересечение массива, дал петрографическое описание слагающих его кристаллических пород.

В 1932–1934 гг. почти вся территория распространения докембрийских кристаллических пород Анабарского щита была покрыта редкими маршрутными исследованиями экспедицией Восточно-Сибирского геологического треста [Рожков и др., 1936].

Позже, в 1942 г. на юго-восточном склоне щита (бассейн р. Мал. Куонамка) А. В. Бобров и Г. Г. Григорьев маршрутной геологической съёмкой изучали нефтеносность кембрийских отложений. В результате работ первого периода был установлен докембрийский возраст пород Анабарского щита, по-

лучены первые общие сведения о геологическом, тектоническом, геоморфологическом строении региона, петрографии и литологии слагающих его толщ; по данным шлихового опробования 1932–1934 гг. была установлена золотоносность аллювиальных отложений р. Бол. Куонамка и других рек района.

Второй период характерен переходом к планомерному геологическому изучению региона картировочными работами масштаба 1 : 1 000 000 (1946–1951 гг.), проведением на разрозненных площадях некондиционной съёмки масштаба 1 : 200 000, на единичных – масштаба 1 : 50 000, сопровождавшейся поисками на редкоземельную минерализацию, и тематических исследований (1946–1952 гг.). Работы проводились геологами НИИГА, треста «Арктикразведка», ВНИГРИ, ВСЕГЕИ.

К середине пятидесятых годов территория была покрыта геологической съёмкой масштаба 1 : 1 000 000 (К. С. Забурдин, М. Н. Злобин, В. Я. Кабаньков, Л. В. Климов, Л. В. Кудрявцев, А. Н. Наумов, М. И. Рабкин, О. Б. Снегирёва, А. С. Соколов-Кочегаров, Л. П. Смирнов, И. В. Сумин). Параллельно с мелкомасштабным картированием на отдельных площадях были проведены некондиционные среднемасштабные работы, на единичных – крупномасштабные геолого-съёмочные работы (М. И. Рабкин, Е. И. Подкопаев, Л. П. Смирнов, Ф. И. Иванов, М. Ф. Беляков, Г. А. Возбудский, А. А. Межвилк).

Одновременно проводились тематические исследования с целью изучения вопросов геологического, геоморфологического строения территории и перспектив её золотоносности и алмазности: М. Т. Кирюшина, В. В. Петропавловский, О. Д. Возвышаева, Г. И. Кириченко.

В 1952 г. сотрудник «Арктикразведки» Н. А. Борщева совместно с И. Б. Рубенчиком и Ю. П. Барановой выполнили геолого-геоморфологические наблюдения на рр. Оленёк и Арга-Сала. В долине Арга-Сала Ф. К. Гуковым в аллювиальных отложениях были найдены алмазы. В этот период В. А. Мельниковым (Якутское геологическое управление) проводились стратиграфические исследования на р. Арга-Сала, по долине которой П. И. Гребнева и М. В. Кочулина прошли геологическим маршрутом [Геологическая..., 1983]. В том же 1952 году М. Т. Кирюшина завершила обобщение всего имеющегося фактического материала по геоморфологии и четвертичным отложениям Анабарского массива и обрамляющих его площадей кембрийских образований [Кирюшина, 1952 ф]. В её работе наиболее важными являются данные о своеобразном по характеру неоднократном оледенении массива, о проявлениях четвертичной тектоники и связанной с этим сложной перестройкой гидросети. М. Т. Кирюшиной впервые для рассматриваемой части Сибирской платформы на основе аэросъёмки и наземных наблюдений составлены геоморфологическая карта масштаба 1 : 500 000 и карта четвертичных отложений масштаба 1 : 1 000 000.

Этап последовательной мелкомасштабной геологической съёмки завершился составлением сводных карт, которые были подготовлены В. Е. Савицким, М. И. Рабкиным, Ф. Г. Марковым и А. Л. Гроздиловым. Итогом мелкомасштабного картирования стало составление геологами НИИГА Государ-

ственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листов R-48,49 (Оленёк) и объяснительной записки к ней [Геологическая..., 1957].

Обобщение М. И. Рабкиным результатов проведённых работ [Рабкин, 1959] позволило впервые на основании литолого-петрографических данных расчленить архейские метаморфические толщи щита и выделить интрузивные образования. Метаморфические породы Анабарского щита были расчленены на четыре серии (снизу-вверх) далдынскую, верхнеанабарскую, верхне-ламуйкскую и хапчанскую. Позднее, на основе главным образом литологических критериев, Б. Г. Лутц [1964, 1974б] рассматривал эту схему как отражающую последовательный и необратимый процесс развития единой архейской геосинклинальной области с вулканической формацией (далдынская серия) в низах разреза, сменяющейся терригенно-песчано-глинистой формацией (верхнеанабарская серия) и далее карбонатно-флишоидной формацией (хапчанская серия). Геологическим картированием Анабарского щита, проведенном в 60–70-е годы коллективами геологов НИИ геологии Арктики, Якутского и Красноярского геологических управлений, первоначальная стратиграфическая схема М. И. Рабкина была детализирована, в результате чего предложенные им серии были расчленены на ряд толщ. Разработанная М. И. Рабкиным сводная схема стратификации архейских образований, принятая на Межведомственном стратиграфическом совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР (1963 г.), используется в настоящее время в Анабаро-Вилуйской серийной легенде Госгеолкарты - 1000/3 [Легенда..., 2009 ф].

В 1956–58 гг. группой отрядов Геологического музея им. А. П. Карпинского Академии наук СССР и Якутской комплексной экспедиции ЯФАН СССР под руководством А. А. Каденского, при участии Б. Г. Лутца, В. В. Закрыткина, Ю. К. Митюнина были проведены тематические исследования в Южной части Анабарского щита. Результатом этих работ [Каденский, 1961] стала иная, отличная от предложенной М. И. Рабкиным, стратиграфическая схема расчленения гранулитовых образований и их подробная петрологическая характеристика. Эта схема и многие новые терминологические новшества классификации гранулитовых образований в дальнейшем не получили поддержки у других исследователей.

Третий период геологических исследований является закономерным продолжением работ предыдущего этапа, в течение которого была подготовлена геологическая база для дальнейших среднемасштабных геолого-съёмочных, поисковых и поисково-оценочных работ. В течение этого периода была заложена геологическая основа территории листа R-49, практически на всей площади была проведена кондиционная геологическая, магнитная и гравиметрические съёмки масштаба 1 : 200 000, разработана стратиграфия раннего докембрия, рифея, венда и кембрия, которые впоследствии были приняты решениями Всесоюзных и Межведомственных стратиграфических совещаний. Впервые на Анабарском щите были выделены рифейские и вендские интрузивы долеритов, которые ранее относились к триасу, выделены и детально изучены зоны диафтореза и раннепротерозойские интрузивные образования.

За короткий промежуток времени (1959–1972 гг.) на всей площади Анабарского щита геологами НИИГА и АмГРЭ была проведена государственная геологическая съёмка масштаба 1 : 200 000, сопровождавшаяся поисковыми работами, по результатам которой была издана большая часть листов Госгеолкарты-200 первого поколения.

Среднемасштабному картированию предшествовали разномасштабные (1:100 000, 1:50 000, 1:25 000, 1:10 000 и крупнее) поисковые работы, целью которых было выяснение перспектив выявления коренных и россыпных проявлений алмазов, золота, а также подготовка площадей для последующей геологической съёмки масштаба 1 : 200 000. Были получены новые данные о проявлениях меди, никеля, железа, редких земель, урана, мусковита, флогопита, графита и других полезных ископаемых, их генезисе и условиях локализации.

С третьим периодом связаны также первые исследования Попигайской котловины. В 1969–1972 гг. НИИГА была проведена геологическая съёмка масштаба 1 : 200 000 на площади листов R-49-III, IV, IX, X, охватывающих основную часть структуры. По мнению авторов съёмки, Попигайская впадина является эндогенной тектонической депрессией типа эксплозивной кальдеры [Забурдин и др., 1971 ф].

В 1970 г. Л. В. Фирсов высказал предположение о возможности отождествления Попигайской котловины с метеоритным кратером [Фирсов, 1970]. Это предположение было подтверждено В. Л. Масайтисом с соавторами на основе анализа геолого-геофизических материалов и результатов проведенных полевых исследований [Масайтис и др., 1971]. Впервые в мировой практике в земных условиях в импактитах Попигайского кратера на возвышенности Маячика-Кэрикэтэ были установлены импактные алмазы. Эти работы дали основание для проведения комплексных исследований Попигайской астроблемы на алмазоносность.

Результатами проведенных в этот период исследований стало обнаружение на площади листа R-49 кимберлитовых и карбонатитовых тел. В процессе геологосъемочных работ [Ефимов и др., 1964 ф] в аллювии р. Эбелях были выявлены алмазы. Дальнейшими работами была установлена перспективность бассейнов рек Майат, Биллях и Эбелях на промышленную россыпную алмазоносность, на базе которых в настоящее время на Анабаро-Уджинском междуречье разведано более 60% россыпных алмазов России.

Четвёртый период характеризуется проведением разномасштабных (1:10 000–100 000) поисковых, специализированных, ревизионных, опытно-методических работ, обобщающих и тематических исследований, а также геологических съёмок масштаба 1 : 50 000.

В 1979–1990 гг. партией КАГЭ №3 ПГО «Аэрогеология» на листах R-48-49-50 проводилось космофотогеологическое картирование масштабов 1 : 1 000 000÷1 : 500 000 и заверочные работы на фотоаномалиях. В результате архейские образования были подразделены на структурно-вещественные комплексы, выделены линейменты и кольцевые структуры, открыты кимберлитовые тела Верхнекуонамского поля и бассейна р. Олобу, а также карбонатитовые тела на севере территории [Шахотько и др., 1982 ф, 1986 ф, 1991 ф].

С 1974 по 1985 г. продолжались исследования Попигайской структуры. В 1972–1974 на ее территории КГУ провело гравиметрическую съемку масштаба 1 : 200 000, в 1974 – аэромагнитную съемку масштаба 1:50 000. В 1976, после выявления минералов высокобарической фазы углерода в тагамитах и зювитах [Геологическая ..., 1983] и импактных алмазов, на ограниченных площадях проведено крупномасштабное картирование и глубокое бурение, а также геологоразведочные работы на двух месторождениях импактных алмазов (общий объем бурения составил более 100 пог. км).

По результатам проведенных работ группой сотрудников ВСЕГЕИ под руководством В. Л. Масайтиса в 1979–1980 гг. составлена геологическая карта Попигайского метеоритного кратера масштаба 1 : 200 000 и объяснительная записка к ней, в которой обоснована гипотеза импактного происхождения структуры и описано ее строение [Масайтис и др., 1975; Геологическая ..., 1980].

Крупномасштабные работы (1:50 000), включающие геологическую съемку, сопровождавшуюся поисками, проводились на ограниченных площадях в разные годы в северо-западной части территории в бассейнах рек Меркю и Рассоха сотрудниками ПГО «Красноярскгеология» и Амакинской экспедиции: А. Н. Бабкиным, В. М. Голубевым, А. И. Ильиных, В. Т. Кириченко, В. Л. Клименко, О. П. Кривошеевым, Ю. П. Куликовым, И. П. Поповым, В. Г. Черенковым и др. Аэрофотогеологическое картирование того же масштаба в верховьях р. Мал. Куонамка в период 1981–1987 гг. выполняли: С. С. Кичкина, В. Л. Клименко, В. А. Музис, А. А. Тимофеев, В. Г. Черенков и др.

В процессе групповой геологической съемки м-ба 1 : 50 000 в бассейне р. Налим-Рассоха в 1980–1984 гг. [Куликов и др., 1984ф] было выявлено 7 коренных проявлений золота.

В 1983–1987 гг. на площади листов R-49-XXIX, XXX (бассейн рек Мюнюсях, Кенгеде) проведено аэрофотогеологическое картирование масштаба 1:50 000 и общие поиски с отбором крупнообъемных (до 200 л) шлиховых проб по разряженной сети [Тимофеев и др., 1987ф]. Применение комплексирования шлихоминералогических, геохимических, геофизических и дистанционных методов поисков привело к открытию 43 тел кимберлитовой формации и формации щелочно-ультраосновных пород, массивов центрального типа. При локальном прогнозе кимберлитовых тел для участков поля бассейна р. Олобу проведена цифровая обработка АФС, расширены границы Биригиндинского поля щелочно-ультраосновных пород.

В 1981–89 гг. в северо-восточной части региона производилась групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с целью изучения коренной и россыпной алмазности. В этот период были открыты трубки Гренада и Надежда [Попов, 1989 ф].

Тематические исследования середины и конца 80-х годов прошлого века, проведенные на Анабарском щите сотрудниками Института литосферы АН СССР, под руководством О. М. Розена заложили основу современных знаний о составе, строении Анабарского щита и легли в основу представлений о глубинном строении и истории развития Сибирского кратона в целом [Строе-

ние..., 1986; Архей..., 1988; Бибилова, 1989; Розен и др., 1991а; Розен и др., 2000; Розен, 2003, Розен и др., 2006б и др.].

В 1988–1991 гг. в пределах Анабарского щита, включая его восточное и южное обрамление, проведены стратиграфические исследования по составлению опорной рабочей легенды для Куонамской серии листов Госгеолкарты-50 [Охлопков, 1991 ф].

В 1988–1992 гг. в центральной части Анабарского щита (листы R-49-XVI (южная половина), R-49-XXI, XXII, R-49-XXVII, XXVIII) ГНПП «Аэрогеология» проведено ГМК-200 на алмазы [Истомин и др., 1992 ф]. Выявлено 14 новых кимберлитовых тел, определены факторы, контролирующие их размещение. Важнейшими региональными признаками, контролирующими кимберлитовый магматизм, являются отрицательные структуры линейного характера мезо-кайнозойского возраста, интерпретируемые как рифтогенные. Выявлено новое Верхнекуонамское кимберлитовое поле в средней части Анабарского щита и расширены границы известного Ары-Мастахского кимберлитового поля. Составлена минерагеническая карта, карта прогноза и рекомендаций. Проведено минералогическое изучение алмазов из коренных источников и вторичных коллекторов, изучен вещественный состав кимберлитов. Рекомендовано проведение поисковых работ на алмазы на Анабарском щите и в его обрамлении.

В 1988–1992 гг. р. Бол. Куонамка и её правые притоки (в пределах листов R-49-XXI, XXII, XXIII, XXIV) были охвачены обобщающими и ревизионными исследованиями масштаба 1 : 500 000 [Румянцев и др., 2003 ф]. В результате, площадь междуречья Бол. и Мал. Куонамка была отнесена к перспективной на поиски коренных источников алмазов. При этом дана рекомендация о необходимости заверочных работ на выявленных магнитных аномалиях.

В 1992–1995 гг. проведены поисково-ревизионные работы на выявление россыпей золота в среднем течении р. Бол. Куонамка и на рудное золото в бассейнах рек Бороску-Унгуохтах и Бол. Куонамка, по которым были получены отрицательные результаты [Толстов, 1996 ф]. История геологического изучения района подробно отражена в отчётах тематических и обобщающих работ [Ломакин, 1997 ф; Фолисевич, 1999 ф].

В этом же районе, в пределах восточного склона Анабарского щита (бассейн рек Бол. и Мал. Куонамка) в период 1995–2001 гг. производились геолого-поисковые работы по заверке геофизических аномалий буровыми работами и шлиховым опробованием с целью поисков коренных месторождений алмазов [Прокопьев, 2001 ф].

В 2000–2003 гг. Амакинской экспедицией АК «АЛРОСА» совместно с научными коллективами ФГУП «ВСЕГЕИ», ИГАБМ СО РАН, ЯНИГП ЦНИГРИ проведены работы по оценке перспектив юго-восточной части Анабарского щита и прилегающей территории на обнаружение месторождений золота, серебра, платины, алмазов, урана, меди, никеля и других полезных ископаемых. В результате выполненных работ составлена прогнозно-минерагеническая карта масштаба 1 : 500 000 Анабарского кристаллического массива и прилегающих площадей, выполнена оценка прогнозных ресурсов золота, серебра, платины, алмазов, урана, меди, никеля и других полезных

ископаемых, даны рекомендации по проведению дальнейших геологоразведочных работ [Румянцев и др., 2003ф]. В это же время Якутским геологическим управлением выполнена крупная обобщающая работа по стратиграфическим схемам докембрия и фанерозоя Западной и Восточной Якутии с целью совершенствования серийных легенд Госгеолкарты-200 [Ян-Жин-Шин и др., 2002 ф].

Систематизация, обобщение и анализ фактического материала, полученного в этот период, легли в основу многочисленных научных исследований и работ [Вишневский, 1978; Строение ..., 1986; Архей..., 1988; Лутц, 1974; 1990; Розен и др., 1991, 2003; Граханов и др., 2007, Масайтис и др., 2013 и др.], создания легенд серий листов ГК-200/2 Анабарской, Суханской, Уджинской и Оленекской [Анабарская СЛ, 2002 ф; Суханская СЛ, 2002 ф; Уджинская СЛ, 2002 ф; Оленёкская СЛ, 2000 ф]. В 1978 г. была предложена другая схема строения Анабарского щита [Вишневский, 1978], существенно отличная от схемы М.И. Рабкина [1959]. Согласно новой схеме все порды щита были разделены на три метаморфических комплекса: анабарский, хапчанский, маганский, сформированных в условиях гранулитовой фации метаморфизма, комплекс диафторированных пород и полиметаморфический комплекс. В тектоническом отношении Анабарский щит рассматривался как система глыб нижнеархейского гранулитового фундамента, разделенных позднеархейско-раннепротерозойскими зонами смятия [Вишневский, 1978].

Начиная с 80-ых годов прошлого века и до настоящего времени в научных исследованиях значительное внимание уделяется определениям изотопного возраста кристаллических пород Анабарского щита. В результате этих работ было подтверждено присутствие архейских пород в составе далдынской и верхнеанабарской серий и созданы предпосылки для более детального расчленения докембрийских и фанерозойских стратифицированных и магматических образований региона [Крылов и др., 1963; Рабкин и др., 1968; Машак, Потуроев, 1976; Бибикина и др., 1985; Бибикина, 1989; Мельников и др., 1990; Розен и др., 1991; 2000; Степанюк, 1991; Степанюк и др., 1993; Спиридонов и др., 1993; Ковальская и др., 1995; Томшин и др., 1997; Брахофогель и др., 1997; Смелов и др., 2012; Okrugin et al., 1990; Ernst et al., 2000; Молчанов и др., 2009 ф; Молчанов и др., 2011; Гусев, 2013 и др.].

К разряду опорных для Сибирской платформы относится разрез рифейских отложений в обрамлении Анабарского щита [Опорный..., 1970, Семихатов, Серебряков, 1983; Стратиграфия..., 2005]. После проведения геологических съемок, состав, стратиграфия и строение осадочного чехла изучались в процессе седиментологических [Петров, 2011, 2014], палеонтологических [Сергеев, 1993; Сергеев и др., 2007], геохимических [Купцова и др., 2011; Пономарева, Соболев, 2013], геофизических [Сурков, Гришин, 1997; Старосельцев и др., 2013], изотопно-геохронологических [Горохов и др., 1991; 2001; Худoley и др., 2007; Худoley и др., 2009; Купцова и др., 2015] исследований.

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 [Геологическая карта..., 1983].

В 2009 году была создана легенда Анабаро-Вилуйской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения [Легенда..., 2009 ф], положенная в основу создания современной геологической карты листа R-49-Оленёк.

Территория листа R-49 обеспечена высококачественной дистанционной основой, созданной по материалам спутниковой многоканальной съемки LANDSAT [Кирсанов и др., 2011]. Из последних работ следует отметить завершение в 2011 г. поисково-оценочных работ на россыпные месторождения алмазов в бассейне р. Бол. Куонамка [Граханов и др., 2011 ф] и публикацию в 2012 г. карты полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) [Карта..., 2012].

В 2015 году завершены составление и подготовка к изданию соседнего по Анабарскому щиту комплекта листа R-48 (Хатанга) [Липенков и др., 2016]. Следует отметить, что изотопные данные, полученные для докембрийских подразделений Анабарского щита на листе R-48, зачастую противоречат принятому для них возрасту. В частности, не было получено ни одного достоверного определения нижнеархейского возраста для гранулитов щита, тем не менее для толщ далдынской и верхнеанабарской серий сохранен предписываемый серийной легендой нижнеархейский возраст.

В процессе составления и подготовки к изданию третьего поколения Госгеолкарты-1000 листа R-49 (2011–2016 гг.) отделом Восточной Сибири ВСЕГЕИ в течение трех полевых сезонов были проведены полевые работы в бассейнах рек Бол. Куонамка и Налим Рассоха, сопровождавшиеся большим объемом современных геохимических и изотопных исследований. Результаты этих исследований были обобщены в геологическом отчете [2013ф], предложениях по изменению и дополнению серийной легенды, утвержденных НРС Роснедра в 2013 году, монографии [Гусев, 2013], ряде статей [Гусев и др., 2012–2016, Сергеева и др., 2014, 2015] и настоящем комплекте карт.

Геофизическая изученность. Планомерные геофизические исследования территории начали проводиться с середины 50-х годов. Начало региональным геофизическим работам положено в 1956 г. проведением аэромагнитной съемки масштаба 1 : 1 000 000. В 1957–1960 гг. вся площадь щита и его осадочного обрамления была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000. При работе использовались аэромагнитометры АЭМ-49 и АСГМ-25, точность съемки от 170 до 25 нТл. По материалам этих исследований с 1965 по 1971 гг. подготовлены к изданию Государственные карты в графиках и изолиниях ДТ масштаба 1:200 000 [Асламов, 2001 ф; Прокопьев, 2001 ф]. В 1968 и 1971 гг. на площади листов R-49-Б, Г по материалам средне- и крупномасштабных аэромагнитных съемок составлены карты аномального магнитного поля масштабов 1 : 500 000, 1 : 100 000 и 1 : 50 000 и объяснительные записки к ним.

В 1966–1967 гг. значительная часть щита и его обрамления были покрыты гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000, выполнявшейся Якутской центральной комплексной тематической экспедицией ЯГУ [Адамов, Келле, 1967ф]. Гравиметрические съемки проводились с использованием гравиметров ГАК-7Г, ГАК-3М, ГАК-4М, точность съемки ± 10 мГл.

По материалам региональных геофизических исследований составлены карты аномального магнитного поля масштабов 1 : 1 000 000, 1:200 000 [Кутузова, 1969ф], сводная карта аномального магнитного поля масштаба 1 : 500 000 [Ивлиева, 1975ф], сводная гравиметрическая карта Западной Якутии масштаба 1:1 500 000 и 1:500 000 [Прокопьев, 2001ф].

Поисковые аэрогеофизические работы масштабов 1 : 25 000÷1 : 10 000 в связи алмазной тематикой были начаты в 1963 г. Применяемая аппаратура АСГ-45, АСГ-46, АМП-7 (с 70-х годов КАМ-28), точность съёмки от $\pm 5,7$ до ± 11 нТл в спокойных полях и от ± 17 до ± 28 нТл в градиентных [Румянцев и др., 2003 ф]. Параллельно с аэрогеофизическими исследованиями на перспективных локальных участках проводились детальные наземные магниторазведочные работы, целью которых было обнаружение кимберлитовых тел, проверка аэромагнитных аномалий, разработка методики поисков трубок в сложных геологических условиях по характеру магнитного поля над кимберлитами. Более чем на 120 выделенных аэромагнитных аномалиях были проведены заверочные горные работы, в результате которых вскрыто более 40 кимберлитовых тел. С целью обнаружения кимберлитовых трубок выяснялись поисковые возможности гравиразведки, электроразведки и микромагнитной съёмки [Румянцев и др., 2003 ф].

Со второй половины 80-х годов проводились комплексные аэрогеофизические съёмки масштаба 1 : 25 000 [Колтин, 1992 ф, 1995 ф; Попков, 1994 ф] с использованием аппаратуры «СКАТ», СТК-09. В процессе заверки выявленных аэрогеофизических аномалий открыто три кимберлитовых тела на левобережье р. Дюкен. В итоге этих работ были составлены карты аномального магнитного поля, гамма-поля, содержания естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) – урана, тория, калия и дана схема их комплексной интерпретации. Были также разработаны принципы тектонического и минерагенического анализа. При этом отмечена существенно ториевая специализация породных комплексов. В тектоническом аспекте на основании полученных материалов выделены зоны региональных разломов и тектонические нарушения как северо-западного, так и субширотного и северо-восточного направлений.

В 1980–1983 гг. [Плесум, 1983 ф], 1993–1996 гг. [Ломакин, 1997 ф] и 1995–1998 гг. [Фолисевиц, 1999ф] проводились обобщения геолого-геофизических исследований, выполненных по районам деятельности АмГРЭ в предыдущие годы, составлялись каталоги геофизических аномалий, давались рекомендации по дальнейшему их изучению.

В 80–90-ые годы продолжались опытно-методические работы по применению геофизических методов в поисковых целях. В середине 80-ых годов во ВСЕГЕИ под руководством А.А. Духовского были проведены профильные геолого-геофизические работы по интерпретации гравитационных и магнитных аномалий Анабарского щита [Духовский и др., 1986; 1984ф]. По результатам этих работ была дана характеристика региональных гравитационного и магнитного полей, локальных аномалий и построена глубинная геолого-геофизическая модель Анабарского щита. Намечена последовательность главнейших геологических процессов, в той или иной степени оказавших влияние на структуру интегрального магнитного и гравитационного полей: 1)

региональный метаморфизм гранулитовой фации, 2) I этап ультраметаморфизма, 3) II этап метаморфизма, 4) этап катакластического метаморфизма, 5) III этап ультраметаморфизма, 6) этап платформенного магматизма.

Специальные опытно-методические работы с целью определения возможностей гравиметрии и магнитометрии в картировании тел кимберлитов в области развития метаморфических пород щита были проведены в пределах Верхнекуонамского кимберлитового поля, выявленного по результатам ранее проведённых работ [Шахотько, 1991ф]. Эти работы в 1995–2001 гг. были сосредоточены на участках Сербьян и Хатырык [Прокопьев, 2001 ф], где было выявлено несколько даек и трубок кимберлитов.

В 1999 г. ВСЕГЕИ подготовлена первая версия информационной системы «Алмазоносные провинции России», имеющая справочно-информационную и прогнозно-поисковую направленность. Для реализации базы данных «Кимберлитовые поля России» впервые составлена сводка всех полей и расположенных в их пределах кимберлитовых, карбонатитовых и альнеитовых тел [Эринчек и др., 1999ф].

В 2001 г. в ВИРГ-Рудгеофизика для листов R-49, 50 (Оленёк) составлена опережающая геофизическая основа м-ба 1 : 1 000 000 [Асламов, 2001ф], которая была использована при составлении ГК-1000/3 листа R-49. Базу информационного обеспечения геофизической основы составили площадные аэромагнитные и гравиметрические данные среднего и мелкого масштабов, хранящиеся в федеральных банках Гравимаг и Экобанк. На период создания геофизической основы по листу R-49,50 в банке Гравимаг содержались аэромагнитные данные масштаба 1 : 200 000, среднемасштабные и мелкомасштабные гравиметрические матричные данные. Радиометрические данные в Радиоэкобанке отсутствовали [Асламов, 2001 ф].

Сводная карта аномального магнитного поля по листу R-49,50 (Оленёк) составлена на основе изданной по листам масштаба 1 : 200 000 государственной карты графиков (ΔT)а, составленной по результатам среднемасштабных аэромагнитных съёмок, выполненных в период с 1957 по 1961 гг. [Асламов, 2001 ф].

Гравиметрическая основа для листа R-49 построена по материалам гравиметрических съёмок:

- масштаба 1 : 200 000 для листов R-49-I-V, VII, VIII, IX (сев. часть), X (сев. часть), XI-XIV, XVII, XVIII, XXIII, XXIV, XXIX, XXX, XXXV, XXXVI;
- масштаба 1 : 1 000 000 для остальной территории [Асламов, 2001 ф].

На территории листов R-49,50 в различные годы Центром «ГЕОН» проведены исследования МОВЗ-ГСЗ по профилям «ШПАТ» (Тикси - Барнаул), «ГОРИЗОНТ» (Тикси - Воркута), «АЛМАЗ» (Олекминск-Тарей) и «Попигай-Шренк», на основании которых определены глубины залегания кровли фундамента и поверхности Мохоровичича, выделены комплексы внутри осадочного чехла. Редкие оценки средних значений сейсмических скоростей в пределах интервалов земной коры, сопоставимых со всей ее мощностью, выполнены для профиля «ШПАТ», и в единичных случаях для профиля «ГОРИЗОНТ». Глубинных электроразведочных работ на данной территории не проводилось [Асламов, 2001ф].

Геохимическая изученность в основном базируется на геохимических работах, проводимых попутно при ГСР-200 и разномасштабных поисковых работ. На локальных участках в небольших объёмах проводилось литогеохимическое опробование коренных пород с целью изучения и оконтуривания пунктов минерализации и рудопроявлений полезных ископаемых. В процессе поисковых работ на алмазы [Крючков, 1968ф] производился полуколичественный спектральный анализ отдельных проб из кимберлитовых пород трубок. Площадные геохимические исследования проводились АмГРЭ на восточной окраине щита в 1988–1991 гг. с целью подготовки площади южной части листов R-49-XVII, R-49-XVIII и северной части листов R-49-XXIII, XXIV для производства ГСР масштаба 1 : 50 000 [Петров, 1991 ф]. Литохимические поиски масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния проводились методом отбора проб из донных отложений водотоков с шагом 0,5 км.

В 1988–1991 гг. при проведении стратиграфических исследований по составлению опорной рабочей легенды для Куонамской серии листов Госгеолкарты-50 [Охлопков, 1991 ф] в границах Анабарского щита и его восточной и южной периферии производился отбор литогеохимических проб. Всего отобрана 2771 проба. Целью опробования было получение геохимических характеристик метаморфических пород и использование их при корреляции разрезов.

В 1992–1994 гг. с целью подготовки методической основы региональных минерагенических исследований Анабарского щита масштаба 1:500 000 комплексом геолого-геохимических методов, проводилось обобщение геохимических данных [Мерзляков, Ягнышев, 1994ф]. В результате обобщения выделены характерные ассоциации элементов, присущие сериям, толщам и некоторым магматическим образованиям щита. Помимо этого, выполнено ландшафтно-геохимическое районирование территории с типизацией сформированных ландшафтов, проведены опытно-методические работы на эталонных объектах юго-западной части Ары-Мастахского кимберлитового поля. Результаты работ показали принципиальную возможность применения методов прикладной геохимии для решения задач региональной прогнозной оценки на разные виды полезных ископаемых, включая и решение задачи прогноза кимберлитовых полей [Мерзляков, Ягнышев, 1994ф].

На участке Бороску-Унгуохтах по сети 250×50 м АмГРЭ проведено площадное геохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния. Целью работ было выделение перспективных, в том числе и на рудное золото, минерализованных зон и рудоносных линейных структур, которые могли бы являться источником, в частности, золотоносной россыпи одноимённого ручья. В результате работ выделены участки геохимических аномалий, наложенные на зоны окварцевания [Толстов, 1996 ф].

В 2014 г. создана геохимическая основа масштаба 1 : 1 000 000 (ГХО-1000) листа R-49 [Головин и др., 2014ф], 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 райони-

рования геологических образований, прогнозно-геохимическая) карты. Составлены покомпонентные базы аналитических данных (коренные породы; донные отложения). На основе обработки ретроспективных данных дана прогнозная геолого-геохимическая оценка ресурсов важнейших видов полезных ископаемых региона; разработаны рекомендации по ведению среднemasштабных поисковых работ. В целом район в геохимическом отношении изучен недостаточно, т.к. исследования проводились на отдельных участках и имели спорадический характер.

Гидрогеологическая и геоэкологическая изученность. Гидрогеологическая съемка на территории листа R-49 не проводилась. Сведения о гидрогеологических условиях района базирующиеся на материалах, полученных в разные годы при проведении разного рода геологических исследований, обобщены в монографиях «Гидрогеология СССР», т. XX [1970], «Геокриология СССР...» [1989] и обзорных гидрогеологических и гидрогеохимических картах [Геологическая..., 1983; Куренной и др., 2004; ГИС-атлас..., 2008]. Специальных эколого-геологических исследований на площади листа R-49 также не проводилось. Основные сведения о данной обстановке могут быть получены из геоморфологических карт и схем, входящих в комплекты Госгеолкарты-200 первого поколения и «Карты экзогенных геологических процессов России» [2001].

Подводя итог анализу геологической изученности площади листа R-49, следует сделать вывод, что она слабая и совершенно не соответствует геологической значимости этой территории для России. Сибирская платформа – единственный докембрийский кратон, полностью находящийся на территории России. На площади листа R-49 находится выступ фундамента этого кратона – Анабарский щит, позволяющий изучать наиболее древнюю историю формирования земной коры и ее металлогению. Здесь же установлена Куронамская промышленная алмазоносная зона. Однако даже региональными работами масштаба 1 : 200 000 изученность территории слабая. В пределах площади листа R-49 отсутствует государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 («белые пятна») для четырех пар сдвоенных номенклатурных листов R-49–III–IV; R-49–IX–X; R-49–XXX–XXXI; R-49–XXXV–XXXVI. На шести номенклатурных листах R-49-I–II; R-49-VII–VIII; R-49-XIII–XIV в условиях очень сложного геологического строения проведена только групповая геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 [Государственная..., 1987]. Современное ГДП-200 на территории листа R-49 не проводилось. В 1971 г. была предпринята попытка проведения ГДП-200 на площади листов R-49–XXXV–XXXVI, но она не завершилось даже изданием Госгеолкарты-200 первого поколения.

ГСП-50 проведены на двух ограниченных участках общей площадью 4370 км² или на 2% территории листа R-49. Результаты изучения территории листа R-49 современными аналитическими методами публикуются зачастую иностранными авторами [Дэвис и др., 1980; Митчелл, 1988; Condie et al., 1991; Griffin et al., 1999; Ernst et al., 2000; Кинни и др., 1997; Эрнст и др., 2008 и др], проявляющими пристальный интерес к Анабарскому щиту, а также внутриплитному магматизму на площади щита и в его окружении. В пределах площади листа находится Попигаийский метеоритный кратер – уникаль-

ный геологический памятник природы мирового значения. Попигайская структура сравнительно хорошо изучена в связи с ее алмазонасностью, но комплект Госгеолкарты-200 с объяснительной запиской на эту территорию отсутствует. Первоочередной задачей на листе R-49 является составление современных геологических основ масштаба 1 : 200 000 на «белые пятна» в пределах территории Анабарского щита.

При подготовке к изданию листа R-49 в 2011–2014 гг. с целью решения проблемных вопросов стратиграфии, металлогении, вещественного состава и возраста магматических комплексов региона на опорных площадях были проведены полевые работы Куонамской партией отдела региональной геологии и полезных ископаемых Восточной Сибири «ВСЕГЕИ». В составлении и подготовке к изданию листа R-49 – Оленёк принимали участие Н. И. Гусев, В. Е. Руденко, М. Г. Пушкин, А. А. Круглова, Н. В. Морева, А. Д. Матюшков, Т. С. Строев, В. П. Богомолов, Л. Ю. Сергеева, А. Г. Шарипов, А. О. Плеханов, В. В. Петров, В. Р. Вербицкий с привлечением докторов геол.-мин. наук А. В. Молчанова (ВСЕГЕИ) и С. А. Граханова (Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН). Особенно следует отметить принимавшего участие в полевых работах научного редактора листа R-49 В. Е. Руденко. Большую помощь, в том числе в организации полевых работ оказывали сотрудники Норильского филиала ВСЕГЕИ: Ф. Д. Лазарев, Г. В. Шнейдер, О. А. Войтович. Работы проводились в тесном сотрудничестве с сотрудниками ВСЕГЕИ, осуществлявшими подготовку к изданию листа R-48–Хатанга: М. С. Машаком, Г. В. Липенковым, Д. В. Назаровым, который является редактором карты плиоцен-четвертичных отложений и соответствующих разделов объяснительной записки листа R-49–Оленёк. Большой вклад в проведенные исследования внесли сотрудники Изотопного центра ВСЕГЕИ: С. А. Сергеев, Н. Г. Бережная, А. В. Антонов, А. Н. Ларионов, И. Н. Капитонов, Е. С. Богомолов, К. И. Лохов. Авторы постоянно пользовались помощью ученого секретаря Института геологии докембрия РАН С. Г. Скублова. Всем перечисленным коллегам авторы выражают свою искреннюю благодарность. Особенная признательность выражается главному редактору Анабаро-Вилуйской серии листов Госгеолкарты-1000/3 М. С. Машаку за постоянную помощь в работе над комплектом.

СТРАТИГРАФИЯ

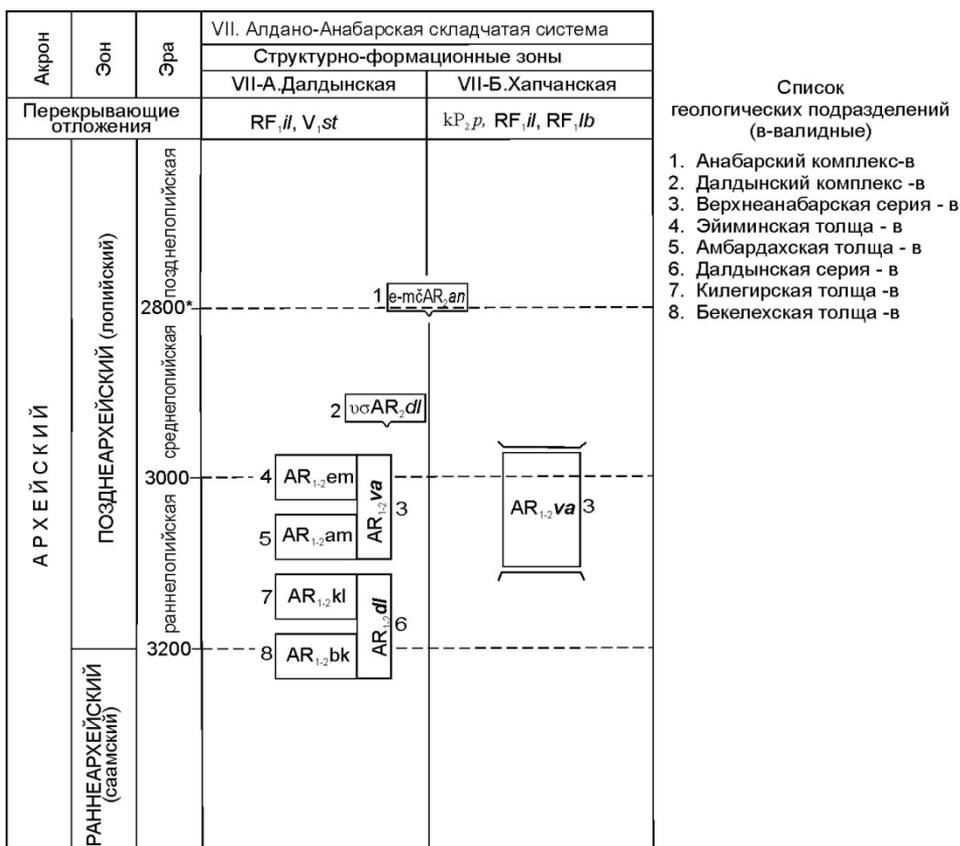
Стратифицированные метаморфические и осадочные образования отражают геологическое развитие территории в исторической последовательности и занимают основную часть территории листа R-49. Основные этапы их формирования: архейский, раннепротерозойский, рифейский, вендско-кембрийский, пермско – триасовый, неогеновый и верхнеплиоцен – четвертичный. Архейские и раннепротерозойские образования, подвергшиеся гранулитовому и амфиболитовому метаморфизму слагают фундамент Сибирской платформы. Стратиграфическая схема расчленения гранулитовых образований Анабарского щита принимается нами с определенной (большой) долей условности, насколько возможно применение стратиграфического подхода при картировании гранулитовых толщ. Однако, для сохранения преемственности между предыдущими изданиями Госгеолкарты-1000 листа R-49, комплектом Госгеолкарты-1000/3 листа R-48, Госгеолкартами масштаба 1 : 200 000 первого поколения, серийными легендами Госгеолкарты-200 и Анабаро-Вилуйской серийной легендой Госгеолкарты-1000/3, схема расчленения в целом сохраняется, но с учетом изменений и дополнений, одобренных редактором серии (М. С. Машак) и утвержденных НРС Роснедра в 2013 году.

Платформенный чехол залегает на глубоко денудированной поверхности фундамента и представлен осадочными породами, формировавшимися с перерывами на протяжении от рифея до четвертичного периода. Пермские и триасовые отложения выполняют наложенные впадины – структуры тектономагматической и седиментогенной активизации и залегают на глубоко денудированной и пенепленизированной поверхности. В кайнозой выделяются неогеновые и плиоцен-четвертичные осадочные отложения. Для кайнозойских отложений учтены изменения и дополнения в легенду Анабаро-Вилуйской серии листов Госгеолкарты-1000/3, утвержденные НРС Роснедра для листа R-48 - Хатанга в 2014 году.

АРХЕЙСКАЯ АКРОТЕМА, НИЖНЕАРХЕЙСКАЯ И ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ ЭНОТЕМЫ

Архейские образования обнажены на площади листа R-49 в пределах Анабарского щита, представляющего собой выходы глубоко эродированного

кристаллического основания Сибирской платформы, преобладающая часть которого сложена породами регионального метаморфизма гранулитовой фации. Глубокая переработка вещественного состава и структур архейских пород в условиях неоднократного метаморфизма, сопровождавшегося частичным плавлением и перемещением пород, сильно осложняют их стратификацию. Многочисленными исследователями Анабарского щита (М. И. Рабкин, А. А. Каденский, А. Н. Вишневецкий, Б. Г. Лопатин, Б. Г. Лутц, О. М. Розен и др.) установлено, что он сложен архейскими глыбами, разделенными зонами регрессивного метаморфизма, обусловленными глубинными разломами длительного развития.



*Здесь и в последующих таблицах корреляции возраст в млн лет по [Состояние изученности..., 2008].

Рис. 2. Схема корреляции архейских образований.

На основании литолого-петрографического принципа и физических свойств пород в составе гранулитовых стратифицированных образований выделяются три серии (снизу-вверх): далдынская, верхнеанабарская и хапчан-

ская, относительное положение которых в разрезе рассматривалось как отражение процесса развития единой архейской геосинклинальной области [Лутц, 1964, 1974б]. В процессе геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200 000, проведенных в 60–70-х годах, выделенные серии были расчленены на толщи: в составе далдынской серии выделены бекелехская и килегирская, в составе верхнеанабарской – амбардахская, эйминская (рис. 2), а в составе хапчанской – вюрбюрская, хаптасыннахская и билээх-тамахская толщи. В последующие годы коллективами геологов АН СССР были проведены геохимические и изотопно-геохронологические исследования [Бибикова и др., 1985; Архей Анабарского щита..., 1988; Бибикова, 1989; Журавлев, Розен, 1991; Розен и др., 1991]. В результате этих исследований породы Анабарского щита были разделены на метабазит-плагиогнейсовую ассоциацию, соответствующую далдынской серии, собственно плагиогнейсовую, отвечающую верхнеанабарской серии, а также метакarbonатно-гнейсовую, соответствующую хапчанской серии [Архей Анабарского щита..., 1988; Розен и др., 1991].

В пределах Анабарского щита выделяются три разнородных по составу и строению тектонических блока, разделенные зонами глубинных разломов, представляющие, с запада на восток, Маганскую, Далдынскую и Хапчанскую структурно-формационные зоны [Легенда..., 2009]. На площади листа R-49 развиты образования Далдынской и Хапчанской СФЗ.

Далдынская СФЗ занимает центральную часть площади Анабарского щита, слагая полосу северо-западного простирания шириной 140–190 км, перекрытую на севере образованиями ильинской свиты нижнего рифея, а на юге – старореченской свиты нижнего венда. Кристаллический фундамент в пределах зоны представлен Джелиндинской, Далдынской и Ильинской глыбами. В их строении участвуют наиболее древние гранулиты, вскрывающиеся в пределах Анабарского щита, представленные бекелехской и килегирской толщами далдынской серии, а также амбардахской и эйминской толщами верхнеанабарской серии.

Далдынская серия (AR_{1-2dl}). Впервые под названием далдынской серии в 1948 г. Л. П. Смирнов и Л. В. Климов [Рабкин, 1959] выделили комплекс пород, представленный в бассейне р. Далдын мезо-меланократовыми двупироксеновыми, амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами, а в бассейне р. Хатырык – чередованием последних с более лейкократовыми гиперстеновыми, двупироксеновыми и пироксен-амфиболовыми гнейсами, плагиогнейсами, магнетит-гранат-пироксеновыми гнейсами и линзами кварцитов. Породы этой серии развиты в верховьях рек Далдын, Котуйкан и Хатырык, в пределах Далдынской и Джелиндинской глыб Далдынской СФЗ. Далдынская серия прослеживается полосой шириной до 70 км в центральной части Далдынской СФЗ. В составе серии выделяются бекелехская и килегирская толщи, сложенные в разных соотношениях мезо-меланократовыми двупироксеновыми кристаллическими сланцами и плагиогнейсами, в переменных количествах – кварцитами, магнетитсодержащими кристаллическими сланцами и гранатовыми, гиперстен-гранатовыми, гранат-двупироксеновыми, силлиманитовыми гнейсами. На карте магнитного поля породы далдынской серии выделяются наиболее высокой магнитностью.

Бекелехская толща ($AR_{1-2}bk$) слагает ядро Джелиндинского антиклинория, образуя полосу шириной 19–30 км, вытянутую в северо-западном направлении в бассейнах среднего течения рек Бол. Куонамка, Осур, Кенгеде и верхнего течения р. Будьурхай. Нижняя стратиграфическая граница толщи неизвестна. Контакты с вышележащей килегирской толщей четко не устанавливаются [Геологическая... XXI,XXII, 1979] и часто тектонические (левобережье р. Хатырык, долина р. Кенгеде). По данным [Геологическая... XIX,XX, 1984] западный контакт толщи тектонический, восточный – нормальный стратиграфический. Стратиграфическая граница предполагается также в верховьях кл. Сыаламмит [Государственная..., 1987].

Бекелехская толща сложена перемежающимися мезо- и меланократовыми двупироксеновыми плагиогнейсами, подчиненными им двупироксеновыми кристаллическими сланцами, биотитизированными и амфиболизированными разновидностями этих пород, пироксеновыми амфиболитами и гиперстеновыми плагиогнейсами. Преобладающие мезо- и меланократовые двупироксеновые и гиперстеновые плагиогнейсы зеленовато-серой окраски с четкой плоскопараллельной текстурой составляют в центральной части Джелиндинского антиклинория в бассейне р. Хатырык 90% ее объема [Геологическая..., 1984], ближе к северному замыканию антиклинория – 80–85%. В нижней и верхней частях разреза значительное место занимают гиперстеновые плагиогнейсы. Двупироксеновые и гиперстеновые плагиогнейсы образуют часто повторяющиеся в разрезе горизонты мощностью до 100–600 м. Породы этой группы серые и зеленовато-серые с четкой гнейсовидной и реже массивной текстурой. Основные кристаллические сланцы образуют в разрезе отдельные линзы мощностью 200–300 м, а также многочисленные маломощные (первые метры) пластовые тела. Распределение их в разрезе неравномерное. Редко встречаются пласты биотит-гранатовых и гиперстен-гранатовых гнейсов и кварцитов. Тела магнетит-двупироксен-кварцевых и магнетит-кварцевых кристаллических сланцев, силлиманитовых гнейсов и сапфиринсодержащих пород также немногочисленны и суммарно не превышают 3–5% объема толщи. Магнетитовые кристаллосланцы в основном развиты в нижней и средней частях разреза. Они образуют прослои и горизонты мощностью 2–3 до 30–100 м при протяженности 1,8–4,4 км [Геологическая..., 1984]. В бассейнах рек Кенгеде и Осур в плагиогнейсах и кристаллических сланцах верхней части разреза также отмечаются линзы и слои магнетитовых кристаллических сланцев и линз кварцитов. Мощность их колеблется от 2–3 до 30–40 м, протяженность не превышает 5 км [Легенда..., 2009].

Наиболее полный и представительный, принятый в серийной легенде [Легенда..., 2009] как стратотипический разрез бекелехской толщи, описан по элювиальным развалам на водоразделе рек Килэгир-Дьэлинде – Килегир [Куликов и др., 1979ф], где в замковой части Килегирской антиклинали снизу-вверх залегают:

1. Массивные и полосчатые мезо- и лейкократовые, иногда гранатсодержащие двупироксеновые плагиогнейсы с единичными линзами и маломощными прослоями (до 10 м) биотитизированных двупироксен-плагиоклазовых кристаллических

- сланцев, гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, магнетитовых кварцитов и силлиманит-гранатовых пород..... 250 м.
2. Интенсивно мигматизированные полосчатые двупироксеновые плагиогнейсы с маломощными прослоями биотитизированных двупироксен-плагиоклазовых не мигматизированных кристаллических сланцев 150 м.
3. Зеленовато-серые среднезернистые двупироксеновые плагиогнейсы, иногда гранатосодержащие с маломощными прослоями двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. Тела серпентинизированных пироксенитов мощностью не более 5–10 м 200–250 м.
4. Полосчатые двупироксеновые и гиперстеновые мелко- и среднезернистые плагиогнейсы и гнейсы, иногда биотитизированные и амфиболитизированные. В нижней части соотношение мезократовых полос к лейкократовым 3:1, а в верхней части меняется на обратное. В этом же направлении увеличивается степень мигматизации до образования послонных тел гранитоидов мощностью до 20–50 м. По всей пачке – прослои и линзы биотит-двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев мощностью 5–7 м. В верхней части – прослои и линзы гранат-пироксеновых и магнетит-гранат-пироксеновых плагиогнейсов мощностью 20–25 м 300 м.
5. Мигматизированные желтовато-серые лейкократовые двупироксеновые плагиогнейсы с редкими и маломощными линзами магнетитосодержащих кварцитов в верхней части. Неосома мигматитов представлена чарнокитами и эндербитами 100 м.
6. Полосчатые пироксеновые гнейсы и плагиогнейсы с прослоями биотит-пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. В верхней части – маломощные линзовидные тела магнетитосодержащих гнейсов и кварцитов 450 м.
7. Мигматизированные пироксеновые гнейсы и плагиогнейсы, в верхней части – маломощные линзы магнетитовых кварцитов. Неосома мигматитов представлена гранитоидами второй эпохи ультраметаморфизма..... 200 м.
8. Мигматизированные полосчатые (лейко-, мезократовые) пироксеновые и биотит-пироксеновые гнейсы и плагиогнейсы, участками магнетитосодержащие 200 м.
9. Полосчатые (мезо, меланократовые) двупироксеновые, участками биотитизированные и амфиболитизированные плагиогнейсы с частыми и маломощными прослоями кристаллических сланцев. В верхней части – маломощные (1–5 м) линзы магнетитовых кварцитов 200–250 м.
10. Полосчатые лейко-, мезократовые) пироксеновые плагиогнейсы с прослоями биотит-двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и кварцитов 300–350 м.
11. Преимущественно лейкократовые пироксеновые гнейсы и плагиогнейсы, мигматизированные эндербитами и чарнокитами. Редкие линзы кварцитов 100 м.
12. Существенно мезократовые двупироксеновые в основании – прослой двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и кварцитов..... 100–150 м.
13. Двупироксеновые и гиперстеновые лейкократовые плагиогнейсы песочно-серого и песочно-желтого цвета. Отдельные пласти кварцитов (мощность до 30 м) и тела пироксенитов мощностью до 40 м..... 150–200 м.
14. Мигматизированные лейкократовые пироксеновые и гранат-пироксеновые гнейсы и плагиогнейсы с пластинами и линзами магнетитосодержащих гнейсов и кварцитов. Послойные тела эндербитов..... 150–170 м.

Далее к северо-востоку, через разлом, залегает пачка полосчатых пироксеновых плагиогнейсов, относящихся к вышележащей килегирской толще далдынской серии.

Суммарная ширина выхода бекелехской толщи по разрезу составляет около 3000 м. С учетом поправок на угол падения крыла антиклинали, равный ~ 60°, и изоклинальную складчатость, видимая истинная мощность толщи составит, вероятно, не менее 1500–2000 м [Куликов и др., 1979ф]. Видимая мощность бекелехской толщи не постоянна. В северо-западной части антиклинория мощность толщи не менее 1500–2000 м, в центральной и юго-восточной частях увеличивается до 3500–4000 м [Легенда..., 2009].

Наиболее распространенные *мезократовые двупироксеновые плагиогнейсы*, обычно розовато-серые на поверхностях выветривания, содержат плагиоклаз (An₃₀₋₃₈) 60–70%, кварц 5–20%, часто в равных соотношениях орто- и клинопироксен 15–25%, магнетит 1–3% и единичные зерна апатита и циркона. Иногда присутствуют бурая роговая обманка в количестве 5–10% и биотит 2–5%.

Гиперстеновые плагиогнейсы характеризуются широкими вариациями состава: антипертитовый Pl*(An₂₂₋₃₅) 45–60, Q 20–40%, Нур 2–15%, Mgt 1–2%, наложенные минералы представлены ортоклазом, иногда до 12–15%, биотитом до 5% и роговой обманкой до 3%. В гиперстеновых плагиогнейсах моноклинный пироксен чаще полностью отсутствует, а гиперстен замещен вторичным идингситом. Из аксессуарных минералов самыми распространенными являются гранат, апатит, рутил, циркон и рудные минералы. Последние представлены в основном магнетитом, реже ильменитом и сульфидами железа.

Среди *основных кристаллических сланцев* визуально и в шлифах различаются две разности: одна почти черная с преобладанием орто- и клинопироксена над плагиоклазом (An₅₀₋₇₀), вторая - серая, в которой плагиоклаз (An₄₈₋₅₀) доминирует над темноцветными минералами. В обеих разностях присутствуют безамфиболовые и амфиболизированные породы. Черные кристаллосланцы содержат орто- и клинопироксен примерно в равных количествах, причем клинопироксен часто замещает гиперстен. В амфиболизированных разностях бурая роговая обманка составляет 15–20%, содержание гиперстена снижается до 7–10%.

В серых кристаллосланцах плагиоклаз (An₄₈₋₅₀) в крупных неправильных по форме выделениях составляет до 65–70%, ортопироксен 12–15%, клинопироксен 10%, магнетит 3% и апатит до 1%. В амфиболизированных разностях бурая роговая обманка составляет до 20%, содержание плагиоклаза (An₄₅) снижается до 55% и возрастает количество магнетита до 8%. Встречаются относительно лейкократовые плагиокристаллосланцы (406), которые содержат (в %): Pl (An₃₅) 70–75, Нур 6–7, Di 2, Rob 15, Bt 2–3.

С основными кристаллосланцами связаны *ультрамафитовые породы*, которые имеют переменный минеральный состав: во всех разностях присутствует серпентинизированный оливин 10–60%, ортопироксен 10–45% и маг-

* Здесь и далее сокращенные названия минералов: Am – амфибол, Ap – апатит, Bt – биотит, Cc – кальцит, Chl – хлорит, Cord – кордиерит, CPx – клинопироксен, Di – диопсид, Dol – доломит, Ep – эпидот, Flg – флогопит, Fo – форстерит, Gf – графит, Gr – гранат, Нур – гиперстен, Il – ильменит, Mc – микроклин, Mgt – магнетит, Mnz – монацит, Mus – мусковит, Ol – оливин, Or – ортоклаз, Pl (An₄₅) – плагиоклаз и его номер, Q – кварц, Saph – сапфирин, Sc – скаполит, Sil – силлиманит, Sp – шпинель, Spt – серпентин, Woll – волластонит.

нетит 5–10%, доля клинопироксена варьирует 0–50%, вторичный карбонат составляет 3–7%.

В мигматизированных разностях до 30% составляет пелитизированный пертитовый, реже решетчатый микроклин, а также коричневато-зеленая роговая обманка и буровато-коричневый биотит, развивающиеся по пироксенам.

По результатам определения физсвойств пород [Духовский и др., 1984ф] гранулиты основного состава (неэндрбитизированный субстрат), характеризуются плотностью 2,78–3,17 г/см³ и магнитной восприимчивостью ($n \times 10^{-6}$ ед. СГС) 10–29250. Магнитное поле над выходами бекелехской толщи положительное высокоинтенсивное (>10 мЭ) и высокоградиентное. В гравитационном поле бекелехская толща сопровождается положительными аномалиями.

В коренных выходах пород бекелехской толщи выявлены проявления железа и графита. Железородная минерализация представлена в основном магнетитовыми кристаллосланцами. Для них характерна мощность от первых десятков сантиметров до первых десятков метров. Содержания магнетита варьирует в пределах 28–72%. Для графитовой минерализации рудовмещающими породами являются гранат-пироксен-магнетитовые гнейсы.

Бекелехская толща была изучена нами в ядре Джелиндинского антиклинория на протяжении 18 км по бортам р. Бол Куонамка между устьями рек Сербиян и Хатырык [Свириденко и др., 2013ф].

Профиль исследований проходил вкрест простирания изоклинально смятых пачек гранулитов, повсеместно мигматизированных. Лейкосома мигматитов преимущественно представлена линзовидными обособлениями розовых аляскитовых гранитогнейсов, мощностью от первых сантиметров до нескольких метров и протяженностью от первых метров до нескольких сотен метров. Отмечаются следующие латеральные особенности. В западном крыле антиклинория от правого борта р. Сербиян и до середины водораздела с р. Курунг-Ярех преобладающие мезократовые и кислые гранулиты интенсивно мигматизированы и насыщены малыми телами и жилами розовых аляскитовых гранитов. В центральной части антиклинория на водоразделе р. Курунг-Ярех и Бол Куонамка существенную роль играют гранулиты основного состава (метабазиты). Восточная часть на интервале р. Курунг-Ярех – р. Хатырык преобладают мезократовые гранулиты эндрбитизованные и мигматизированные с многочисленными телами аляскитовых гранитогнейсов.

Геологические взаимоотношения пород затушеваны глубокими полихронными метаморфическими процессами, только в западной части площади в левом борту р. Бол. Куонамка напротив устья р. Сербиян наблюдаются метаморфизованные в гранулитовой фации дайки основного состава, прорывающие гиперстеновые плагиогнейсы (рис. 3). На этом основании можно предположить, что метабазиты центральной части антиклинория, геохимически идентичные дайкам, моложе гиперстеновых плагиогнейсов.



Рис. 3. Дайка основного состава в гиперстеновых плагиогнейсах, метаморфизованная в гранулитовой фации.

Точка наблюдения 517, левый борг р. Бол. Куонамка напротив устья р. Сербиян.

Наиболее распространенные *мезократовые двупироксеновые плагиогнейсы*, обычно розовато-серые на поверхностях выветривания, содержат $Pl(An_{30-38})$ 60–70%, Q 5–20%, примерно в равных соотношениях Orx и $Срх$ 15–25%, Mgt 1–3% и единичные зерна Ar и Zir . Иногда присутствует бурая Rob в количестве 5–10% и Vt 2–5%.

Среди *основных гранулитов* визуально и в шлифах различаются две разновидности: одна почти черная с преобладанием пироксенов над плагиоклазом (An_{50-70}), вторая - серая, в которой плагиоклаз (An_{48-50}) доминирует над темноцветными минералами. В обеих разновидностях присутствуют безамфиболовые и амфиболизированные участки. Черные кристаллосланцы содержат орто- и клинопироксен примерно в равных количествах. В шлифах установлено, что гиперстен и плагиоклаз замещаются клинопироксеном диопсид-салитового ряда и роговой обманкой с образованием симплектитовых и гломеропорфиروбластических структур и выделением на контактах замещаемых минералов магнетита. В амфиболизированных разновидностях бурая роговая обманка составляет 15–20%, содержание гиперстена снижается до 7–10%, более кислым становится плагиоклаз.

В серых *плагиокристаллосланцах* Pl (An_{48-50}) в крупных неправильных по форме выделениях составляет до 65–70%, Orx 12–15%, $Срх$ 10%, Mgt 3% и до 1% Ar . Иногда присутствуют единичные зерна граната. В амфиболизиро-

ванных разностях бурая роговая обманка составляет до 20%, содержание плагиоклаза (An_{45}) снижается до 55% и возрастает количество магнетита до 8%. В существенно лейкократовых разностях доля плагиоклаза (An_{35}) достигает 75%, гиперстен составляет 6–7%, диопсид – 2%, роговая обманка – 15%, биотит – 2–3%.

Мезократовые двупироксеновые плагиогнейсы по химическому составу подобные андезитоидам (SiO_2 57–61,8%), известковистые, магнезиальные ($mg\#^{**}=41–55$) и метаглиноземистые (ASI 0,82–0,98). При нормализации на состав примитивной мантии для них характерны положительные аномалии K, Ba, Sr, Pb. Эти породы наиболее обогащены Nb, Zr и легкими РЗЭ (Σ РЗЭ 70,8–126 г/т). Отсутствуют или слабо проявлены аномалии Eu (Eu/Eu^* 0,79–1,06), отчетливо выражена фракционированность РЗЭ $(La/Yb)_N$ 8–18,3.

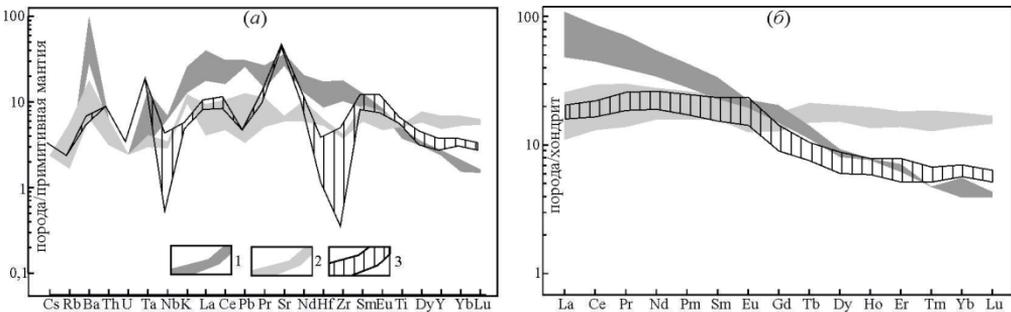


Рис. 4. Мультиэлементные диаграммы для пород бекелехской толщи далдынской серии

1 – мезократовые двупироксеновые плагиогнейсы; 2 – черные мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы; 3 – серые плагиокристаллосланцы. Здесь и далее на аналогичных диаграммах нормализация содержаний проведена по составу примитивной мантии и хондрита по [Sun, McDonough, 1989].

Мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы, петрохимически эквивалентные толеитовым базальтам, низкоглиноземистые и характеризуются величиной $mg\#$ 49–57, которая в гранатсодержащих разностях снижается до 40. При нормализации на состав примитивной мантии проявлены положительные аномалии K, Ba и разнонаправленные аномалии Pb, причем отрицательная аномалия Pb в безамфиболовых породах меняется на положительную в амфиболлизированных разностях. Кристаллосланцы обогащены V, Cr, Co, Ni, Cu, Ta, Y, Sc, обеднены P, Ti, Sr, Zr. Отсутствуют отрицательные аномалии Ta и Nb, характерные для субдукционных базальтов. Отрицательные аномалии Pb свидетельствуют в пользу мантийного происхождения протолита, отрицательная аномалия Sr указывает на фракционирование плагиоклаза из родоначального базальтового расплава.

Серые *плагиокристаллосланцы* ($mg\# \sim 50$), известковистые и, несмотря на высокое содержание Al_2O_3 (18,3–18,8%), метаглиноземистые ASI 0,77–0,81.

** $mg\# = Mg/(Mg+Fe)$ в молекулярных количествах.

Они характеризуются положительными аномалиями Ba, Sr, P, отрицательными – Th, Pb, Nb, Ta, Zr и резкой деплетированностью тяжелыми РЗЭ. Общее содержание РЗЭ примерно такое же как в черных кристаллосланцах (Σ РЗЭ 33,63–46,63 г/т), хорошо выражена положительная аномалия Eu (Eu/Eu^* 1,21–1,28) и за счет деплетирования тяжелыми РЗЭ распределение более фракционированное ($(La/Yb)_N$ 2,63–2,77).

По опубликованным данным в пределах площади распространения бекелехской толщи раннеархейский U-Pb возраст 3347 ± 21 млн лет был получен датированием по навеске циркона из эндербитизированного (мигматизированного) мафитового гранулита далдынской серии в правом борту р. Бол. Куонамка в районе устья руч. Сербьян [Степанюк и др., 1993]. По нашим данным наиболее древний U-Pb конкордантный возраст 3292 ± 9 млн лет получен по циркону из гиперстеновых гнейсов в юго-западном крыле бекелехского антиклинория, также вблизи устья р. Сербьян. Эти гиперстеновые гнейсы прорваны дайкой основного состава, метаморфизованной в гранулитой фации (рис. 3) и геохимически идентичной мафитовым кристаллосланцам в средней части бекелехской толщи.

Nd-модельный возраст протолита гиперстеновых плагиогнейсов 3,36–3,39 млрд лет (табл. 1). Близкий модельный возраст протолита 3,43 млрд лет имеют только ультрамафитовые кристаллосланцы из ксенолитов в гиперстеновых гнейсах напротив устья р. Хатырык [Гусев, 2013]. Первичномагматический циркон в ультрамафитовых кристаллосланцах здесь не установлен, а наиболее древний извлеченный из них циркон показал возраст 2863 ± 12 млн лет и связан по времени с процессами эндербитизации пород, вмещающих ультрамафитовые ксенолиты. Гиперстеновые гнейсы, наблюдавшиеся вблизи устья р. Сербьян, и показавшие раннеархейский возраст 3292 ± 9 млн лет, в остальной части разреза бекелехской толщи по р. Бол. Куонамка не встречаются. Вероятно, это небольшой тектонический блок пород, которые служили рамой при формировании бекелехской толщи. Преобладающие мезократовые гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы содержат циркон с возрастом 3054 ± 11 млн лет (пр. 178-1- гиперстеновые плагиогнейсы), 2960 ± 22 млн лет и 2871 ± 10 млн лет (двупироксеновые плагиогнейсы) и в, единичном случае, зерно с возрастом 3160 ± 10 млн лет (двупироксеновые плагиогнейсы). Наиболее древний циркон из мафитовых кристаллосланцев (одно зерно) показал возраст 3053 ± 11 млн лет, конкордантное значение по трем зернам из мафитовых кристаллосланцев 2875 ± 15 млн лет соответствует времени эндербитизации пород.

По изотопному составу Sm и Nd модельный возраст протолита наиболее распространенных мезократовых гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов заметно моложе 3,29–3,20 млн лет, обсуждать модельный возраст протолита мафитовых кристаллосланцев некорректно, поскольку они характеризуются значительно превышающим хондритовую величину отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ (табл. 1). По совокупности изотопных данных возраст бекелехской толщи принимается как ниже-позднеархейский.

Sm-Nd изотопная система в метаморфических породах бекелехской толщи далдынской серии

№ пп.	№ проб	T, млн лет	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ млрд лет
1	177	3300	1,88	14,9	0,0764	0,510103	+1,8	3,36	3,39
2	178-1	3050	3,155	19,87	0,0960	0,510648	+0,8	3,22	3,26
3	180-3	3160	4,680	25,18	0,1123	0,510950	+1,5	3,29	3,30
4	182	2960	5,03	25,20	0,1206	0,511171	+0,4	3,22	3,22
5	185-2	2860	4,85	21,70	0,1351	0,511372	+1,5	3,43	3,41
6	411	2878	3,456	16,930	0,1234	0,511239	-0,1	3,21	3,20
7	780	2100	7,17	23,24	0,1865	0,512635	+2,7	–	–
8	795-1	3000	1,82	6,73	0,1634	0,512033	+1,1	–	–
9	801	2700	2,186	8,87	0,1490	0,512038	+4,9	2,61	2,64
10	803	3000	3,697	12,93	0,1728	0,512093	-1,4	–	–
11	804	2700	2,343	6,904	0,2052	0,512861	+4,4	–	–
12	806	2700	3,425	14,02	0,1477	0,511988	+4,4	2,68	2,68

Примечание. **177** и **178-1** гиперстеновые плагиогнейсы; **180-3**, **182**, **411** – мезократовые двупироксеновые плагиогнейсы; **185-2** – ультрамафитовые двупироксен-роговобманковые кристаллосланцы (ксенолиты в плагиогнейсах); **780** – гранат – двупироксеновые кристаллосланцы; **795-1**, **803**, **804** – мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы; **801**, **806** – плагиокристаллосланцы (806 – с гранатом). T – возраст циркона в млн лет в породе, определенный U-Pb методом (SHRIMP II).

Килегирская толща ($AR_{1-2}kl$) составляет основную часть разреза далдынской серии, образуя полосы шириной от 1–2 до 13–15 км в северо-восточном и юго-западном крыльях Желиндинского антиклинория и ядерной части Далдынской глыбы. Простираение полос меняется от северо-западного (290–300°) до почти северного. [Геологическая..., 1984]. Углы падения пород килегирской толщи, слагающих северо-восточное крыло Желиндинского антиклинория, колеблются в пределах 50–90°, также для них характерна преимущественно изоклиная складчатость, а в Капральско-Джегеском синклинии углы падения изменяются в пределах 45–80° [Геологическая карта..., 1984].

Толща сложена двупироксеновыми и гиперстеновыми плагиогнейсами и гнейсами, их амфиболизированными и биотитизированными разностями (8–85%), кварцитами, гранатовыми, биотит-гранатовыми и гиперстен-гранатовыми плагиогнейсами и гнейсами (10–15%), пироксен-плагиоклазовыми и амфибол-пироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами; линзами магнетит-двупироксен-кварцевых и магнетит-кварцевых кристаллосланцев, силлиманит-, кордиерит- и сапфиринсодержащих гнейсов и кальцифиров (до 10%). Она является более пестрой по петрографическому составу, чем бекелехская толща, за счет распространения таких пород, как кварциты, образующих мощные (до 60 м) пласты, прослеживающиеся на несколько километров. Характерна ритмичность разных порядков, которая выражается в повторяемости в разрезе пластов и горизонтов графит- и силлиманитсодержащих кварцитов, кальцифиров и мраморов, однотипном чередовании по разрезу различных по петрографическому и химическому составу пород: мезократовый гнейс → лейкократовый гнейс → кварцит и (или) силлиманит-, кордиеритсодержащие гнейсы [Государственная..., 1987].

Наиболее полно образования толщи представлены в северо-восточном крыле Желиндинского антиклинория, на водоразделе верховий р. Кюнгкюй-Рассоха – р. Налим-Рассоха и р. Дьелиндэ, где они имеют согласные стратиграфические взаимоотношения с подстилающей бекелехской и перекрывающей амбардахской толщами [Государственная..., 1987]. Ниже приводится характеристика разреза килегирской толщи по этому водоразделу. По составу, характеру строения, литолого-фациальным особенностям пород в разрезе толща расчленена на четыре пачки. Взаимоотношения между пачками в непрерывном разрезе нормальные стратиграфические.

Пачка 1 сложена двупироксеновыми и амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами (75–80%); кварцитами (5%); гиперстен-гранатовыми плагиогнейсами и гнейсами; двупироксен-амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами; силлиманит-, кордиерит- и сапфиринсодержащими плагиогнейсами и гнейсами; магнетит-двупироксен-кварцевыми и магнетит-кварцевыми сланцами (10–15%). В разрезе пачки выделяется четыре однотипно построенных ритма кварцит-плагиогнейсового состава мощностью 220–250 м. Нижняя, большая по мощности (130–150 м) часть ритмов, представлена мезо- и меланократовыми, как правило, не мигматизированными, двупироксеновыми плагиогнейсами с прослоями и линзами кри-

сталлических сланцев. Палеосомы средней, наиболее мигматизированной части ритмов (70–60 м), сложены двупироксеновыми гнейсами и плагиогнейсами с линзами и прослоями их гранат-, биотит-, силлиманит-, кордиерит- и сапфиринсодержащих разностей. Ритмы заканчиваются пластами кварцитов, часто гранат- и графитсодержащих, мощностью 20–30 м.

Граница с пачкой 2 проведена по кровле пласта кварцитов (20 м) четвертого ритма. Мощность пачки 900–1000 м.

Пачка 2 сложена двупироксеновыми, гиперстеновыми и амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами (75%); кварцитами (2–3%); гиперстен-гранатовыми и биотит-гранатовыми плагиогнейсами и гнейсами, двупироксен-плагиоклазовыми и пироксен-амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами; силлиманит-, кордиерит- и сапфиринсодержащими плагиогнейсами и гнейсами; магнетит-двупироксен-кварцевыми и магнетит-кварцевыми кристаллическими сланцами (20–25%). Мощность пачки 800 м.

Пачка 3 сложена двупироксеновыми, гиперстеновыми и амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами (80–85%); кварцитами (2–3%); гиперстен-гранатовыми плагиогнейсами и гнейсами, кальцифирами, мраморами, силлиманит- и кордиеритсодержащими плагиогнейсами и гнейсами (10–15%). Мощность пачки 800 м.

Пачка 4 сложена двупироксеновыми, гиперстеновыми и биотит-амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами и их гранатсодержащими разностями (90–95%); пироксен-плагиоклазовыми, пироксен-амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и их гранатсодержащими разностями, кварцитами, магнетит-двупироксен-кварцевыми и магнетит-кварцевыми кристаллическими сланцами (5–10%). Мощность пачки 700–900 м.

Суммарная мощность килегирской толщи на северо-восточном крыле Далдыно-Джелиндинского антиклинория не превышает 3000–3500 м.

Двупироксеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, а также магнетитовые кристаллические сланцы по текстурно-структурным особенностям, минеральному составу и составу породообразующих минералов идентичны одноименным породам бекелехской толщи. Основными отличительными особенностями являются гранатсодержащие разности и почти постоянное присутствие в пироксеновых плагиогнейсах и кристаллических сланцах амфибола и биотита.

Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и плагиогнейсы – среднезернистые серые, розовато-серые и зеленовато-серые породы с полосчатой или сланцеватой текстурой и гранобластовой структурой. В их составе преобладают пелитизированный плагиоклаз (An_{22-46}) – 30–55%, темно-зеленый амфибол – до 25%, относящийся к обыкновенной роговой обманке, буровато-коричневый биотит – 1–5% и кварц – 15–35%.

Амфиболиты пользуются несколько меньшим развитием, чем плагиогнейсы. Обычно это зеленовато-черные или зеленовато-серые массивные породы средне- и крупнозернистого строения. Структура их гранобластовая, реже нематогранобластовая. Характерной особенностью является постепенное

присутствие (до 8–10%) салита, а иногда и гиперстена, содержание которого не превышает 2–3%. Главными породообразующими минералами служат в основном свежий полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз – 35–85% и амфибол, представленный темно-зеленой роговой обманкой. В качестве существенной примеси в некоторых разностях встречается гранат.

Гранатовые гнейсы и плагиогнейсы представляют собой светлые, в основном розовато-серые, средне- и крупнозернистые породы с гранобластовой структурой и гнейсовидной текстурой. В их состав постоянно входят гранат пироп-альмандинового ряда – 7–80%, плагиоклаз – 10–55%, кварц – 3–85% и биотит – 0,5–10%. Из аксессуарных – присутствует апатит, сфен и рудные минералы. В гранатосодержащих пироксеновых гнейсах и кристаллических сланцах присутствует гиперстен до 13%, салит до 30% и роговая обманка до 25%.

В магнитном поле выходы пород килегирской толщи сопровождаются сильно изрезанным знакопеременным полем, представленным сочетанием линейных аномальных зон высокой интенсивности (10–40 мЭ) и внутренних незначительных по интенсивности зон положительного и отрицательного знака. Амплитудная изменчивость 5–20 мЭ/км. По результатам определения физсвойств пород [Духовский и др., 1984ф] биотит-гранатовые и биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы характеризуются плотностью 2,71–2,85 г/см³ и магнитной восприимчивостью ($n \times 10^{-6}$ ед. СГС) 0–1815, кварциты: 2,52–2,69 г/см³, магнитная восприимчивость 0–40.

В образованиях килегирской толщи установлены проявления железа. Руды представлены кварц-гранат-магнетитовыми кристаллосланцами в виде согласных пластообразных тел и линз северо-западного простиранья. Кроме железных руд, в метаморфических образованиях килегирской толщи имеют широкое распространение гранатосодержащие породы и высокоглиноземистые кордиерит-силлиманитовые гнейсы. Гранатовые гнейсы образуют линзовидные в плане тела различной мощности и протяженности.

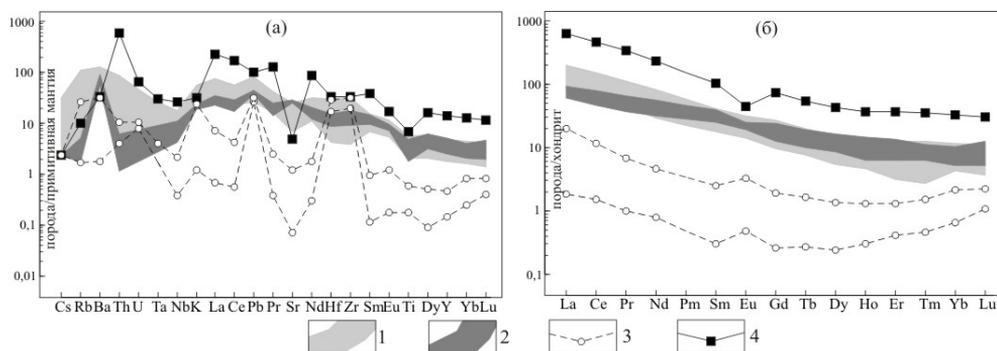


Рис. 5. Мультиэлементные диаграммы для пород килегирской толщи далдынской серии

1 – двупироксеновые и плагиоклазовые кристаллосланцы килегирской тощи; 2 – кристаллосланцы и плагиогнейсы бекелехской толщи, 3 – кварциты (пр. 601 и 601-а), 4 – ксенолиты мафитиловых кристаллосланцев (пр. 607, возраст циркона 3570–3461 млн лет).

Изучение килегирской толщи было проведено авторами на трех участках: в Далдынской глыбе в стратотипической местности в приустьевой части р. Далдын [Гусев и др., 2012], в Джелиндинской глыбе в верховьях р. Налим-Рассоха [Свириденко и др., 2013ф; Гусев, 2013] и в восточной части глыбы по бортам р. Бол Куонамка между ее левыми притоками Саскы-Юрях и Тангарлах [Гусев и др., 2016].

По геохимической характеристике наиболее распространенные гранулиты килегирской и бекелехской толщ подобны (рис. 5). Меланократовые и мезократовые разности, химический состав которых соответствует породному ряду базальт-андезит (SiO_2 52–63%), бедны крупноионными Cs и Rb, имеют положительные аномалии K и резко выраженные Ba и Pb, а также отрицательные аномалии Th, Nb, P, Ti (рис. 5).

При сумме содержаний редкоземельных элементов 106–214 мкг/г, характерно их фракционированное распределение ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ 7–16) и слабо выраженный или отсутствующий Eu-минимум (Eu/Eu^* 0,79–1,1). По сравнению со средним составом пород ТТГ-ассоциации породы далдынской серии значительно более меланократовые и заметно богаче средними и тяжелыми РЗЭ, что указывает на отсутствие реститового граната в магматическом очаге и, как следствие, на небольшую глубину очага магмообразования.

Кварциты (SiO_2 94,7–98,8%), кроме преобладающего гранобластового кварца, иногда содержат чешуйки мусковита. Они наиболее бедны редкими элементами, но имеют аномально высокие содержания Zr 209–326 мкг/г, отмечаются положительные аномалии K, Pb, Zr, низкое содержание редкоземельных элементов Σ РЗЭ 2,26–16,77 мкг/г и их фракционированное распределение ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ 2,7–8,3, отчетливо выражена положительная аномалия Eu (Eu/Eu^* 1,49–1,72). Судя по высокому содержанию циркония, протолитом кварцитов могли быть зрелые кварцевые песчаники, обогащенные цирконовым детритом.

Наиболее древние породы установлены в Джелиндинской глыбе в верховьях р. Налим Рассоха. Они представлены ксенолитами полосчатых меланократовых гранулитов в гиперстеновых плагиогнейсах. Двупироксеновые кристаллосланцы ксенолитов (пр. 607, минеральный состав (в %): Pl (An_{42}) 40, Crx 25, Am 20, Hup 10, Mgt + Il 5, единичные чешуйки биотита) отличаются низким содержанием SiO_2 , 44,7%, высоким содержанием оксидов железа 18,6% и магния 8,27% (mg# 46,8), нормативно-оливиновым составом, высокими содержаниями Cr, Ni, V, Nb, Zr, Th, повышенным содержанием РЗЭ (Σ РЗЭ=637 мкг/г) с фракционированной структурой распределения ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ 17) и хорошо выраженным Eu-минимумом (Eu/Eu^* 0,51) (рис. 5). По петрохимическим и геохимическим данным протолитом меланократовых ксенолитов могли быть дифференцированные магматические породы, кристаллизовавшиеся из расплава с фракционированным плагиоклазом. Они рассматриваются как ксенолиты раннеархейских мантийных мафит-ультрамафитовых пород в килегирской толще.

По мнению ранних исследователей Анабарского щита [Рабкин, 1969; Лутц, 1964; Геологическая..., 1984; Легенда..., 2009] безгранатовые разности основных кристаллических сланцев далдынской серии являются самыми древними магматическими образованиями района, впоследствии метаморфи-

зованными совместно с вмещающей вулканогенно-осадочной толщей в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Проведенные позднее изотопные датировки гранулитов далдынской серии дали неоднозначные результаты. Для магматогенной (дометаморфической) разновидности «тоналитовых» цирконов из мезократового двупироксенового плагиогнейса далдынской серии на устье р. Далдын (проба АП 3) по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ был получен изотопный возраст $2,95 \pm 0,02$ млрд лет, по верхнему пересечению линии дискордии возраст составил $3,00 \pm 0,05$ млрд лет [Бибикова и др., 1989, с. 134]. При датировании на SHRIMP для отдельных максимально сохранившихся участков циркона возраст достигал 3,3 млрд лет. Кроме того, было установлено два этапа гранулитового метаморфизма $2,75 \pm 0,05$ и $1,97 \pm 0,02$ млрд лет [Бибикова и др., 1989]. Однако, как было отмечено Е. В. Бибиковой в более поздней работе [Bibikova, Williams, 1990], при исследовании на SHRIMP разделить цирконы из ранее датированной пробы АП 3 на метаморфические и магматические группы не удалось. Дискордантные значения, полученные по 8 зернам, не позволили установить ни возраст исходной породы, ни гранулитового метаморфизма. По мнению авторов публикации [Bibikova, Williams, 1990], лучшей интерпретацией проведенного анализа на SHRIMP является заключение, что возраст эндербита пробы АП 3 составляет 3164 ± 32 млн лет и, возможно, на 100 млн лет древнее. Этот возраст соответствует позднему архею или границе раннего и позднего архея, учитывая, что в настоящее время в качестве рубежа принято значение 3200 млн лет [Состояние изученности..., 2008].

Позже были опубликованы другие выводы по результатам измерений на SHRIMP циркона из этой же пробы [Розен и др., 1991]. По выполненным измерениям была построена линия дискордии с верхним пересечением с конкордией $3,32 \pm 0,10$ млрд лет, которое рассматривалось как возраст вулканогенного протолита пироксен-плагиоклазовых гнейсов.

Независимо от U-Pb систем в цирконах, позднеархейские значения возраста были получены по Sm-Nd изотопным системам. Sm-Nd изохронным методом по породам для плагиогнейсов и метабазитов далдынской серии был получен возраст $3,1 \pm 0,08$ млрд лет, при $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3,1 \pm 1,5$ [Спиридонов и др., 1993]. Кроме того, для первично осадочных пород далдынской серии (кварцит, кальцифир, гранатовый гнейс, см. табл. 2), Nd-модельный возраст протолита $3,19 - 3,0$ млрд лет [Журавлев, Розен, 1991] указывает на позднеархейский возраст пород в источнике сноса при формировании осадочных пород.

Nd-модельный возраст протолитов метавулканических пород, составляющий $3,1 \pm 0,08$ млрд лет, и ассоциирующихся с ними метаосадочных пород (кварциты, метаграуваки и кальцифиры) – $3,00 - 3,19$ млрд лет, свидетельствуют о синхронном накоплении магматогенных и седиментогенных пород [Розен и др., 2006]. Не вызывает сомнения присутствие раннеархейских цирконов в породах далдынской серии. Раннеархейский U-Pb возраст был получен датированием по навеске циркона из эндербитизированного (мигматизированного) мафитового гранулита далдынской серии в правом борту р. Бол. Куонамка в районе устья руч. Сербейн [Степанюк и др., 1993]. Здесь было установлено наличие циркона двух возрастов. Первая генерация с возрастом 3347 ± 21 млн лет кристаллизовалась в процессе ультраметагенной

переработки мафитов – эндербитизации двупироксенового мафитового гранулита. При этом указывается, что исходные мафиты не содержали акцессорного (первичного) циркона. Возраст второй генерации гранулитового циркона, кристаллизовавшегося в процессе синдеформационного кристаллообластеза – 2,2 млрд лет [Степанюк и др., 1993].

Таблица 2

Sm-Nd изотопная система в породах килегирской толщи далдынской серии

№ пп.	№№ проб	T возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{St})$ млрд лет
1	166	3050	2,81	15,2	0,1118	0,511034	2,1	3,15	3,16
2	169-1	3000	4,16	25,3	0,0996	0,510668	-0,9	3,30	3,36
3	486	3000	2,2160	10,850	0,1235	0,511180	-0,2	3,31	3,30
4	508	3000	6,48	39,3	0,0995	0,510583	-2,5	3,40	3,49
5	509	3000	4,27	23,5	0,1099	0,510803	-2,3	3,42	3,47
6	531	3000	5,975	26,18	0,1380	0,511632	3,1	3,04	3,03
7	601	3000	0,07	0,4	0,1092	0,510851	-1,0	3,33	3,37
8	607	3125	17,99	108,9	0,0998	0,510402	-4,6	3,65	3,76
9	607-а	3125	7,03	34,1	0,1246	0,510987	-3,2	3,67	3,65
10	607-б	3125	3,87	21,3	0,1097	0,510765	-1,5	3,47	3,51
11	АН-14	3000	11,47	75,20	0,09221	0,510744	3,5	3,00	3,00
12	АН-16	3000	0,34	1,87	0,11076	0,511024	1,7	3,13	3,14
13	АН-17	3000	1,25	6,16	0,12237	0,511231	1,3	3,19	3,18

166 – гранат-пироксеновые амфиболиты, **169-1** и **531** – двупироксеновые плагиокристаллосланцы, **486** и **607-б** – гиперстеновые плагиогнейсы; **508** – биотит-гиперстеновые кристаллосланцы, **509** и **607** – двупироксен-роговообманковые кристаллосланцы; **601** и **АН-17** – кварциты, **607-а** – двупироксеновые гнейсы, **АН-14** – гранат-силлиманитовые гнейсы, **АН-16** – кальцифиры. Результаты анализов АН-14, АН-16, АН-17 заимствованы из работы [Журавлев, Розен 1991].

Для определения возраста килегирской толщи нами было выполнено 10 определений возраста гранулитов по цирконам и Nd-модельного возраста пролита пород. Результаты определения U-Pb возраста цирконов дают разброс значений от 3,7 млрд лет до 3 млрд лет.

Подробное рассмотрение результатов датирования гранулитов килегирской толщи проведено в отчете [Свириденко и др., 2013ф] и опубликованных

работах [Гусев и др., 2012; Гусев 2013, Гусев и др., 2016], здесь же приводятся обобщенные данные.

В Далдынской глыбе из килегирской толщи на устье р. Далдын нами было датировано 147 зерен циркона из восьми проб, но значений древнее 3050–3012 млн лет в них не установлено. Двупироксеновые кристаллосланцы с возрастом 3012 ± 15 млн лет характеризуются отрицательными (коровыми) значениями $\epsilon_{Nd}(T_{3020}) -1,7$ и $-1,3$, раннеархейским Nd модельным возрастом протолита $T_{Nd}(DM)$ 3,40–3,42 млрд лет.

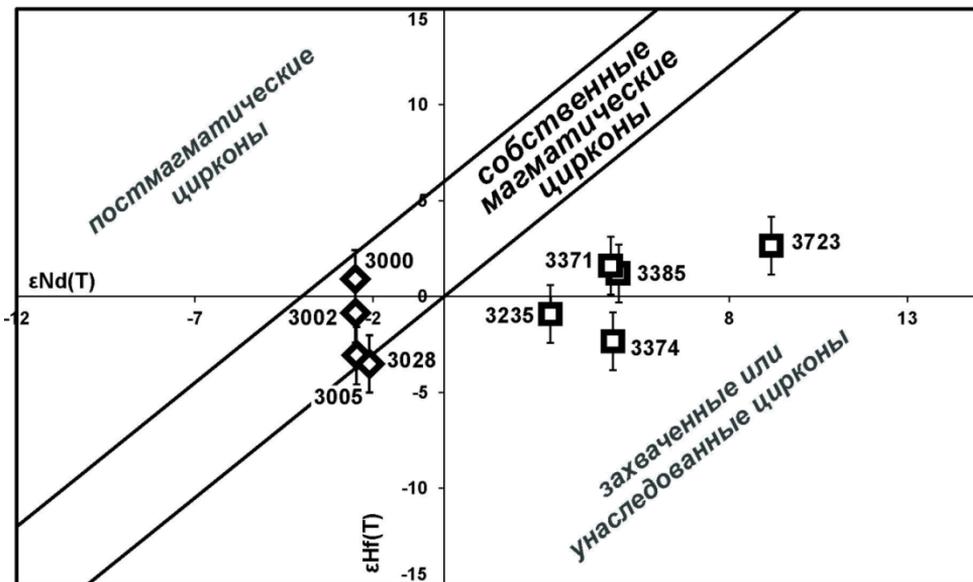
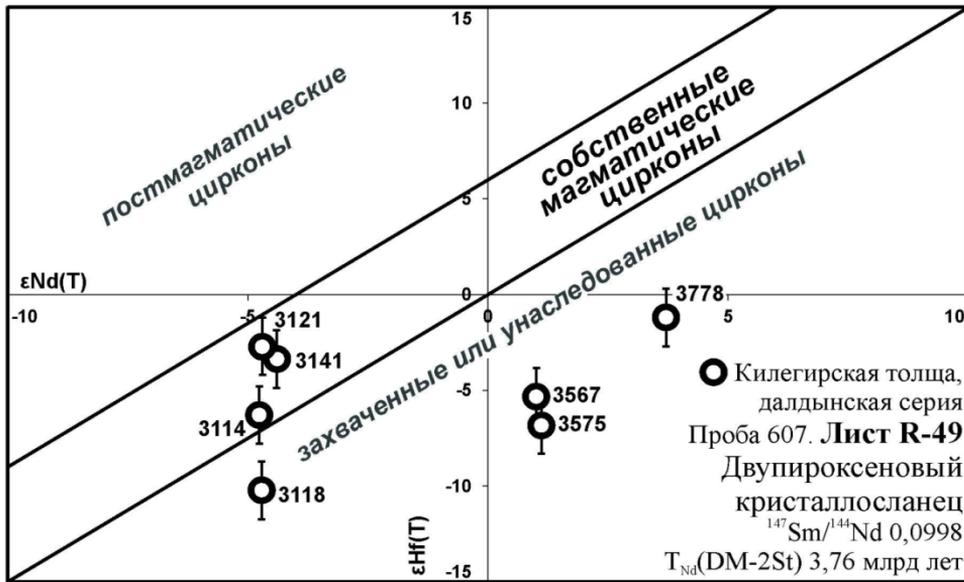
На соседней площади листа R-48 (Хатанга) [Липенков и др., 2016] из килегирской толщи далдынской серии U-Pb методом (SHRIMP II) были датированы двупироксеновые плагиогнейсы (пр. 2005/1), которые показали по верхнему пересечению линии дискордии возраст 2677 ± 52 млн лет. Sm-Nd система этих пород имеет хорошую сохранность ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0.09366$) и при расчете на возраст 2700 млн лет дает отрицательную величину $\epsilon_{Nd}(T) -1,7$, предполагающую коровое происхождение протолита пород, и его модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ 3,05 млрд лет и $T_{Nd}(DM-2st)$ 3,16 млрд лет, указывающие на позднеархейское время отделения вещества протолита из мантии. На основании этой датировки возраст двупироксеновых плагиогнейсов килегирской толщи на листе R-48 позднеархейский.

В гранулитах килегирской толщи из Желиндинской глыбы присутствуют наиболее древние цирконы, возраст которых достигает 3,7 млрд лет (пробы 607, 607-а, 607-б). Древним является модельный возраст протолита этих пород, $T_{Nd}(DM-2St) = 3,76 - 3,51$ млрд лет (табл. 2). Однако конкордантный U-Pb возраст по 4 зернам составил 3125 ± 16 млн лет. Кварциты, ассоциирующие с этими гранулитами и образовавшиеся по явно осадочному протолиту, также содержат раннеархейский циркон, но не древнее 3270 млн лет, хотя модельный возраст их протолита достигает 3,37 млн лет.

С целью корректной интерпретации полученных датировок для пород предполагаемого первично магматического генезиса в точках датирования был проведено определение изотопного состава Lu и Hf. Когерентное поведение Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систем в магматических породах позволяют правильно идентифицировать магматические и метаморфические события [Лохов и др., 2009].

В верхней части рис. 6 на диаграмме для кристаллосланцев пр. 607 видно, что раннеархейские зерна с возрастом 3678–3575 млн лет размещаются в поле захваченных или унаследованных цирконов, поскольку их Lu-Hf изотопная система не коррелируется с Sm-Nd изотопной системой мафитовых кристаллосланцев, из которых эти цирконы извлечены. Собственными магматическими цирконами в этих кристаллосланцах являются четыре зерна, показавшие возраст 3141–3124 млн лет (конкордантное значение 3125 ± 16 млн лет).

На нижней диаграмме рис. 6. вынесены результаты изучения изотопных систем позднеархейских цирконов из кристаллосланцев килегирской толщи в районе устья р. Далдын (пр. 508) и раннеархейских цирконов из гиперстеновых гнейсов верхнеанабарской серии на листе R-48 (пр. 2008/1, данные заимствованы из работы [Липенков и др., 2016]).



◆ Килегирская толща, далдынская серия
 Проба 508. Лист R-49.
 Гиперстеновый кристаллосланец
 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0,0995
 $T_{Nd}(\text{DM-2St})$ 3,49 млрд лет

■ Верхнеанабарская серия
 Проба 2008/1. Лист R-48.
 Гиперстеновый гнейс
 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0,1002
 $T_{Nd}(\text{DM-2St})$ 3,23 млрд лет

Рис. 6. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T) - \epsilon_{Hf}(T)$ для цирконов в точках определения возраста.

Основа диаграммы по [Лохов и др., 2009]. Цифрами около фигуративных точек указан возраст цирконов в млн лет, полученный по измеренному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Позднеархейские цирконы из кристаллосланцев килегирской толщи, показавшие возраст 3028–3000 млн лет (конкордантное значение 3012 ± 15 млн лет) размещаются в поле собственных магматических цирконов, что дает основание рассматривать это значение как возраст магматического протолита кристаллосланцев килегирской толщи. В верхнеанабарской серии на листе R-48 раннеархейские цирконы с возрастом 3723–3235 следует рассматривать как захваченные или унаследованные из более древнего протолита, тем более, что возраст древних цирконов превышает Nd-модельный возраст протолита этих пород 3,23 млрд лет.

Наиболее распространенные в далдынской серии мезократовые гранулиты, претерпели интенсивную эндербитизацию с возрастом 2870–2860 млн лет. Возможный возраст исходных пород по циркону (одно зерно) 3160 млн лет. Nd-модельный возраст протолита плагиогнейсов бекелехской толщи $T_{Nd}(DM)$ 3,13 млрд лет – близок к возрасту циркона. Nd-модельный возраст ксенолитов амфиболизированных дупироксеновых кристаллосланцев, залегающих в этих плагиогнейсах – раннеархейский (3,42 млрд лет). Таким образом, для мезократовых гранулитов бекелехской толщи раннеархейский возраст не подтверждается.

Широкое развитие в составе далдынской серии позднеархейских пород подкрепляется результатами датирования плагиогнейсов, перемежающихся с кристаллосланцами. Плагиогнейсы на площади развития килегирской толщи далдынской серии в правом борту р. Бол. Куонамка вблизи устья р. Далдын характеризуются позднеархейским возрастом как магматического циркона (2985 ± 9 – 2942 ± 14 млн лет), так и Nd-модельного возраста протолита 3,12–2,99 млрд лет.

По вопросу возраста далдынской серии, у одних и тех же авторов встречаются значительно различающиеся сведения: «*Возраст формирования вулканогенно-осадочных протолитов Далдынского террейна 3,0–3,1 млрд лет*» [Розен и др., 2006а, стр. 135; Розен и др., 2006б, стр. 37; Розен и др., 2000, стр. 172] – то есть поздний архей. И, наряду с этим: «*U-Pb датирование цирконов из плагиогнейсов и эндербитов показало значение изотопных возрастов 3,35 млрд лет (SHRIMP)*» [Розен и др., 2008, с. 87], формирование коры Анабарского щита произошло 3,35–3,32 млрд лет назад в связи с гранулитовым метаморфизмом [Rosen, Turkina, 2007, Розен, Туркина, 2008]. Фактический материал, лежащий в основе этих противоречащих друг другу заключений, один и тот же и он изложен выше. Разумным решением при интерпретации полученных результатов датирования, по-нашему мнению, было следующее (цит.): «*Наиболее вероятный возраст массового формирования магматических пород в пределах Далдынского террейна составляет 3,1 млрд лет.... Более древняя величина возраста около 3,3 млрд лет, возможно, характеризует локальные более древние проявления процесса формирования континентальной коры, значение и масштабы которого еще предстоит установить*» [Розен и др., 2000, стр. 172–173]. Это заключение мы считаем наиболее взвешенным, соответствующим полученным фактическим данным.

По нашему мнению, далдынская серия сложена полихронными породами раннеархейского и позднеархейского возраста, претерпевшими неоднократный гранулитовый метаморфизм и анатексис, сперва в архее, а затем в ран-

нем протерозое. При слабой изученности геологическим картированием Анабарского щита определить соотношение раннеархейских и позднеархейских пород в составе далдынской серии не представляется возможным. Учитывая всю совокупность геологических и изотопно-геохимических данных, время накопления бекелехской и килегирской толщ и далдынской серии в целом следует рассматривать как ранне-позднеархейское (AR₁₋₂).

Верхнеанабарская серия (AR_{1-2va}). Выходы пород верхнеанабарской серии занимают основную часть территории Анабарского щита в границах листа R-49. В Далдынской СФЗ они слагают 50–60% площади Далдынской и Желиндинской глыб. На крыльях Желиндинского антиклинория они образуют полосы северо-западного простирания (320–330°) шириной от 2–3 до 8 км. Почти полностью породы верхнеанабарской серии слагают часть Ильинской глыбы выходящей на площади листа R-49. На территории Хапчанской СФЗ (Попигайская глыба) породы верхнеанабарской серии занимают не более 10% ее площади в центральной и в крайней северо-западной частях. Верхнеанабарская серия слагает крылья синклинория по обе стороны от выходов хапчанской серии и несколько тектонических блоков внутри нее.

Разрез верхнеанабарской серии характеризуется пестрым неустойчивым составом. Верхнеанабарская серия представлена гиперстеновыми, двупироксеновыми гнейсами и плагиогнейсами с пачками и пластами двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранат-двупироксеновых и гранат-гиперстеновых гнейсов и плагиогнейсов; редкими одиночными пластами и линзами кальцифиров, салит-скаполитовых пород, кварцитов и, еще более редкими, линзами графит- и сапфириносодержащих плагиогнейсов, гнейсов и магнетитовых кристаллических сланцев. В толще, слагающей северо-восточное крыло Желиндинского антиклинория, в основном развиты гиперстеновые плагиогнейсы с подчиненными слоями и пачками двупироксеновых и биотит-амфиболовых гнейсов и плагиогнейсов мощностью от 5–10 до 600–700 м. В пироксеновых и биотит-амфиболовых гнейсах и плагиогнейсах отмечаются маломощные линзы и прослои гранатовых, графитовых и силлиманитовых гнейсов, магнетитовых и пироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов. Наиболее мощные (400–700 м) и выдержанные по простиранию пачки парагнейсов приурочены к низам разреза. Все эти породы перемежаются друг с другом и неравномерно распространены по разрезу, что дало возможность расчленить верхнеанабарскую серию на две толщи: нижнюю – амбардахскую, характеризующуюся довольно однородным составом, и верхнюю – эйминскую, более разнообразной литологии [Государственная..., 1987]. По всему разрезу плагиогнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы в той или иной степени мигматизированы и гранитизированы. Наиболее мощные и интенсивные зоны гранитизации отмечены в тектонических блоках, в истоках рек Харап и Далдыкан.

Суммарная мощность верхнеанабарской серии в Далдынской СФЗ оценивается в 5–8 км, в Хапчанской СФЗ – около 4–5 км. Выходы пород верхнеанабарской серии сопровождаются знакопеременным магнитным полем с интенсивностью 5–10 мЭ и амплитудной изменчивостью 10–15 мЭ/км.

Амбардахская толща (AR_{1-2am}) на площади листа R-49 слагает крылья Бекелехского и Желиндинского антиклинориев в Далдынской и

Джелидинской глыбах, в Котуйкан-Монхолинской зоне – клиновидный блок в южной части зоны и в Ильинской глыбе в верховьях р. Кюэнелекян, вытянутую полосу северо-западного простирания шириной 5–8 км среди образований эйминской толщи. Обычно взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями характеризуются как нормально согласными, так и тектоническими контактами. Нижняя граница амбардахской толщи определяется по кровле последнего маркирующего пласта кварцитов, принадлежащего килегирской толще. Верхняя граница толщи приурочена к смене в общем монотонной части разреза верхнеанабарской серии – более разнообразной по составу, характерной для вышезалегающей эйминской толщи, и проводится по кровле мощного маркирующего пласта двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. На всех участках своего распространения амбардахская толща характеризуется довольно однородным составом. Основной её объем (не менее 90%) слагают лейко- и мезократовые неотчетливо полосчатые гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы характерного зеленоватого или песочно-желтого цвета и их амфиболизированные и биотитизированные разновидности. Присутствующие в составе толщи пласты и пачки двупироксен-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранатовых, гранат-гиперстеновых и биотит-гранатовых плагиогнейсов и гнейсов, салитовых и скаполит-салитовых пород и кальцифиров, а также единичные прослои и линзы кварцитов, сапфиринсодержащих пород и магнетитовых кристаллических сланцев распределены по разрезу весьма неравномерно.

Наиболее полный, и в целом лучший на Анабарском щите разрез амбардахской толщи [Государственная..., 1987], вскрывается на северо-восточном крыле Далдыно-Джелидинского антиклинория, где она имеет нормальные стратиграфические контакты как с подстилающей килегирской, так и с перекрывающей эйминской толщами. Образования амбардахской толщи обнажаются в виде полосы длиной более 70 км и шириной около 10 км, протягивающейся от истоков р. Бороску-Унгуохтах в северо-западном направлении в бассейн р. Боллохтох-Рассоха [Государственная..., 1987]. По составу, характеру строения и литолого-фациальным особенностям амбардахская толща расчленяется на три пачки, имеющие нормальные стратиграфические взаимоотношения.

Пачка 1 сложена двупироксеновыми, гиперстеновыми и биотит-амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами с редкими линзами пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, салит-скаполитовых пород и кальцифиров.

В разрезе пачки на водоразделе р. Унга-Халбы – р. Налим-Рассоха выделено пять однотипно построенных двучленных ритмов мощностью 150–200 м каждый. Нижняя, обычно меньшая по мощности (50–70 м) часть ритмов сложена однородными зеленовато-серыми, желтовато-серыми, средне- и мелкокристаллическими лейкократовыми двупироксеновыми и гиперстеновыми плагиогнейсами, иногда полосчатыми. Верхние составляющие ритмов (100–130 м) представлены в той или иной степени мигматизированными желтовато-серыми лейко- и мезократовыми биотит-амфибол-двупироксеновыми, двупироксеновыми и гиперстеновыми плагиогнейсами и гнейсами. К кровле

пачки приурочена линза (мощностью 50 м) пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Мощность пачки 800–1000 м.

Пачка 2 сложена двупироксеновыми, гиперстеновыми, биотит-амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами и их гранатсодержащими разностями с редкими линзами салитовых, силлиманит- и графитсодержащих плагиогнейсов и гнейсов и кварцитов.

В разрезе пачки на левобережье р. Налим-Рассоха выделено четыре двучленных ритма мощностью 190–220 м каждый. Нижняя составляющая часть ритмов (90–100 м) обычно сложена серыми, желтовато-зеленоватыми и зеленовато-серыми сливными и мелкокристаллическими полосчатыми, лейкократовыми двупироксеновыми и гиперстеновыми плагиогнейсами, иногда гранатсодержащими. Верхние части ритмов (100–120 м) представлены мигматитами, палеосома которых сложена биотит-амфибол-двупироксеновыми и гиперстеновыми плагиогнейсами и гнейсами, часто гранатсодержащими, а также линзами кварцитов и силлиманит- и графитсодержащих гнейсов. Граница пачки в разрезе проведена по кровле линзовидного пласта кварцитов мощностью 5–10 м. Мощность пачки 800–900 м.

Пачка 3 сложена двупироксеновыми, биотит-амфибол-двупироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами и их гранатсодержащими разностями с пластами и линзами пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и кальцифиров.

В разрезе пачки выделяется два равновеликих по мощности (450–550 м) двучленных ритма. Нижняя, меньшая по мощности (150–180 м) часть ритмов представлена переслаиванием зеленовато-серых средне-, мелкокристаллических мезократовых и желтовато-зеленых сливных лейкократовых двупироксеновых и гиперстеновых, умеренно мигматизированных, иногда гранатсодержащих плагиогнейсов и гнейсов. Верхняя часть ритмов (300–370 м) сложена мигматитами, палеосома которых представлена желтовато-зеленоватыми сливными, как правило, гранатсодержащими плагиогнейсами и гнейсами, а также пластами пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и линзами кальцифиров. Граница пачки с перекрывающей эйминской толщей проведена по кровле выдержанного пласта кристаллических сланцев мощностью 40 м и протяженностью 12 км, маркирующего периклинальное замыкание структуры в бассейне р. Боллохтох-Рассоха. Мощность пачки 900–1100 м.

Мощность амбардахской толщи в целом 2500–3000 м.

В метаморфических породах амбардахской толщи размещается минерализация железа и графита, представленная гранат-магнетитовыми кристаллосланцами. Рудоносные образования как правило, залегают согласно с вмещающими породами в виде пластообразных тел и линз различной мощности. Гранат представлен в основном в гранулитах, гранатсодержащих гранитоидах и гранатовых кристаллических сланцах.

Реконструкция первичного состава пород амбардахской толщи, проведенная по методикам А.П. Предовского [1970] и De la Roche [1986], позволяют отнести толщу к существенно терригенным образованиям, первично пред-

ставленных песчано-глинистыми осадками (70–80%); андезито-дацитовыми лавами, известняками, кварцитами (20–30%) [Государственная..., 1987].

Гиперстеновые гнейсы характеризуются плотностью 2,63–2,81 г/см³ и магнитной восприимчивостью ($n \times 10^{-6}$ ед. СГС) 0–6570, мафитовые кристаллосланцы – 2,70–2,96 г/см³, магнитная восприимчивость ($n \times 10^{-6}$ ед. СГС) 45–9920. [Духовский и др., 1984ф].

Нами были изучены наиболее распространенные породы амбардахской толщи, представленные линзовидно-полосчатыми *гиперстеновыми плагиогнейсами* (рис. 7). Линзовидно-полосчатая текстура пород обусловлена присутствием полос черных кристаллосланцев в светло-серых плагиогнейсах (рис. 7).

Плагиогнейсы состоят из антипертитового Pl (An_{32-34}) 60–70%, Q 15–20%, Нур 1–15%, Di 0–2%, Bt 2–5%, TiMgt 2% и единичных зерен Ap. Мафитовые полосы в плагиогнейсах представлены *амфиболизированными двупироксеновыми кристаллосланцами*, сложенными: Pl (An_{47-48}) 52–54%, буроватая Rob 20–25%, Di 10–15%, Нур 5–7%, TiMt 3–8%, Ap - единичные зерна.



Рис. 7. Контрастно-полосчатые плагиогнейсы верхнеанабарской серии

а – верховья левого борта р. Бол. Куонамка (обн. 504); *б* – левый борт р. Бол. Куонамка выше устья руч. Тангарлах (обн. 199).

Плагиогнейсы амбардахской толщи по сравнению с гиперстеновыми эндербитогнейсами килегирской тощи немного более магнезиальные ($mg\#$ 56,3–57,7), при более высоком содержании K_2O 0,63–1,11%, но более деплетированы РЗЭ (Σ РЗЭ 51–55 г/т) с положительной Eu-аномалией ($Eu/Eu^*=1,75-1,99$) и менее фракционированным распределением РЗЭ ($(La/Yb)_N$ 14–18) (рис. 8б). По величине $K_2O/Na_2O=0,12-0,26$, низкому содержанию Yb 0,47–0,65 г/т и высокой величине отношения $Sr/Y=89-122$ они близки породам ТТГ-серии.

Мафитовые кристаллосланцы амбардахской толщи, в отличие от килегирской толщи, имеют высокую магнезиальность ($mg\#=61-72,6$) и более низкое содержанием РЗЭ (Σ РЗЭ 37,2–53,6 г/т) с положительной Eu-аномалией ($Eu/Eu^*=1,08-1,24$). Фракционирование РЗЭ очень слабое ($(La/Yb)_N$ 1,42–1,68) (рис. 8б)

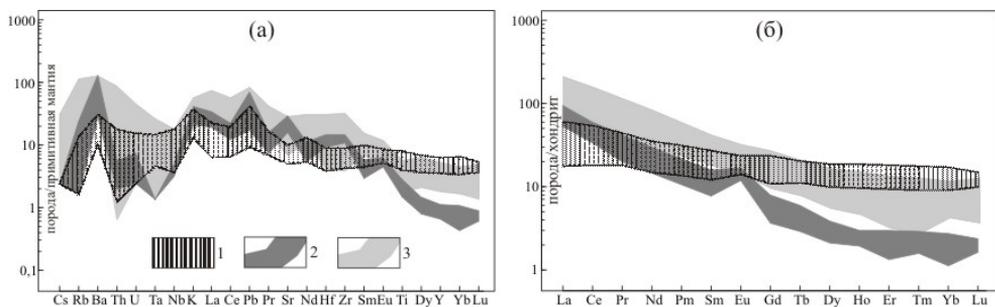


Рис. 8. Мультиэлементные диаграммы для пород амбардахской толщи верхнеанабарской серии

1, 2 – амбардахская толща верхнеанабарской серии: 1 – двупироксеновые кристаллосланцы, 2 – гиперстеновые плагиогнейсы; 3 – двупироксеновые и двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы далдынской серии. Нормализация содержаний проведена по составу примитивной мантии (а) и хондрита (б) по [Sun, McDonough, 1989].

Гиперстеновые плагиогнейсы и мафитовые кристаллосланцы характеризуются положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ - +2,1 – +3,8, указывающими на мантийный источник при формировании первичных пород. Модельный возраст протолита гиперстеновых плагиогнейсов около 3,0 млрд лет (табл. 3).

Таблица 3

Sm-Nd изотопная система в породах верхнеанабарской серии

№ пп.	№№ проб	T возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$ млрд лет	$T_{Nd}(DM-2St)$ млрд лет
1	199	2860	1,91	10,66	0,1083	0,511075	+2,1	2,99	3,00
2	199-1	2860	3,05	10,55	0,1744	0,512409	+3,8		
3	714-1	1927	4,6220	23,570	0,1185	0,511329	-6,2	2,90	2,92
4	715	1970	5,400	29,604	0,1102	0,511603	1,7	2,27	2,30
5	717	1970	4,444	25,389	0,1058	0,511658	3,9	2,10	2,12
6	720	2687	4,092	21,360	0,1158	0,511286	1,6	2,89	2,90

Примечание. Амбардахская толща в восточной части Желидинской глыбы: **199** – гиперстеновые плагиогнейсы, **199-1** – мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы. Эйминская толща в центральной части Ильинской глыбы: **714-1** – мезократовые двупироксеновые кристаллосланцы; **715** – мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы; **717** – гиперстеновые плагиогнейсы; **720** – двупироксеновые плагиогнейсы.

По двум пробам из *плагиогнейсов амбардахской толщи* верхнеанабарской серии было выполнено 39 измерений возраста циркона [Гусев и др., 2016]. Кроме того, еще 12 измерений проведено по циркону из прослоя мафитового кристаллосланца в плагиогнейсах.

При датировании U-Pb методом ядер циркона, извлеченных из плагиогнейсов, получены значения возраста широкого диапазона [Гусев и др., 2016]. Наиболее древнее значение раннеархейское 3565 ± 7 млн лет. Более молодая группа дискордантных значений показывает возраст в диапазоне 3270–3052 млн лет. По 4 измерениям получено верхнее пересечение дискордии с возрастом 2864 ± 32 млн лет. В прослоях *мафитовых кристаллосланцев* среди плагиогнейсов амбардахской толщи наиболее древний циркон представлен двумя зернами с возрастом $2862,1 \pm 5,7-2849 \pm 13$ млн лет, который близок к возрасту верхнего пересечения линии дискордии в цирконе из плагиогнейсов: 2864 ± 32 млн лет. Изучение Lu-Hf систем датированных цирконов из гиперстеновых плагиогнейсов амбардахской толщи в восточной части Джелиндинской глыбы (пр. 199), показало, что собственными магматическими являются только четыре зерна циркона, по которым получен возраст 2864 ± 32 млн лет [Гусев и др., 2016]. Этот циркон характеризуется положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от +7 до +7,9 и одинаковым модельным возрастом $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ и возрастом экстракции коры T_{Hf}^{C} , составляющим 2,8–2,9 млрд лет. Приведенные характеристики указывают на участие ювенильного мантийного вещества при формировании магматических расплавов с возрастом 2864 ± 32 млн лет.

В связи с тем, что на листе R-48 верхнеанабарская серия отнесена к нижнему архею, были изучены Lu-Hf изотопные системы зерен циркона из гиперстеновых гнейсов амбардахской толщи (пр. 2008/1 в юго-западном крыле Бекелехского антиклинория, на правом склоне р. Котуйкан в бассейне нижнего течения р. Болдоно (лист R-48), показавших значения возраста 3723–3235 млн лет [Липенков и др., 2015]. Как видно на рис. 5 (правая нижняя часть диаграммы) эти раннеархейские цирконы следует рассматривать как захваченные или унаследованные.

Таким образом, преобладающие гиперстеновые плагиогнейсы амбардахской толщи имеют возраст первичных магматических пород 2864 ± 32 млн лет.

Эйминская толща (AR_{1-2em}). На площади листа R-49 образования эйминской толщи развиты на трех участках в Далдынской СФЗ и занимают не более 1/3 объема верхнеанабарской серии. Первый участок захватывает междуречье р.р. Кельгит - Налим-Рассоха и приурочен к северо-восточному крылу Джелиндинского антиклинория, второй – в верховьях р. Ченгелех-Рассоха занимает северную часть его юго-западного крыла. Третий участок расположен в крайней юго-западной части площади на территории Ильинской глыбы, где эйминская толща обнажается вдоль границы Котуйкан-Монхолинской зоны, охватывая двумя полосами шириной до 10–15 км выходы амбардахской толщи.

Толща на 70–80% сложена чередованием лейко-и мезократовых гиперстеновых, двупироксеновых и амфибол-двупироксеновых гнейсов и плагиогнейсов. В отличие от амбардахской толщи в значительно больших количествах присутствуют: двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (10–15%); гранатсодержащие разновидности плагиогнейсов (7–10%), а также известково-силикатные породы, представленные салитовыми, скаполит-

салитовыми плагиогнейсами и кальцифирами (3–5%) [Государственная..., 1987].

По составу, характеру строения и литолого-фациальным особенностям эйминская толща расчленена на две пачки, имеющие между собой тектонические взаимоотношения.

Пачка 1. Породы этой пачки участвуют в строении как юго-западного, так и северо-восточного крыльев Далдыно-Джелиндинского антиклинория. На юго-западном крыле антиклинория, в верховьях р. Чёнгёлёх-Рассоха пачка выполняет ядра глубоко эродированных синформных структур первого и второго порядков и представлена лишь нижней частью разреза. Контакты с подстилающей амбардахской толщей как согласные стратиграфические, так и тектонические [Государственная..., 1987]. Наиболее полно образования пачки представлены на северо-восточном крыле антиклинория, в междуречье Кюнгкюй-Рассоха и Налим-Рассоха. В строении пачки 1 принимают участие лейкократовые гиперстеновые, биотит-гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы и гнейсы (40–50%); мезократовые амфибол-двупироксеновые, амфибол-биотит-двупироксеновые плагиогнейсы и гнейсы (20–30%); гранат-двупироксеновые и гранат-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы (15–20%); двупироксен-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы (10–15%); линзы салитовых, графит- и сапфириносодержащих плагиогнейсов и гнейсов, магнетит-двупироксен-кварцевых и магнетит-кварцевых кристаллических сланцев и кальцифиров (1–3%). Общая мощность пачки 2000–2500 м.

На основании реставрации первичного состава пород, предполагается, что первоначально образования пачки были представлены подводными андезитобазальтовыми лавами (70–80%); песчано-глинистыми, а также хемогенными кремнистыми, железисто-кремнистыми и углеродистыми осадками (20–30%) [Государственная..., 1987].

Пачка 2. Породы этой пачки обнажаются на двух пространственно разоб- щенных и структурно различных участках. Первый участок представляет собой полосу, приуроченную к ядру Кюнгкюй-Рассохинской синклинали первого порядка длиной около 100 км и шириной 5–6 км, вытянутую в северо- западном направлении от истоков р. Кюель-Сяне к нижнему течению р. Кельгит, ограниченную с обеих сторон нарушениями. Второй участок располагается в районе нижнего течения р. Киенг-Юрях и приурочен к сложно построенному северо-восточному крылу Туос-Билляхской антиклинали первого порядка.

Нижняя граница пачки 2 повсеместно тектоническая. С перекрывающей хапчанской серией стратиграфические взаимоотношения наблюдаются в районе бассейна р. Налим-Рассоха на периклинальных окончаниях складок второго и более высоких порядков. Они проведены по подошве пестрой пачки лейкократовых гранатосодержащих плагиогнейсов с многочисленными телами кальцифиров и салит-скаполитовых пород, принадлежащей хаптасыннахской толще.

В строении пачки 2 участвуют: лейкократовые гиперстеновые, биотит- гиперстеновые, двупироксеновые плагиогнейсы и гнейсы (50–60%); мезокра- товые двупироксеновые амфибол- и биотитсодержащие плагиогнейсы и

гнейсы (15–25%); гранат-двупироксеновые, гранат-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы (10–15%); двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (5–10%); салитовые гнейсы и кальцифиры (3–5%). Мощность пачки 1000–1500 м.

Эйминская толща была изучена нами в средней части Ильинской глыбы на водоразделе рек Алы-Юрек и Бол. Куонамка [Гусев, 2017]. В Ильинской глыбе гранулиты собраны в крутые изоклиальные складки. Характерно однообразное направление падения осевых поверхностей изоклиальных складок, складок течения, микроплойчатости и структур будинажа, показывающих, что складчатая структура в целом опрокинута на юго-запад. На местности прослеживается замыкание горизонта амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев с крупными выделениями граната, огибающих преобладающие в ядре гиперстеновые плагиогнейсы [Строение..., 1986].

Состав и строение эйминской толщи иллюстрируется разрезом по водоразделу р. Бол. Куонамка и правого безымянного притока р. Алы-Юрек, где с юго-запада на северо-восток обнажены [Строение..., 1986]:

Тонкополосчатые гиперстеновые плагиогнейсы с единичными маломощными (0,5–5 см) прослоями меланократовых двупироксеновых плагиогнейсов	675 м
Альмандин-гиперстеновые гнейсы с частыми маломощными (до 10 см) прослойками альмандин-двупироксеновых кристаллических сланцев и прослоями (до 1–2 м) гиперстеновых плагиогнейсов.....	470 м
Гиперстеновые плагиогнейсы с частыми маломощными (от 1 до 5 см) прослоями амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев	455 м
Альмандинсодержащие амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы.....	5 м
Толстоплитчатые гиперстеновые плагиогнейсы с прослоями (до 0,5–2 м) амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев	1060 м
Порфириобластовые альмандинсодержащие двупироксеновые кристаллические сланцыю.....	16 м
Тонкоплитчатые гиперстеновые плагиогнейсы с прослоями амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев мощностью от долей сантиметра до 5 м. По прослою кристаллических сланцев замерены элементы залегания: азимут простираия 332°, угол падения СВ 75°	396 м
Частое неравномерное переслаивание альмандинсодержащих двупироксеновых плагиогнейсов (от 50–60 м) и гиперстеновых гнейсов (до 5–6 м), иногда содержащих редкую вкрапленность альмандина	420 м
Тонкоплитчатые гиперстеновые гнейсы с редкими маломощными (0,5–10 см) пропластками амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцевболее	500 м

Суммарная видимая мощность метаморфических образований порядка 2800 м.

На основании реставрации первичного состава пород, предполагается, что пачка 2 была сложена песчано-глинистыми осадками и андезито-дацитовыми лавами [Государственная..., 1987]. Пачки 4 и 6 повторяются в разрезе и залегают на крыльях антиформной складки, в ядерной части которой обнажена пачка 5. Истинная мощность толщи составляет 1400–1500 м [Строение..., 1986]. В средней части разреза отдельные линзы и полосы плагиогнейсов и кристаллосланцев обогащены магнетитом. Содержание магнетита от единич-

ных зерен до 30%, в среднем 10–15%. Мощность линз и прослоев около 0,5–1 м, протяженность 10–20 до 100 м. Магнетитсодержащие разности без видимой закономерности рассредоточены по разрезу, не образуя стратиграфически выдержанных рудных горизонтов. С метаморфическими породами эйминской толщи, железорудной минерализации, связаны проявления графита. Минерализация представлена графитсодержащими кварцитами в виде линз, содержания графита в маломощных прослоях достигает до 40–70%.

Гиперстеновые плагиогнейсы в ядерной части складки имеют полосчатую текстуру за счет обогащения пироксеном полос шириной около 0,5 см. Характерны крупные сильно вытянутые зерна кварца и антипертитового плагиоклаза. Минеральный состав плагиогнейсов: Pl (An₄₀) 45%, Q 40%, Нур 10%, Or в антипертитовых вростках 5%, Mgt 3–4%.

Двупироксеновые плагиогнейсы имеют минеральный состав: антипертитовый плагиоклаз (An₃₅) 60%, Q 20%, Нур 10–12%, Di 2–3%, Rob 10%, Mgt 1–2%.

Мезократовые двупироксеновые кристаллосланцы характеризуются порфиробластовой структурой и слабо амфиболизированы. Крупные выделения антипертитового плагиоклаза иногда содержат включения кварца или округлые гранобластовые агрегаты кварц-плагиоклазового состава. Зеленоватый диопсид преобладает над гиперстеном, причем часто имеет микроструктуры пертитов-распада, внешне напоминающие структуры двойникования в плагиоклазе. Минеральный состав Pl (An₅₀) 55%, Di 20%, Нур 13%, Rob 5–7%; Q 5%, Mgt 3–4%.

Мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы амфиболизированы и биотитизированы. Они перемежаются с гранатовыми и пироксен-гранатовыми плагиогнейсами. Минеральный состав кристаллосланцев: Pl (An₄₀) 40%, Di 20%, Нур 10%, Rob 10%, Bt 10–13%, Mgt 5%.

Гранатсодержащие разности гранулитов на крыльях складки почти повсеместно содержат кварц. Мафитовые породы представлены *гранат-клинопироксеновыми кристаллосланцами*, которые имеют минеральный состав: Pl (An_{45–47}) 50%, Di 25%, Gr 15–20%, Rob 5%, Q 5–7%, Mgt 1–2%. Наиболее богатые железом гранат-двупироксен-магнетитовые гнейсы имеют минеральный состав: Mgt 37%, Q 25%, Di 20%, Gr 10–15%, Нур 10%, Pl 2–3%. *Гранат-гиперстеновые плагиогнейсы* содержат: Pl (An₄₅) 55%, Q 20%, Нур 13%, Gr 2%, Mgt 1%. *Гранатовые плагиогнейсы* имеют минеральный состав Q 35–40%, Pl (An₃₀) 45–50% с антипертитовыми включениями Or 5%, Gr 10–20%, Mgt 1%.

Плагиогнейсы и кристаллосланцы в ядерной части складки при нормализации на состав примитивной мантии характеризуются положительными аномалиями Ba, U, K, La, Pb (рис. 9 а, б) и отрицательными - Cs, Ti, Ta, Nb, более проявленными в плагиогнейсах. Кислые и основные разности имеют близкие содержания РЗЭ (кристаллосланцы – Σ РЗЭ 107,82–142,83 мкг/г, плагиогнейсы Σ РЗЭ 101,9–124,35 мкг/г) и сходный характер распределения РЗЭ (La/Yb)_N 7,62–10,5. В кристаллосланцах отсутствует Eu-минимум (Eu/Eu* 0,97–1,04), в гиперстеновых плагиогнейсах проявлена положительная аномалия Eu (Eu/Eu* 1,25), в двупироксеновых – слабо отрицательная (Eu/Eu*=0,84). Двупироксеновые плагиогнейсы, по сравнению с более кис-

лыми гиперстеновыми, сильнее деплетированы Th и U, меньше содержат PЗЭ (Σ PЗЭ 101,9 мкг/г), но их распределение более фракционированное ($(La/Yb)_N$ 12,86).

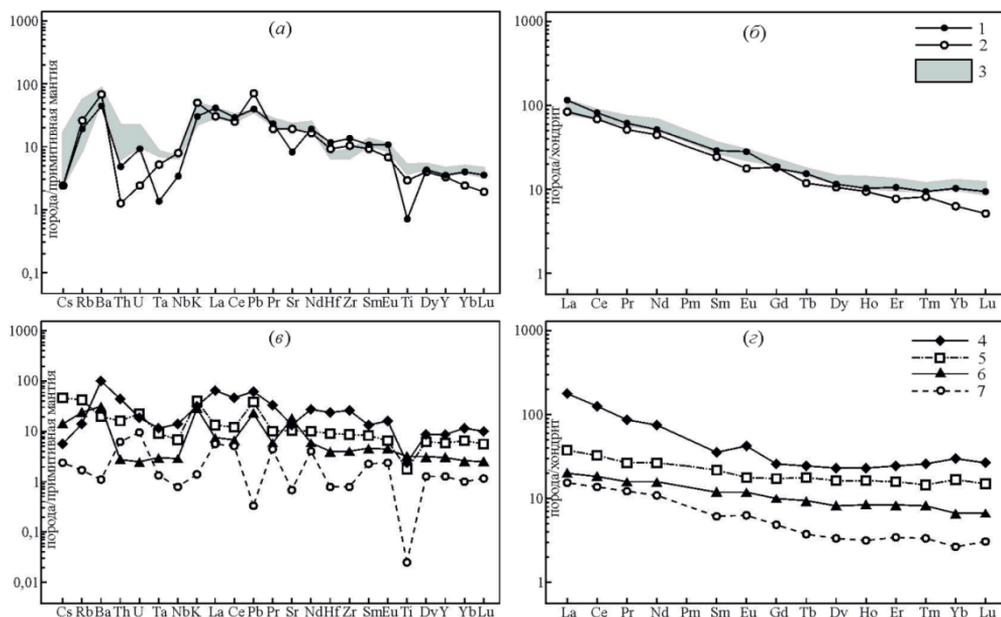


Рис. 9. Мультиэлементные диаграммы для гранулитов эйминской толщи Ильинской глыбы

a, б – пироксеновые гранулиты: 1 – гиперстеновые плагиогнейсы; 2 – дупироксеновые плагиогнейсы; 3 – дупироксеновые кристаллосланцы; *в, г* – гранатсодержащие гранулиты: 4 – гранатовые плагиогнейсы; 5 – гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, 6 – гранат-клинопироксеновые кристаллосланцы; 7 – гранат-дупироксен-магнетитовые гнейсы.

Графики распределения элементов в *гранатовых плагиогнейсах* (рис. 9 *в, г*) при нормализации на состав на примитивной мантии близки к графиками гиперстеновых плагиогнейсов. Проявлены такие же положительные аномалии K, Ba, Pb, La, Nd отрицательные Nb, P, Ti. Они наиболее обогащены PЗЭ (Σ PЗЭ 194,33 мкг/г) с хорошо выраженной положительной Eu-аномалией (Eu/Eu^* 1,4), но с менее фракционированным распределением PЗЭ ($(La/Yb)_N=5,61$) при крутом наклоне графиков легких PЗЭ и почти горизонтальном - средних и тяжелых ($(Gd/Lu)_N$ около 1).

Гранат-гиперстеновые плагиогнейсы отличаются положительными аномалиями Cs и Rb, отрицательными Th и U, не имеют аномалии Ba, значительно беднее PЗЭ (Σ PЗЭ 63,63 мкг/г), которые менее фракционированы ($(La/Yb)_N=2,11$) при отсутствии аномалии европия ($Eu/Eu^*=0,91$). В гранатсодержащих гнейсах заметно выражена положительная аномалия Yb.

Гранат-клинопироксеновые кристаллосланцы характеризуются положительными аномалиями K, Ba, Sr, они беднее PЗЭ (Σ PЗЭ 35,28 мкг/г) при их

слабой фракционированности ($(La/Yb)_N = 2,84$) и отсутствии аномалии европия ($Eu/Eu^* = 1,09$).

Гранат-двупироксен-магнетитовые гнейсы обеднены K, Ba, Nb, Sr, Zr, Ti и PЗЭ ($\Sigma PЗЭ = 23,02$ мкг/г), но с более фракционированным распределением $(La/Yb)_N = 5,5$ и слабой положительной аномалией европия ($Eu/Eu^* = 1,17$).

Из эйминской толщи в ильинской глыбе было датировано 5 проб. Наиболее древний циркон 2926 ± 10 млн лет (1 зерно) установлено в гранат-клинопироксеновых кристаллосланцах. Возможно он отражает возраст первичного протолита кристаллосланцев. Это значение близко к Nd-модельному возрасту протолита $T_{Nd}(DM) = 2,9$ млрд лет мезократовых двупироксеновых кристаллосланцев (714-1) и двупироксеновых плагиогнейсов (720), в которых, однако, циркон такого возраста не обнаружен. Вероятно, возраст магматического протолита эйминской толщи может быть принят около 2,9 млрд лет, причем на основании положительных величин $\epsilon_{Nd}(T)$ в образовании протолита принимало участие ювенильное мантийное вещество. Существенную роль в Ильинской глыбе играют протерозойские породы. Возрастные значения протерозойского гранулитового циркона охватывают интервал времени 2267 – 1927 млн лет. В ядерной части складки протерозойский метаморфизм был наиболее интенсивным и видимо сопровождался анатексисом гнейсов. Здесь породы характеризуются положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1,7 до +3,9, что может указывать на участие мантийных источников при образовании плагиогнейсов и мафитовых кристаллосланцев. В результате участия ювенильного мантийного вещества гиперстеновые плагиогнейсы (лейкосомы?) и мафитовые двупироксеновые кристаллосланцы (меланосомы?) показывают протерозойский модельный возраст протолита $T_{Nd}(DM2st) = 2,27 - 2,12$ млрд лет. В качестве альтернативной гипотезы можно предположить, что в Ильинской глыбе некоторые мафитовые кристаллосланцы (гранулиты) образовались по протерозойским мафитовым дайкам.

Верхнеанабарская серия нерасчлененная (AR_{1-2va}). На территории Хапчанской СФЗ (Попигайская глыба) интенсивно проявленная на площади развития верхнеанабарской серии гранитизация, существенно изменившая ее первичный состав, не позволяет расчленить верхнеанабарскую серию на отдельные толщи. Выходы пород нерасчлененной верхнеанабарской серии в центральной и в крайней северо-западной частях Хапчанской СФЗ слагают крылья синклиниория по обе стороны от образований хапчанской серии и несколько тектонических блоков в других частях зоны. Контакты пород верхнеанабарской серии с более молодыми породами хапчанской серии - тектонические.

Верхнеанабарская серия сложена здесь лейкократовыми и мезократовыми гиперстеновыми, двупироксеновыми, реже салитовыми плагиогнейсами и гнейсами, слагающими слои и пачки различной мощности. Переходы между ними могут быть как резкими, так и постепенными. В подчиненном количестве в виде согласных линзовидных прослоев и пачек мощностью от нескольких сантиметров до 300 м присутствуют характерные для этой серии мезократовые и меланократовые двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, нередко с гранатом. В резко подчиненном количестве встречаются линзовидные быстро выклинивающиеся

пачки гранатовых, силлиманит-кордиеритовых и графитсодержащих гнейсов. К числу очень редких пород в составе верхнеанабарской серии относятся са-лит-скаполитовые и флогопит-диопсидовые породы. Мощность образований нерасчлененной верхнеанабарской серии с примерным учетом изоклинальной складчатости составляет около 4–5 км.

При обосновании возраста верхнеанабарской серии, необходимо учитывать следующие важные обстоятельства. Переход между гранулитами далдынской и верхнеанабарской серий постепенный и граница между ними условно проводится по относительно резкому увеличению количества плагиогнейсов в верхнеанабарской серии. Ранее U-Pb методом по навеске циркона были датированы четыре пробы гранулитов из верхнеанабарской серии [Бибикова, 1988, с. 131]. В большинстве из них установлена только метаморфогенная рановидность циркона. В пробе 42a – лейкократовый ортопироксеновый плагиогнейс (минеральный состав (в %): Pl – 56, Q – 33, Орх – 5, Kfsp – 5, Vt – 1–2) U-Pb возраст метаморфогенного циркона составил 2,75 млрд лет, который принят как возраст раннего метаморфизма гранулитовой фации. Для пробы 11-2 – лейкократовый двупироксеновый плагиогнейс (минеральный состав (в %): Pl – 70, Срх – 20, Орх – 5, Q – 5) дискордия, построенная для «тоналитовых» (дометаморфических) цирконов по верхнему пересечению с конкордией показала возраст 2,9 млрд лет [Бибикова, 1988].

Приведенные нами результаты изотопного датирования пород амбардакской и эйминской толщ, показывают, что обе толщи формировались в близком возрастном диапазоне около 2,9 млрд лет назад и подтверждают заключение Е. В Бибиковой [1988]

С учетом согласных взаимоотношений между образованиями далдынской и верхнеанабарской серий возраст для верхнеанабарской серии принимается тот же, что и для далдынской серии - AR₁₋₂.

Другой точки зрения придерживаются А. П. Смелов с соавторами [Смелов и др., 2012]. В их работе отсутствуют прямые датировки пород верхнеанабарской и хапчанской серий, но приводится семь Nd-модельных возрастов для пород верхнеанабарской серии в Хапчанской СФЗ, которые примерно одинаковые по одно- и двухстадийной моделям и находятся в диапазоне 2,2–2,4 млрд лет. Возможность формирования верхнеанабарской серии в Хапчанской зоне А. П. Смелов с соавторами [2012] ограничивают возрастным диапазоном 2,2–1,98 млрд лет, что соответствует раннему протерозою. Ранее к аналогичному выводу пришел О. М. Розен [Розен и др., 2006, с. 136]. По его мнению, плагиогнейсы и кристаллические сланцы в Хапчанской СФЗ, относимые к верхнеанабарской серии, согласно данным Sm-Nd изотопной системы следует выделять в самостоятельное местное стратиграфическое подразделение.

Таким образом, противоречие, связанное с возрастом нерасчлененной верхнеанабарской серии (архейский или раннепротерозойский), может быть обусловлено тем, что гранулиты, относимые к нерасчлененной верхнеанабарской серии в Хапчанской СФЗ, следует рассматривать в составе раннепротерозойской хапчанской серии, или в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения. В пользу последнего предположения свидетельствует присутствие в Далдынской СФЗ раннепротерозойских эндрбитов, отмечен-

ное О. М. Розеном [Розен и др., 2000]. Для двупироксенового эндербита в поле развития далдынской серии в верховьях р. Налим-Рассоха (проба АН-61, минеральный состав: Q-Kfsp-Pl-Cpx-Opx-Mt) Nd-модельный возраст протолита $T_{Nd}(DM)$ составил 2,18 млрд лет, при положительной величине $\epsilon_{Nd}(T)$ +2,4. Эти породы рассматриваются О. М. Розеном как более поздние интрузии эндербитов, не входящие в субстрат Далдынского террейна [Розен и др., 2000].

По нашим данным, которые были получены в Хапчанской СФЗ на участке р. Бол. Куонамка ниже устья р. Лахы, гранулиты, считавшиеся принадлежащими к верхнеанабарской серии, также показали раннепротерозойский возраст, и теперь на карте отнесены к хапчанской серии. Раннепротерозойский возраст был получен для гранулитов в районе Хапчанского порога (р. Бол. Куонамка, ниже устья р. Хапчан), считавшихся ранее верхнеанабарской серией архейского возраста. Подробнее об этом будет сказано при характеристике хапчанской серии.

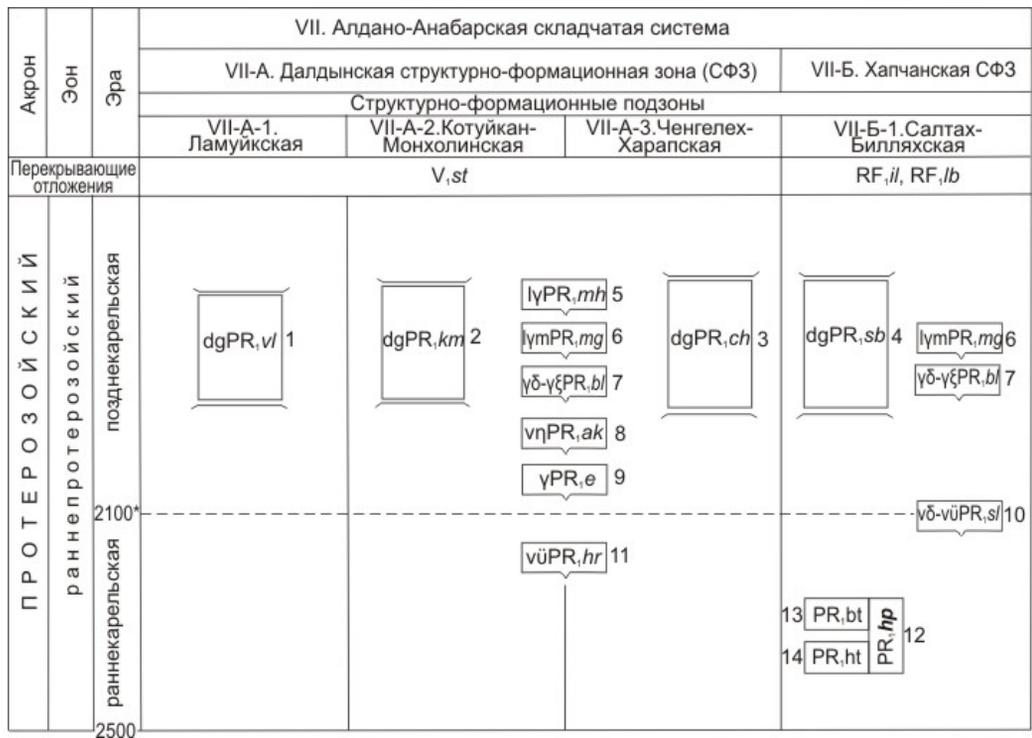
Для решения проблемы возраста верхнеанабарской серии в северной части Хапчанской СФЗ требуются специальные полевые и аналитические исследования, до проведения которых на геологической карте индекс для нерасчлененной верхнеанабарской серии в Хапчанской СФЗ принят AR_{1-2va}.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА, НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Стратифицированные образования раннего протерозоя представлены метаморфическими толщами хапчанской серии (рис. 10).

Хапчанская серия (PR_{1hp}). Метаморфические образования хапчанской серии развиты преимущественно в восточной части Анабарского щита в пределах Хапчанской СФЗ (Попигайская глыба). Породы серии слагают крылья и ядра разнопорядковых антиклинальных и синклинальных структур, ограниченных на западе Салтах-Билляхской тектонической зоной.

В Далдынской СФЗ в 1948 г. геологами НИИГА И. В. Суминым и К. С. Забурдиным на водоразделе рек Ченгелех-Рассоха и Кюнгкюй-Рассоха была выделена серия гранатсодержащих гнейсов с широким развитием в ее основании известково-силикатных пород, которая была отнесена к хапчанской серии [Рабкин, 1959]. В Котуйкан-Монхолинской и Ченгелех-Харапской СФЗ Далдынской СФЗ, в бассейнах рек Котуйкан, Бол. Куонамка, Кенгеде и Будьурхай подобные образования слагают узкие полосы, перемежающиеся с образованиями эйминской толщи верхнеанабарской серии. По материалам М. С. Мащак, И. Я. Богатых [Мащак и др., 1967ф], А. А. Потуроева и К. Г. Чумирина [Потуроев и др., 1966ф] они представлены образованиями хаптасыннахской толщи хапчанской серии.



Список геологических подразделений (валидные)

1. Верхнеламуйский комплекс
2. Котуйкан-монголинский комплекс
3. Ченгелех-харапский комплекс
4. Салтах-билляхский комплекс
5. Монголинский комплекс
6. Маганский комплекс
7. Билляхский комплекс
8. Амбардах-коялахский комплекс
9. Эекитский комплекс
10. Салтахский комплекс
11. Харапский комплекс
12. Хапчанская серия
13. Билээх-тамахская толща
14. Хаптасыннахская толща

Рис. 10. Схема корреляции раннепротерозойских образований

По вещественному составу, в котором резко возрастает, за счет снижения количества плагиогнейсов, доля гранатовых, салит-скаполитовых, глиноземистых пород и кальцифиров, по постоянному присутствию графита, а также практически полному отсутствию кристаллических сланцев, хапчанская серия резко отличается от толщ далдынской и верхнеанабарской серий. В 1965 г. Б. Г. Лопатыным и Л. В. Федоровым [Лопатин и др., 1966ф] образования Хапчанской серии впервые были расчленены на 2 толщи: хаптасыннахскую (нижнюю) – пестрого состава и билээх-тамахскую (верхнюю) – относительно однородную. Хапчанская серия характеризуется спокойным отрицательным магнитным полем интенсивностью 5–10 мЭ с плавными очертаниями графиков и низкой амплитудной изменчивостью 2,5 мЭ/км. Мощность серии порядка 3000–4000 м (по данным В. Л. Злобина – превышает 5500 м [Злобин, 1988]).

Хаптасыннахская толща (PR₁ht). Выходы толщи образуют две субпараллельные полосы, прослеживающиеся от нижнего течения р. Налим-Рассоха на севере до долины р. Биригендэ на юго-восточной окраине Анабарского щита, слагая крылья Хапчанского синклинория, причем на западном крыле она почти полностью срезана мощной тектонической зоной, а на восточном крыле ширина выхода достигает 15 км. Контакты образований толщи с подстилающей эйминской толщей большей частью тектонические, согласные границы установлены лишь в мелких структурах. Нижняя граница хаптасыннахской толщи проводится по смене однообразных пироксеновых гнейсов эйминской толщи образованиями пестрого состава и тонкополосчатого строения. Типовой разрез толщи находится в долине р. Налим-Рассоха [Куликов и др., 1979ф]. Около половины ее объема сложено гранатовыми, гиперстено-гранатовыми плагиогнейсами, обычно содержащими биотит и графит совместно или раздельно. Почти также широко распространены гиперстеновые, салитовые и двупироксеновые плагиогнейсы, нередко с графитом. В подчиненном количестве присутствуют прослой и пачки кальцифиров, мраморов, скаполит-салитовых и андрадит-клинопироксеновых пород. Редкими являются пачки силлиманит-кордиеритовых гнейсов и роговообманково-пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев.

Хаптасыннахская толща в пределах Далдынской СФЗ закартирована в истоках р. Кенгеде и в приустьевой части р. Будьурхай, где слагает юго-восточное крыло Джелиндинского антиклинория [Геологическая..., 1984]. Здесь в разрезе хаптасыннахской толщи преобладают силлиманитовые, кордиеритовые, биотит-салитовые гнейсы и плагиогнейсы, графитсодержащие кварциты, салитовые кристаллические сланцы, кальцифиры. В нижней части разреза доминируют биотитовые, биотит-гранатовые и биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы, в верхах – биотитовые, биотит-амфиболовые с подчиненными им прослоями биотит-гранатовых, биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов и гранатсодержащих амфиболитов. Кальцифиры, салитовые гнейсы и графитсодержащие породы встречаются по всему разрезу. Гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы имеют весьма ограниченное распространение и тяготеют к низам разреза толщи. Пачки глиноземистых пород прослеживаются на 20 км и более, изменяясь в мощности от первых метров до сотен метров. Кальцифиры, графитсодержащие породы и амфиболиты об-

разуют линзы и слои мощностью до 10–15 м в пачках глиноземистых пород. Гиперстеновые, салитовые и двупироксеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы образуют прерывистые полосы мощностью до 30–50 м в основном среди биотит-амфиболовых гнейсов.

В разрезе гранатовые, гиперстен-гранатовые, биотит-гранатовые, графит-гранатовые плагиогнейсы и гнейсы образуют монотонные пачки мощностью до нескольких сотен метров и находятся в переслаивании с клинопироксеновыми плагиогнейсами, скаполит-салитовыми породами, кальцифирами и мраморами.

Пироксеновые плагиогнейсы переслаиваются с гранатовыми, причем мощность прослоев колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. В коренных обнажениях на р. Хаптасыннах наблюдалось ритмичное чередование 10–15 см прослоев биотит-гранатовых гнейсов и 1–8 см прослоев двупироксеновых гнейсов. Наряду с мелкими прослоями гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы образуют мощные (до 600 м) пачки сложного строения, с подчиненными прослоями скаполит-салитовых пород, кальцифиров, гранат-гиперстеновых и биотит-гранатовых плагиогнейсов. Двупироксеновые плагиогнейсы по простиранию иногда фациально замещаются салитовыми плагиогнейсами и скаполит-салитовыми породами.

Двупироксеновые и гиперстеновые плагиогнейсы хаптасыннахской толщи по внешнему виду и составу не отличаются от аналогичных пород верхнеанабарской серии, что затрудняет проведение границ между хапчанской и верхнеанабарской сериями, особенно в зонах дробления, где соприкасаются блоки пород обеих серий. Детальное изучение двупироксеновых и гиперстеновых плагиогнейсов с измерением магнитной восприимчивости выявило отличия, позволяющие различать эти породы. Породы верхнеанабарской серии значительно более магнитные, чем породы хапчанской серии. Мощность хаптысыннахской толщи 1200–1500 м.

Салитовые (обычно со сфеном) плагиогнейсы, скаполит-салитовые породы, кальцифиры и мраморы весьма типичны для хаптасыннахской толщи. Эти породы тонко переслаиваются в пределах единых пачек, мощность которых нередко измеряется сотнями метров. Переслаивание обычно имеет характер ритмичности: мрамор – салит-скаполитовый кальцифир – салитовый плагиогнейс. Мощность слоев колеблется от 2 до 15 см, причем мраморы имеют, как правило, наименьшую мощность. Реже встречаются пачки чистых мраморов мощностью до 100 м. На долю характерных для толщи известково-силикатных пород приходится 20–25% ее объема [Куликов и др., 1979 ф]. Состав толщ на крыльях синклинория отличается, главным образом, содержанием граната и графитосодержащих гнейсов. В гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсах хаптасыннахской толщи нередко присутствуют графит и гранат. Гранат окрашен в розово-красный цвет. Он образует округлые и неправильные зерна с пойкилитовыми включениями кварца и плагиоклаза. По трещинкам наблюдается замещение бурым биотитом. Преобладающей составной частью граната является альмандин, с существенной примесью пиропового или гроссулярового компонентов.

Салитовые плагиогнейсы – зеленовато-серые, мелкозернистые и среднезернистые полосчатые породы, состоят из плагиоклаза (20–60%), кварца (5–

30%), салита (1–35%) и сфена (1–5%). В мигматизированных разностях в существенном количестве появляется калинатровый полевой шпат. Повсеместно присутствуют акцессорные минералы: апатит, магнетит, ильменит, пирит, реже циркон. Плаггиоклаз относится к андезину № 34–40. Отмечается скаполитизация плаггиоклаза и в меньшей степени карбонатизация.

С салитовыми плаггиогнейсами тесно связаны *салит-скаполитовые породы* и кальцифиры. Салит-скаполитовые породы – зеленовато-серые, светло-серые, мелко- и среднезернистые тонкополосчатые, с характерной плитчатой отдельностью. Минеральный состав сильно варьирует количественно, что свидетельствует о неравновесности ассоциации: плаггиоклаз от 2 до 70 %, кварц от 1 до 45%, салит от 1 до 50 %, скаполит от 2 до 55 %. В связи с гранитизацией межгранулярно развивается калинатровый полевой шпат. Из акцессорных минералов постоянно присутствуют сфен и апатит. Плаггиоклаз представлен скаполитизированным андезином. Количество его в породе находится в обратном отношении с количеством скаполита. Скаполит распределен в породе неравномерно, полосчато. Он образует неправильные и изометричные зерна, иногда с включениями салита и сфена. По-видимому, основная масса салит-скаполитовых пород образовалась по салитовым плаггиогнейсам за счет более поздней скаполитизации плаггиоклаза.

Кальцифиры и мраморы различаются только процентным содержанием силикатных минералов. Внешне это светло-серые, среднезернистые и крупнозернистые массивные и неясно полосчатые породы. Выделяются две группы пространственно разобщенных кальцифиров: салит-скаполитовые и форстеритовые. Преобладают салит-скаполитовые кальцифиры, переслаивающиеся с салитовыми плаггиогнейсами и салит-скаполитовыми породами. Породы этой ассоциации состоят из кальцита (50–80 %), доломита (2–15 %), салита (10–40 %), скаполита (5–15 %). Нередко присутствуют сфен, флогопит, апатит, сульфиды, форстеритсодержащие кальцифиры – крупнозернистые белые породы с порфиробластической структурой. Кальцифиры сложены кальцитом (20–80 %), доломитом (15–80 %), форстеритом (1–15 %), шпинелью (1–15 %). Иногда встречаются диопсид (до 7 %), хондродит (до 8 %), флогопит (до 7 %), графит и апатит.

По содержанию микроэлементов плаггиогнейсы и кальцифиры хаптасын-нахской толщи образуют подобные графики с положительными аномалиями U, Pb, Sr, отрицательные Rb, Pr, P, Ti (рис. 11). Резкие различия наблюдаются по содержанию PЗЭ, в гранулитах Σ PЗЭ 83,18–109,78 мкг/г, в кальцифирах – Σ PЗЭ 10–36,35 мкг/г. Величина Eu-аномалии и фракционированность PЗЭ примерно одинаковы в обоих типах пород (Eu/Eu^* 0,71–1,0; $(La/Yb)_N$ 9,17–19,02).

Особое значение имеют двупироксеновые ортокристаллосланцы, ранее относимые к верхнеанабарской серии [Геологическая..., 1969; 1972; 1979; Строение..., 1986], изученные нами в разрезе по р. Бол. Куонамка ниже устья р. Лахы и ниже устья р. Хапчан на листах R-49-XV, XVI, XXI–XXIV. По составу они соответствуют андезибазальтам и андезитам, часть из которых имеет высокое содержание калия (иногда до шошонитовых составов) как первичное, так и в результате калишпатизации пород.

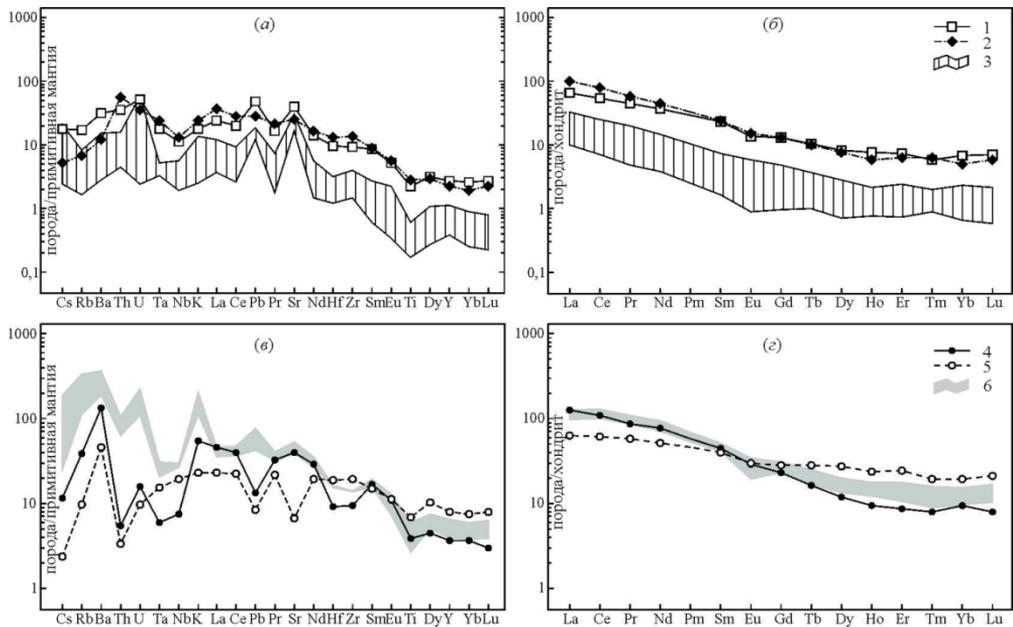


Рис. 11. Мультиэлементные диаграммы для пород хаптасыннахской тощи хапчанской серии

1 – салитовые плагиогнейсы; 2 – амфиболитизированные ортопироксеновые плагиогнейсы; 3 – кальцифилы, 4 – двупироксеновые кристаллосланцы амфиболитизированные и биотитизированные (2520); 5 – двупироксеновые плагиокристаллосланцы (231); 6 – высококальциевые калишпат-амфибол-клинопироксеновые кристаллосланцы (214-1 и 355-г).

Двупироксеновые кристаллосланцы характеризуются высокой величиной $mg\#$ 63–65, при нормировании на состав примитивной мантии (рис. 11в) отмечаются положительные аномалии Ba, отрицательные Pb, Nb, Ta, Zr, Ti. У калиевых разностей отмечается более высокое обогащение Cs, Rb, Ba и Pb, иногда наблюдается сильная деплетированность P.

Содержание редкоземельных элементов относительно высокое: $\Sigma PЗЭ$ 145–194 мкг/г, величина Eu-минимума обычно небольшая $Eu/Eu^* = 0,91–0,86$ и увеличивается до 0,63 у калишпатовых разностей, при этом фракционированность PЗЭ уменьшается (величина $(La/Yb)_N$ снижается с 12,5 до 8–9).

Двупироксеновые плагиокристаллосланцы и плагиогнейсы относительно менее магнезиальные ($mg\#$ 41–46), имеют ниже содержанием PЗЭ ($\Sigma PЗЭ=75–114$ мкг/г) и слабее их фракционирование ($(La/Yb)_N$ 3–4) при отсутствии Eu-минимума или слабой положительной аномалии Eu ($Eu/Eu^*=0,89–1,22$). Для них также характерны отрицательные аномалии Pb, что свойственно мантийным магмам и повышенное содержание Ta и Nb, что в пользу обогащенного мантийного плюмового источника.

Билээх-тамахская толща (PR_{1bt}) слагает ядерную часть Хапчанского синклиория в виде выдержанной полосы шириной 8–10 км, ограниченной с обеих сторон выходами хаптасыннахской толщи. Контакты толщ, как правило,

тектонические. Граница билээх-тамахской толщи проводится по подошве мощной пачки гранатсодержащих гнейсов. Толща сложена гранатовыми, гиперстен-гранатовыми, гранат-биотит-гиперстеновыми гнейсами, реже плагиогнейсами с прослоями и линзами двупироксеновых, гиперстеновых, клинопироксеновых, кордиерит-силлиманитовых гнейсов и плагиогнейсов, кальцифилов, салит-скаполитовых пород. В процессе геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [Куликов и др., 1984 ф] в ее составе выделены две подтолщи. Нижняя – сложена частым переслаиванием гранатсодержащих гнейсов (60–70 %) с гиперстеновыми, салитовыми и графитсодержащими гнейсами и плагиогнейсами с линзами и прослоями основных кристаллических сланцев, силлиманит-кордиеритовых гнейсов и скаполит-салитовыми породами и кальцифирами (около 30 %). Верхняя подтолща представлена в основном гиперстеновыми, салитовыми и графитовыми гнейсами и плагиогнейсами с пластами и линзами кальцифилов.

Гранатсодержащие разности плагиогнейсов образуют прослои и пачки различной мощности, тесно переслаивающиеся друг с другом и связанные постепенными переходами. Внешне это тонкополосчатые лейко- и мезократовые породы с четкой плоскопараллельной текстурой. В билээх-тамахской толще значительную мощность (до нескольких сотен метров) имеют пачки лейкократовых гранатовых плагиогнейсов.

Из подчиненных пород выделяется пачка двупироксеновых плагиогнейсов мощностью около 300 м, протягивающаяся в северо-западном направлении от р. Улахан-Хаптассынах до р. Орто-Старая. На контактах с этой пачкой в биотит-гранатовых плагиогнейсах появляется гиперстен и количество его по мере приближения к двупироксеновым плагиогнейсам увеличивается, что указывает на постепенность перехода.

Породы билээх-тамахской толщи также испытали мигматизацию и гранитизацию и превращены в гнейсы. Гранатсодержащие плагиогнейсы и гнейсы состоят из плагиоклаза (20–60 %), кварца (15–45 %), калинатрового полевого шпата (0–40 %), граната (1–20 %), биотита (1–25 %), графита (0–5 %). Иногда встречается гиперстен (до 3 %). Акцессорные минералы представлены редкими зернами циркона, апатита, монацита, шпинели, рутила, магнетита и ильменита. Гранат является главным темноцветным минералом этой группы. Мощность билээх-тамахской толщи составляет приблизительно 1500–2000 м.

Значительная часть хапчанской серии сложена парапородами, к которым относятся гранатовые плагиогнейсы, мраморы, кальцифиры, салитовые плагиогнейсы, салит-скаполитовые породы, силлиманитовые плагиогнейсы. Двупироксеновые плагиогнейсы в хапчанской серии часто содержат примесь графита и граната, а по простиранию иногда замещаются салитовыми плагиогнейсами и салит-скаполитовыми породами, что также указывает на их первично-осадочное происхождение. В целом для парапород хапчанской серии характерна тонкая слоистость с элементами ритмичности.

Хапчанская серия отличается от верхнеанабарской и далдынской серий спокойным отрицательным характером магнитного поля с интенсивностью 5–10 мЭ. Как показали массовые измерения физсвойств, такой характер магнитного поля объясняется низкой магнитной восприимчивостью всех разновидностей пород, слагающих серию [Куликов и др., 1984ф].

Гранатосодержащие гнейсы 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 %). Повышенная калиевоность пород является следствием не только наложенной калишпатизации, но и высокого содержания детритового микроклина. Характерны плюмазитовые (ASI 1,37–1,70) и магнезиальные (mg# 42–47) составы. Положение, которое, гранатовые гнейсы занимают на диаграммах А. А. Предовского [1970], указывает на граувакковый протолит этих паропород. Повышенные, по сравнению с типовыми граувакками, содержания глинозема и более низкие значения отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, позволяют предполагать, что протолит гранатовых гнейсов был представлен глинистыми граувакками. Относительно низкие содержания Sr и Ni свидетельствуют, что преобладающими в области питания были скорее фельзические породы, нежели базиты. На диаграммах геодинамических обстановок [Bhatia, Crook, 1986], составы гранатовых гнейсов соответствуют фанерозойским грауваккам, накапливающимся на активных или пассивных континентальных окраинах.

На графиках редких элементов при нормализации на состав примитивной мантии (рис. 12) в породах биллэх-тамахской толщи фиксируются положительные аномалии K, Pb, Rb, Ba, Th, а также отрицательные аномалии Ti, P, Nb. Сумма редкоземельных элементов 152,43–224,95 мкг/г, характерно умеренное фракционирование РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 4,49–8,79 и в большинстве пород хорошо выраженный Eu-минимум (Eu/Eu^* 0,45–1,12).

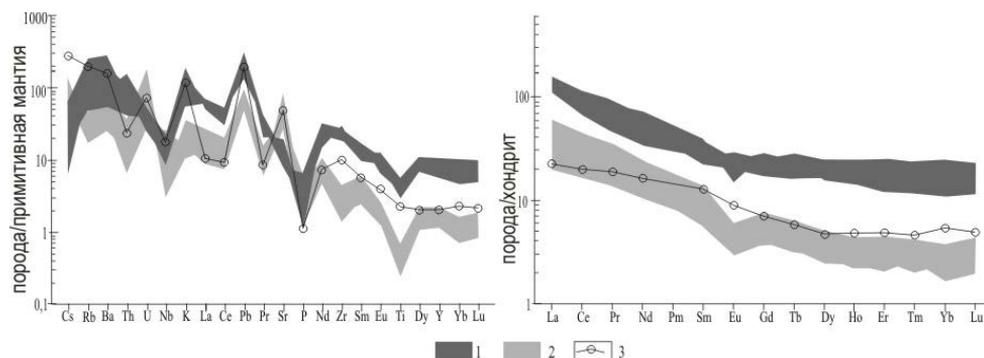


Рис. 12. Мультиэлементные диаграммы для пород биллэх-тамахской толщи хапчанской серии

1 - гранатосодержащие гнейсы, 2 – мраморы и кальцифиры, 3 - диопсид-скаполитовые породы.

По минеральному и химическому составу в хапчанской серии присутствует весь спектр пород от мраморов и кальцифиров до известково-силикатных (диопсид-скаполитовых) пород. Мраморы варьируют от известковистых до доломитистых ($\text{Mg}/\text{Ca}_{(\text{мол. к-ва})} = 0 - 0,75$). Как обычно, для карбонатных пород, наблюдается корреляция большинства редких элементов, за исключением Ca,

Mg, Fe, Mn, Pb, Sr, Ba с некарбонатной, в основном, алюмосиликатной фазой. Линейная корреляция в хапчанских карбонатных породах Al_2O_3 и SiO_2 с Y, тяжелыми РЗЭ, Sc, Zr, Nb, Ti, Ni даёт возможность предположить, что эти элементы первоначально концентрировались в глинистых минералах и затем перешли в метаморфические алюмосиликаты. Высокая величина Sr/Ca ($>10^{-3}$) и низкое содержание Mn (<800 мкг/г) во всех мраморах, кальцифирах и известково-силикатных породах указывают на то, что валовый состав карбонатных пород не был изменён в процессе диагенеза или метаморфизма, согласно критериям [Veizer, 1983, Veizer et al., 1989].

Для кальцифиров характерны те же особенности распределения редких элементов, что и для гнейсов, но отмечаются также положительные аномалии U, Sr и отрицательные Zr. Содержание РЗЭ в кальцифирах низкое (Σ РЗЭ 32,55–83,33 мкг/г), но во всех породах проявлен отчетливый Eu-минимум (Eu/Eu* 0,58–0,79) и более фракционированное распределение РЗЭ $(La/Yb)_N$ 8,18–15,76. Мраморы беднее чем кальцифиры редкоземельными элементами. Абсолютное содержание РЗЭ не обнаруживает корреляции с содержаниями Al_2O_3 и SiO_2 , что свидетельствует об отсутствии связи РЗЭ исключительно с алюмосиликатами.

Геохимические особенности известково-силикатных (диопсид-скаполитовых) пород существенно отличаются от геохимических показателей кальцифиров: в них выше содержания Cs, Rb, Zr, в спектрах легких РЗЭ может быть, а может отсутствовать Eu-минимум, ниже содержание легких лантаноидов, которые могут иметь разнообразные распределения и фракционированность РЗЭ при высоком содержании тяжелых РЗЭ с плоской структурой распределения.

По данным [Condie et al., 1991] в хапчанской серии установлены следующие соотношения пород (в скобках указаны вероятные протолиты): (1) гранатовые парагнейсы (глинистые граувакки) – 40–50%; (2) известково-силикатные породы (карбонатистые терригенные отложения) – 20–30%; (3) кальцифиры и мраморы (известняки и доломиты) – 5–12%; (4) эндербиты (тоналиты, гранитоиды или кислые вулканиты) – 5–10%; (5) мафитовые гранулиты (мафитовые интрузивы или основные вулканиты) – 2–5%. Следует отметить, что в расчете этих пропорций не учтены раннепротерозойские ортокристаллосланцы хаптысыннахской толщи, ранее относившиеся к верхнеанабарской серии, поэтому доля метабазитов может быть существенно выше.

Преобладающие гранатовые парагнейсы с предположительным протолитом в виде глинистых граувакк и относительно высоким содержанием глинозема являются, вероятно, дистальных осадками. Данные по главным и редким элементам, а также отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в мраморах 0,7046–0,7055, указывают, что в источнике значительную роль играли гранитоиды. Если рассматривать карбонатные протолиты как биохимические отложения, то они могут отражать мелководный бассейн с большой долей детритовой составляющей, которая, видимо, поставлялась турбидитовыми потоками. Из современных аналогов это могут быть активная континентальная окраина. В Хапчанском бассейне осадконакопление, судя по более выдержанному характеру разрезов хапчанской серии, в составе которых присутствуют протяженные карбонатные горизонты, протекало в обстановках открытого моря на мелководном

шельфе. Это подтверждается изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -3 до -0.5 ‰), сходным со значениями такового для морских карбонатов фанерозоя [Розен и др., 1990].

Почти все породы хапчанской серии характеризуются положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, что указывает на незрелый характер источника питания для осадочных пород и участие мантийного вещества при формировании магматических протолитов.

Таблица 4

Sm-Nd изотопная система в породах хапчанской серии

№ пп.	№№ проб	T возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2St})$ млрд лет
1	214-1	2100	4,7900	26,130	0,1108	0,511622	3,4	2,26	2,27
2	217	2000	5,1020	31,040	0,0993	0,511464	2,1	2,24	2,30
3	231	2100	6,198	24,970	0,150	0,512196	4,0	2,28	2,22
4	355a	2010	1,769	10,100	0,1058	0,511520	1,7	2,30	2,34
5	355-г	2100	8,83	42,9	0,1103	0,511529	1,7	2,38	2,41
6	861	2000	4,1290	21,790	0,1146	0,511597	0,8	2,38	2,40
7	896	2100	2,5020	13,971	0,1083	0,511575	3,1	2,27	2,29
8	2520	2100	6,3620	32,930	0,1168	0,511634	2,0	2,38	2,39
9	АН-82	2000	5,94	34,52	0,10405	0,511481	1,2	2,31	2,37
10	АН-91	2000	6,23	34,08	0,11043	0,511517	0,3	2,40	2,44
11	АН-92	2000	7,28	39,23	0,11224	0,511540	0,3	2,41	2,45
12	АН-101	2000	2,19	11,77	0,11266	0,511531	0,0	2,44	2,47

Примечания. **214-1** – калишпат-амфиболовые кристаллосланцы; **217** – кианит-гранатовые гнейсы; **231** – двупироксеновые плагиокристаллосланцы; **355a** – кальцифиров; **355-г** – калишпат-амфибол-клинопироксеновые кристаллосланцы; **861** – пироксен-гранатовые гнейсы; **896** – двупироксеновые плагиогнейсы; **2520** – двупироксеновые кристаллосланцы амфиболитизированные и биотитизированные. Анализы с буквенным обозначением **АН** заимствованы из работы [Журавлев, Розен, 1991]: **АН-82** – гранатовый гнейс, **АН-91** – биотит-гранатовый гнейс, **АН-92** – биотит-скаполитовая порода, **АН-101** – кальцифир.

По опубликованным данным U-Pb датирования навесок циркона из трех проб пород, отобранных в хапчанской серии, был получен возраст 1952–1965 млн лет [Архей Анабарского щита..., 1988, стр. 131], который рассматривался как возраст метаморфизма. Nd-модельный возраст осадочного протолита гранатовых гнейсов, диопсид-скаполитовых пород и кальцифиров, указывающий на возраст пород в источнике сноса, находится в диапазоне 2,44–2,32 млрд лет [Журавлев, Розен, 1991]. Позже, такой же Nd-модельный возраст был получен еще для 8 проб гнейсов, плагиогнейсов, кальцифиров и скаполит-диопсид-плагиоклазовых пород [Смелов и др., 2012] ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ 2,46–2,30 млрд лет.

По U-Pb датированию (SHRIMP II) циркона магматического типа из двухпироксеновых плагиокристаллосланцев и плагиогнейсов, проведенному нами на Хапчанском пороге и вблизи него, получен по одной пробе (пр. 231) конкордантный возраст по 12 точкам 2095 ± 10 млн лет, во второй пробе (896) по двум точкам – 2121 ± 23 млн лет, а еще по 6 измерениям верхнее пересечение с конкордией показало возраст 2030 ± 17 млн лет. Nd-модельный возраст протолита этих пород $T_{Nd}(DM)$ 2,27–2,28 млрд лет. Парагнейсы хапчанской серии содержат преимущественно метаморфический циркон с возрастом 2030–1930 млн лет.

Приведенные изотопные данные указывают на поступление из мантии вещества для протолитов ортогнейсов, а также на раннепротерозойскую нижнюю возрастную границу пород в источнике сноса для осадочных протолитов метаморфических пород хапчанской серии. По геологическим данным отложения хапчанской серии прорваны метабазами Салтахского плутона с возрастом 2109 ± 8 – 2100 ± 7 млн лет. Таким образом, возраст салтахского комплекса такой же, как у двухпироксеновых ортокристаллосланцев и плагиогнейсов хапчанской серии – около 2100 млн лет, с которыми, возможно, он образует вулканоплутоническую ассоциацию.

На основании приведенных данных возраст хапчанской серии принимается раннепротерозойским.

Породы, литологически сходные с хапчанской серией на территории Далдынского блока, выделены на листах R-49-XXI- XXII [Геологическая ..., 1979] в Котуйкан-Монхолинской и R-49-XXVII- XXVIII [Геологическая ..., 1984] в Ченгелех-Харапской СФпЗ. Однако эти образования содержат будины ультрамафитов, что ставит под сомнение возможность относить их к хапчанской серии. Видимо по этим же соображениям на Госгеолкарте-1000/2 листов R-48(50) - Оленёк [Геологическая..., 1983] поля пород, показанные на Госгеолкартах-200 листов R-49-XXI- XXII, XXVII- XXVIII как хапчанская серия, отнесены к верхнеанабарской серии.

Породы, подобные хапчанской серии на территории Далдынского блока за пределами Котуйкан-Монхолинской и Ченгелех-Харапской СФпЗ имеют явно другие Sm-Nd изотопные характеристики. Гранатовые гнейсы, кварциты и кальцифиры далдынской серии при пересчете на возраст 3,1 млрд лет имеют модельный возраст протолита $T_{Nd}(DM)$ 3,0–3,19 млрд лет [Журавлев, Розен, 1991; Розен и др., 2000], по которому резко отличаются от подобных пород хапчанской серии в Хапчанской СФЗ. Близкие значения архейского возраста терригенных пород и магматических образований в Далдынском блоке, по мнению О. М. Розена с соавторами [2000], дают основание считать, что это была единая архейская вулканогенно-осадочная толща. По этим причинам для отнесения метаосадочных пород в Далдынском блоке к раннепротерозойской хапчанской серии за пределами Котуйкан-Монхолинской и Ченгелех-Харапской тектонических зон, где теоретически можно допустить присутствие тектонических отторженцев пород хапчанской серии, требуются дополнительные исследования, в отсутствии которых целесообразно рассматривать эти образования в составе толщ далдынской или верхнеанабарской серий.

Протерозойские коры выветривания (PR₁)

Впервые кора выветривания была описана В. И. Подкопаевым в 1956 г. В 1961 г. Л. П. Смирнов проследил образования кор выветривания по всей северо-западной границе Анабарского щита [Смирнов, 1968]. На площади листа R-49 коры выветривания достаточно широко развиты и изучены в северо-западной части района по долинам рек Кенгдей, Налим-Рассоха, Кельгит, а на восточном склоне Анабарского щита в бассейне р. Хаптасыннах и в районе устья р. Хапчан. По положению в разрезе выделяются предрифейские и предвендские коры выветривания.

Предрифейские коры выветривания формировались непосредственно на кристаллических породах фундамента, подстилая рифейские отложения красноцветной конгломерато-песчаниковой ильинской свиты. Вещественные составляющие древней коры выветривания наследуют текстуру и элементы залегания материнских пород. Фрагменты коры наблюдаются в пониженных участках древнего рельефа фундамента, в том числе в тектонически опущенных блоках. Кора сложена сильно измененными породами, главным образом кварцево-гидрослюдистого, кварцево-каолинитового и железистого состава. Они имеют реликтовую полосчатую текстуру, унаследованную от подстилающих гнейсов. Цвет их различный: от темно-сиреневого, фиолетово-бурого до лилово-серого, красновато-бурого, зеленовато-бурого и розовато-белого. Наблюдается следующая последовательность пород (снизу-вверх) [Геологическая..., 1983]:

Архейские гнейсы или интрузии раннего протерозоя начальной стадии выветривания, представляющие глинисто-древсянную массу, насыщенную (от 30 до 80%) обломками материнских пород	10–15 м
Кварцево-гидрослюдистые и кварцево-каолининово-гидрослюдистые породы. (Зона гидратации силикатов либо зона преобладающего развития гидрослюда)	1,5–6,0 м
Полевошпатово-кварцево-каолининовые породы (нижняя часть зоны выщелачивания или зона преимущественного развития каолинитов).....	15–18 м
Кварцево-каолининовые породы (верхняя часть зоны выщелачивания).....	15 м
Железистая корка (зона окисления)	0,1-0,15 м

Предрифейская кора выветривания представляет собой плотную пестроокрашенную (фиолетового, фиолетово-бурого, белесого цвета) породу кварц-каолининового состава, часто ожелезненную, имеющую отчетливо полосчатую текстуру, соответствующую по элементам залегания полосчатости и гнейсовидности исходных пород. В тонкозернистой кварц-каолинино-слюдистой массе обычно сохраняются реликтовые зерна породообразующих минералов, представленных кварцем (25–50%), часто гранулированным, каолинитом (30–60%), гидрослюдой (1–10%), гидрооксидами железа (1–25%), гематитом (до 5%). Каолинит формирует агрегатные скопления размером до 2,0 мм неправильной, реже изометричной формы. Иногда каолинит выполняет межгранулярное пространство в кварце. Гидрослюда образует чешуйки и прожилки мелкочешуйчатых агрегатов в виде переплетенных волоконистых скоплений. Развивается гидрослюда в каолините, выполняя микротрещинки в кварце. Гидроокислы железа наблюдаются в зернах неправильной формы и в

агрегатах бурого цвета, развивающихся по трещинкам. Отмечены пустотки, выполненные гидроокислами железа. Рудные минералы представлены магнетитом, образующим квадратные и округлые изометричные сечения, гематитом и мартитом [Молчанов и др., 2002ф].

Нижние зоны не выдерживаются по простиранию коры выветривания и местами гнейсы сменяются полевошпато-кварцево-каолинитовыми, либо кварцево-каолинитовыми породами. Мощность коры выветривания колеблется от 2 до 35 м, на многих участках она полностью выпадает из разреза. Химическое выветривание гнейсов шло в условиях неблагоприятных для развития гидратов глинозема (содержание до 20–22%) и ограничивалось образованием каолинита. Проявление железного оруденения связано с зоной окисления коры выветривания, в которой содержание гётита до 85 %. Ввиду небольшой мощности железистой корки и ограниченного ее распространения, указанное оруденение практического значения не имеет [Геологическая..., 1983].

Верхний протерозой, рифейская эонотема

Согласно серийной легенде [Легенда ..., 2009] рифейские отложения слагают первый плитный ярус Сибирской платформы. Однако на северо-востоке Анабарской антеклизы между Анабарским, Оленекским и Мунским сводами по данным МОГТ-2D и глубокого бурения обосновано отнесение нижнепротерозойских образований к базальному комплексу чехла Сибирской платформы [Старосельцев и др., 2013]. Мощность рифейских отложений на большей части территории не превышала 2,0–2,5 км и лишь в рифтогенных структурах могла достигать нескольких километров. Они с резким угловым несогласием залегают на глубоко денудированной поверхности архейско-раннепротерозойского фундамента, перекрытого местами раннепротерозойскими корами выветривания, и, несогласно со стратиграфическим перерывом, перекрываются вендско-фанерозойскими отложениями. В региональной стратиграфической шкале нижней части рифейского осадочного чехла в Анабарской, Оленёкской и Маганской тектонических провинциях севера Сибирской платформы соответствует мукунская серия [Ян-жин-Шин и др., 2002ф]. Это мощная (более 750 м) толща кварцевых аренитов, сохранившихся от эрозии на поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы в основном на западном и северном склоне Анабарского поднятия [Комар, 1966; Злобин Голованов, 1970], по наличию которой выделяется Мукунский бассейн континентальной седиментации [Петров, 2011; 2014]. Мукунская серия состоит из трех согласно залегающих свит: ильинской, бурдурской и лабазтахской. Мукунские песчаники согласно перекрываются мощным (примерно 900 м) разрезом шельфовых глинисто-карбонатных отложений билляхской серии, которая в свою очередь также расчленена на несколько свит. На территории листа R-49 отложения рифея вскрываются вдоль северных склонов Анабарского щита, в пределах Котуйканской (северо-западный склон) и Анабарской (северо-восточный склон) СФЗ Котуйкан-Анабарской СФО. Наиболее полный разрез рифея в пределах Котуйкан-Анабарской СФО установлен в Котуйканской СФЗ, где он представлен (снизу-вверх) *ильинской*

(RF_{1il}), бурдурской (RF_{1br}), лабазстахской (RF_{1lb}), устьильинской (RF_{1ul}), котуйканской (RF_{1kt}), неюлээхской (RF_{2nk}) и чурбукской (RF_{3cb}) свитами. На территории Анабарской СФЗ из разреза выпадают ильинская, бурдурская и устьильинская свиты. Площадь листа R-49 охватывает незначительную северо-восточную часть обширной Котуйканской СФЗ, где отложения рифея представлены лишь ильинской (RF_{1il}), бурдурской (RF_{1br}), лабазстахской (RF_{1lb}), устьильинской (RF_{1ul}) и котуйканской свитами (рис. 13).

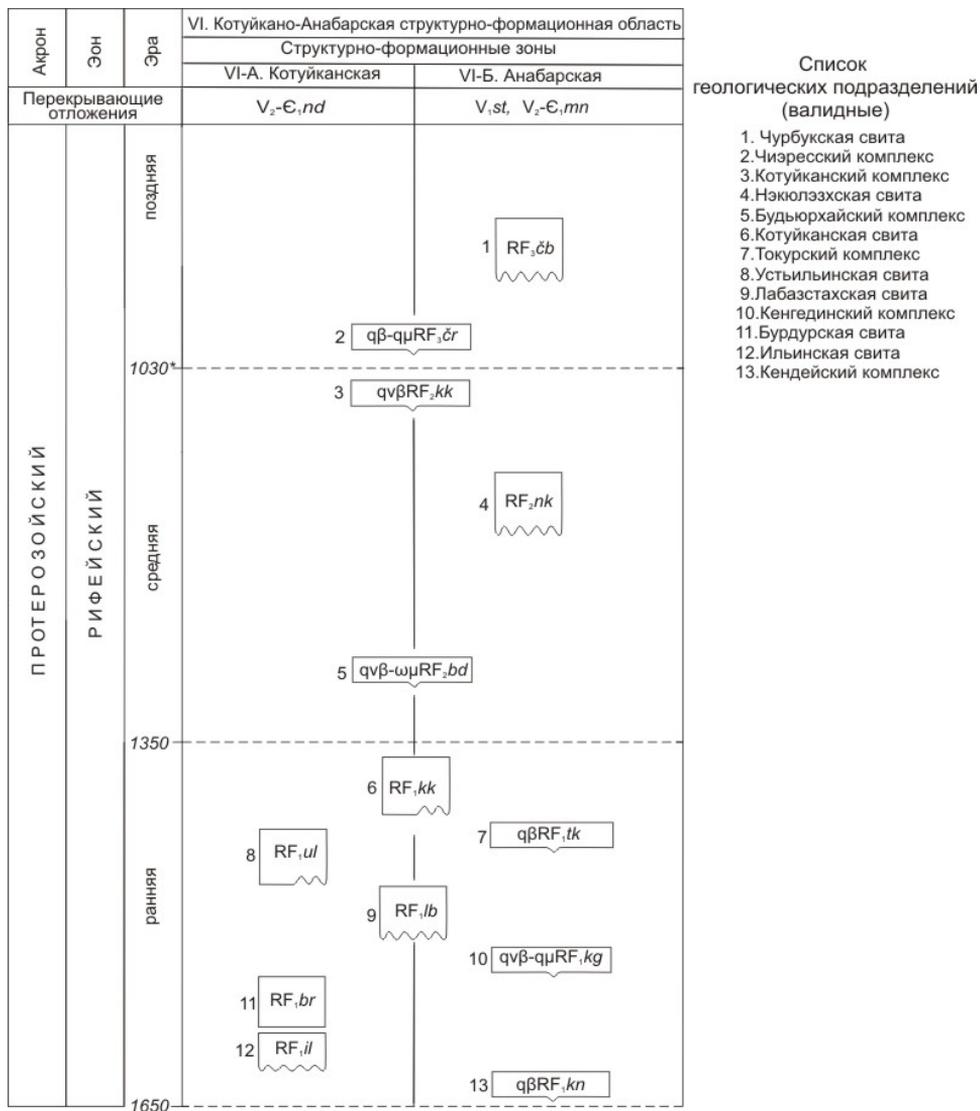


Рис. 13. Схема корреляции рифейских образований

Ильинская и *бурдурская* свиты представлены наиболее древней на Сибирской платформе красноцветной конгломерат-гравелит-песчаниковой формацией. Несогласно и со стратиграфическим перерывом они последовательно перекрываются сероцветными конгломерат-гравелит-песчаниковыми образованиями *лабазстахской* свиты, которая – в свою очередь – доломит-песчаниково-аргиллитовыми *устыльинской* и пестроцветными песчаниково-мергельно-доломитовыми образованиями *котуйканской* свиты. Общая мощность отложений нижнего рифея достигает 1,9–2,0 км. С большим стратиграфическим перерывом и угловым несогласием нижнерифейские отложения местами перекрываются сероцветными кремнисто-доломитовыми образованиями *некюлээхской* свиты среднего рифея, которые

– также со стратиграфическим перерывом и несогласием – верхнерифейскими пестроцветными гравелито-песчано-доломитовыми образованиями *чурбукской* свиты.

В Анабарской СФЗ на основе U-Pb датирования детритового циркона из верхнепротерозойских отложений установлено, что стратиграфия рифейских толщ на севере и на юге различается [Худолей и др., 2007, 2009, Купцова и др., 2015]. На севере весь разрез имеет раннерифейский возраст, на юге мощность отложений этого возраста сокращается до 70 м, а вся вышележащая толща является верхнерифейско-вендской.

Нижнерифейская эратема

Ильинская свита (RF_{1il}). Отложения свиты выходят на дневную поверхность на водоразделах и по долинам рек Тугутур, Кыстык-Юрях, Кюнкюй-Рассоха, Налим-Рассоха, Сюренче-Юреге. Они с резким угловым несогласием залегают на раннепротерозойских и архейских образованиях кристаллического фундамента и местами на их коре выветривания. Впервые отложения свиты были выделены и описаны М. Т. Кирюшиной и Л. В. Климовым в 1950 г. в верхнем течении р. Илья под одноименным названием, но в ранге подсвиты мукунской свиты. Стратотип находится на р. Котуйкан вблизи устья р. Вюрбюр (лист R-48). В стратотипическом разрезе [Опорный разрез..., 1970] свита подразделена на две подсвиты: нижнюю, мощностью 70–80 м, сложенную пестроцветными брекчиями, конгломератобрекчиями и гравелитами, и верхнюю, мощностью 155–160 м, почти нацело сложенную гравелитами и грубозернистыми гравелитистыми песчаниками с рассеянной в них галькой. Выделяемые в стратотипе в верхах разреза нижней подсвиты «основные эффузивы» [Опорный разрез..., 1970; Решение..., 1983], по данным А. Л. Гроздилова, Т. Л. Гольдбурга и Н. А. Тимашкова [Геологическая..., 1974], отмечены только в стратотипическом разрезе. Повидимому, указанные породы являются интрузивными образованиями, широко развитыми в данном районе. Последующими работами [Куликов и др., 1984ф] подобные образования вскрывались скважинами на разных уровнях разреза нижнего рифея, включая и ильинскую свиту.

На рассматриваемой территории рифейские отложения Котуйканской СФЗ и, в частности, ильинской свиты были детально исследованы в процессе групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [Куликов и др., 1984ф].

Описание изученного разреза свиты, в целом, совпадает со стратотипическим. На основании изменчивости гранулометрического состава по разрезу свита была подразделена на две подсвиты нижнюю и верхнюю. Нижняя под-свита, мощностью 76–78 м, сложена грубообломочными несортированными конгломератобрекчиями и гравелитами, состоящими из обломков коры выветривания, кварцитов, кварца и кремнистых пород.

Отложения верхней подсвиты, мощностью 128–132 м, представлены ритмичнослоистыми красноцветными кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов и гравелитистых песчаников. Для подсвиты характерны горизонтальные, тонко- и среднеслоистые типы текстур, знаки ряби на поверхностях наслоения. Общая мощность ильинской свиты 225–240 м.

Анализ гипсометрического положения нижней границы ильинской свиты позволяет считать, что она имеет вид пологоволнистой, наклонной на север под углом 2–3° поверхности. Возраст отложений свиты на рассматриваемой территории фаунистически не охарактеризован. В стратотипическом разрезе в отложениях нижней подсвиты установлен бедный в видовом отношении наиболее древний верхнедокембрийский комплекс микрофоссилий, представленный в основном *Gloeocapsomorphites faveolatus* It., в подчиненном *Prolaminarites gulosus* It и единичные *Protoleiosphaeridium infriatum* Andr., *P. debilum* Andr., *P. flexuosus* It., *Trachysphaeridium ruminatum* Andr. и *Contextus laevisus* Andr. В верхней подсвите появляются *Protoleiosphaeridium cellu-laris* It. [Опорный разрез..., 1970, Проблемы стратиграфии, 1989].

Бурдурская свита (R_{F1br}) представлена толщей красноцветных, существенно песчанистых пород согласно залегающей на гравелитах ильинской свиты и несогласно с размывом перекрываемой отложениями лабазстакской свиты. Впервые отложения свиты были выделены и описаны М. Т. Кирюшиной и Л. В. Климовым в 1950 г. в разрезе по р. Котуйкан под одноименным названием, но в ранге подсвиты мукунской свиты. Стратотип находится на р. Илья вблизи устья р. Бурдур и ниже устья р. Вюрбюр, где его мощность составляет 275 м. М. Н. Злобин и Н. П. Голованов [Опорный разрез..., 1970]. В стратотипическом разрезе установлены верхнедокембрийские микрофоссилии *Contextus laevisus* Andr., *Protoleiosphaeridium debilum* Andr., *P. sorediforme* Tim., *Leiosphaeridium sphaericum* Andr., *Trachisphaeridium com-planatum* Andr., *Pseudozonosphaeridium glomerabilum* Andr [Опорный разрез..., 1970].

В 1979 г. Ю. П. Куликовым на площади листа R-48-XII, недалеко от западной границы листа R-49, [Куликов и др., 1979ф; Государственная..., 1987] отложения свиты по литологическому составу и текстурно-структурным признакам впервые были расчленены на три подсвиты (возраст отложений органическими остатками не охарактеризован). Типовой разрез вскрыт в скв. 2, 4, 5, пробуренных на правом берегу верхнего течения р. Фомич. Нижняя под-свита сложена весьма однообразными кварцевыми красноцветными мелкозернистыми песчаниками мелкозернистыми горизонтально- и косослоистыми с редкими линзами гравелитов (140–193 м). Верхняя граница подсвиты проведена по подошве пачки грубозернистых кварцевых песчаников, начинающих разрез средней подсвиты. Средняя подсвита сложена разнозернистыми красноцветными кварцевыми песчаниками косослоистыми с многочислен-

ными, равномерно распределенными по разрезу, линзами и прослоями кварцевых гравелитов (120–130 м). Для разреза верхней подсветы характерно ритмичное переслаивание крупнозернистых красноцветных кварцевых песчаников и светлоокрашенных мелкозернистых гравелитов (150–160 м). Максимальная вскрытая мощность свиты 485 м. При этом отмечается, что в северной части района мощность свиты сокращается и отложения местами размыты. Мощность отложений бурдурской свиты на листе R-49 275–485 м.

Далее на восток в районе р. Сюренче-Юреге и нижнего течения р. Налим-Рассоха отложения бурдурской свиты представлены лишь нижней подсветой и имеют общую мощность 230–240 м. На территории Анабарской СФЗ отложения бурдурской и ильинской свит полностью отсутствуют.

Лабазстахская свита (RF_{1b}). Выходит на дневную поверхность в пределах обеих рифейских СФЗ. На территории Котуйканской СФЗ свита имеет слабое площадное распространение. Ее отложения протягиваются узкой полосой в верховьях р. Хастыр и по долине р. Фомич, где они согласно (в отличие от отложений стратотипического разреза) [Государственная..., 1987] залегают на отложениях бурдурской свиты и перекрыты отложениями устьи-льинской свиты и кембрия.

Стратотипом свиты является песчано-гравелитовая толща, обнажающаяся по р. Котуйкан у устья р. Лабазстах, где она залегают на размытой поверхности отложений бурдурской свиты. Критерием для выделения этих отложений в самостоятельную свиту послужило наличие в них полевого шпата, что резко отличает их от отложений ильинской и бурдурской свит, сложенных исключительно кварцевыми песчаниками. Мощность стратотипического разреза 150–160 м. По литологическим особенностям свита подразделяется на две подсветы: нижнюю – песчаниковую и верхнюю – конгломерато-гравелитовую. В стратотипическом разрезе отложения свиты содержат разнообразные по составу верхнедокембрийские микрофоссилии: характерны многочисленные *Gloeocapsomorpha faveolatus* It., широко распространены *Contextus laevisus* Andr., *Protoleiosphaeridium cellularis* It., появляются новые виды *Protoleiosphaeridium sigillarum* Andr., *P. fluctuosum* Andr., *P. araneosum* Andr., *Leiosphaeridium eisenacki* Tim., *L. particularum* Andr., *Pseudozonosphaeridium populosum* Andr., *Symplassosphaeridium inerustatum* Tim. В верхней подсвете видовой состав микрофоссилий более разнообразный [Опорный разрез..., 1970].

На территории Котуйканской СФЗ наиболее полный разрез свиты вскрыт на водоразделе рек Фомич- Фомичкан и имеет следующее строение и состав:

1. Ритмичное переслаивание светло-вишневых средне- и крупнозернистых косослоистых полевошпат-кварцевых песчаников и гравелитов с галькой кварца и кварцевых песчаников – 30 м.

2. Ритмичное переслаивание светло-розовых, желтовато-серых горизонтально- и косослоистых мелко- и среднезернистых полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников – 100–105 м.

3. Ритмичное переслаивание буровато-вишневых, желтовато-серых, горизонтальнослоистых, плитчатых и массивных, косослоистых мелко-, средне- и крупнозернистых полевошпат-кварцевых песчаников – 20–25 м.

Общая мощность свиты в разрезе 150–160 м. Возраст отложений органическими остатками не охарактеризован. Радиологический возраст верхней подсвиты лабазтахской свиты по глаукониту 1540 млн лет. [Государственная..., 1987].

На территории Анабарской СФЗ свита залегает на архейском кристаллическом фундаменте, местами с корой выветривания раннепротерозойского возраста, и с размывом перекрывается котуйканской свитой нижнего рифея. Здесь, в условиях плохой обнаженности, опорный разрез свиты составлен по разрозненным обнажениям р.р. Налим, Куччугуй и Улахан-Старая [Государственная..., 1985].

Свита сложена терригенными грубообломочными породами, в нижней части - белыми и серыми полевошпат-кварцевыми песчаниками и кварцито-песчаниками с линзами кварцевых гравелитов. Последние включают гальку и валуны красноцветных кварцито-песчаников и белого кварца. В средней части песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые разнозернистые до гравелитистых, пестроцветные с преобладанием красноцветных оттенков (от фиолетово- и оранжево-серых до вишнево-красных), обычно косослоистые. В песчаниках часто встречаются хорошо окатанная галька и валуны кварца, гранитогнейсов, кремней, кремнистых алевролитов и сланцев, образующие линзовидные скопления и маломощные (до 1,5 м) прослои гравелитов и конгломератов. Верхняя часть свиты сложена аркозовыми песчаниками. Цемент кварцевый или кремнисто-глинистый с гидроокислами железа, а в верхней части свиты – доломитовый. По всему разрезу свиты встречается глауконит, наиболее характерный для ее верхней части. Породам свиты свойственны грубая, нередко косая слоистость, знаки волновой ряби, следы течений и трещины усыхания на поверхностях напластования. Мощность свиты в пределах восточного склона Анабарского щита колеблется от 16 до 240 м.

Устьильинская свита (RF_{1ul}) имеет развитие только на территории Котуйканской СФЗ в северо-восточной части листа. Свита вскрывается по долинам рек Хастыр и Фомич, где она согласно или с небольшим размывом [Государственная..., 1987] залегает на отложениях лабазтахской свиты и перекрывается отложениями котуйканской свиты и кембрия. Для отложений свиты характерно переслаивание бурых, коричневатых-серых до черного, мелко- и среднезернистых аргиллитов и алевролитов с маломощными прослоями светло-розовых и серых доломитов, песчаных доломитов и песчаников.

Стратотип установлен на правом берегу р. Котуйкан, в 2,5 км выше устья р. Ильи. По характеру переслаивания и преобладанию тех или иных пород в стратотипе выделено три пачки. В отложениях свиты установлен весьма разнообразный верхнекембрийский комплекс микрофоссилий типа *Laminarites antiquissimus* Eichwald. Впервые появляются *Protoleiosphaeridium subcrassatum* Andr., *P. planum* Andr., *P. angulatum* Andr., *P. clarum* Andr., *P. conglutinatum* Tim., *P. leguminiformis* Andr., *P. nervatum* Andr., *Trachysphaeridium pabellare* Tim., *T. dlebilum* Andr., *Laminarites antiquissimus* Eichw. f. *perforatus* Pt., *L. antiquissimus* Eichw. f. *poratus* Andr. Радиологический возраст пород по глаукониту (K-Ar) из нижней части разреза 1470, 1480 млн лет [Гаррис и др., 1964; Опорный разрез..., 1970.]. Приведенные данные свидетельствуют о раннерифейском времени формирования отложений свиты.

Наиболее полный разрез свиты на рассматриваемой территории обнажается на правобережье р. Фомич в районе устья р. Согыр (Лист R-49-I), в котором по литологическим особенностям выделяются две пачки. Нижняя пачка представлена ритмичным переслаиванием массивных и плитчатых средне- и мелкозернистых полевошпат-карцевых песчаников и темно-серых аргиллитов с прослоями светло-розовых и серых доломитов, песчаных доломитов и линзами гравелитов в нижней части. Верхняя пачка сложена ритмичным переслаиванием бурых и грязно-желтых средне- и мелкозернистых алевролитов и темно-серых до черного слюдястых аргиллитов. Мощность свиты здесь составляет 50 м, возраст отложений органическими остатками не охарактеризован [Государственная..., 1987].

Важной особенностью отложений усть-ильинской свиты является присутствие в ней рассеянного органического вещества (РОВ), что позволяет считать ее одной из древнейших нефтематеринских толщ осадочного чехла Сибирской платформы [Пономарева, Соболев, 2013]. РОВ усть-ильинской свиты по молекулярно-массовому распределению ациклических УВ-биомаркеров и облегченному составу углерода сходно с органическим веществом более молодых по возрасту рифейских нефтематеринских пород (НМП) Сибирской платформы (аянская толща, малгинская свита). Судя по пиролитическим данным, оно обладает несколько пониженным генерационным потенциалом по сравнению с этими НМП [Пономарева, Соболев, 2013].

Котуйканская свита (RF_{1kt}). Отдельные выходы на дневную поверхность вскрываются из-под кембрийских отложений в долине р. Фомич, ниже устья р. Синильга в северо-западной части Котуйканской СФЗ, где отложения свиты согласно, с постепенным переходом, залегают на породах усть-ильинской свиты.

В пределах Анабарской СФЗ свита залегают вдоль всего северо-восточного склона Анабарского плато на частично размытых отложениях лабазстахской свиты и, местами, в юго-восточной части района с угловым несогласием непосредственно на кристаллических породах щита. Перекрывается она, также с размывом, отложениями нектюлээхской свиты.

Сложена свита доломитами преимущественно строматолитовыми серыми и красноцветными (до вишнево-красных) массивными, горизонтально- и косослоистыми, со стяжениями кремней; переслаивающимися с глинистыми и песчанстыми разностями и более редкими прослоями и линзами алевролитов, мергелей, глинистых сланцев и разнозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников.

Стратотипический разрез свиты составлен по обнажениям р. Котуйкан (от устья р. Ильи до устья р. Некюлех). Котуйканская свита представляет собой сложную по составу и разнообразную по окраске толщу пород с многочисленными пластами строматолитов, онколитов и катаграфий. На основании этих различий она подразделена на две подсвиты: нижнюю (223–276 м) и верхнюю (167–174 м). Нижняя граница верхней подсвиты проводится по кровле темно-серых доломитов и по исчезновению в разрезе столбчатых строматолитов (доломитов с *Baicalia tchumnachica* f. n.).

Нижняя подсвита фаунистически характеризуется находками нижнерифейских столбчатых строматолитов *Kussiella taeniata* Gol. f. n., *Colonnella*

plagulata Gol. f. n., *Platella ansata* Gol. f. n., и др., пластовые *Irregularia zonata* Gol. f. n., *Conophyton cylindricus* Masl. и *Kussiella aegussa* Gol. f. n., *Conusella regularis* Gol. f. n., *C. irregularis* Gol. f. n., *Kussiella kussiensis* Kryl. и *Colonnella disereta* Komar et. Gol. Впервые появляются онколиты *Osagia pulla* Z. Zhur., *Osagia kotuikanica* Milst. и катаграфии *Vesicularites rotundus* L. Lhur. Верхняя - пластовыми формами *Stratifera perticusa* Gol. f. n. и *S. kotuikanica* Gol. f. n. Из онколитов присутствуют *Osagia pulla* Z. Zhur, из катаграфий - *Glebosites ninae* Korol. желваковыми и пластовыми строматолитами *Nucleella* cf. *ribrosa* Komar. и *N. cf. figurata* Komar., *Microstylus perticus* Gol. f. n., *Irregularia glebulosa* Gol. f. n. и разнообразным составом микрофитоцитов. Ведущая роль принадлежит *Radiosus kotuikanicus* Milst. f. n., *Volvatella biljachica* Milst. f. n. и *Glebosities gentillis* Z. Zhur. Комплекс микрофоссилий котуйканской свиты в целом аналогичен комплексу устьильинской.

Выходы отложений котуйканской свиты в долине р. Фомич, мощностью 80–90 м, являются нижней частью разреза нижней подсвиты и представлены ритмичным чередованием (0,1–2,5 м) тонкоплитчатых глинистых и глинисто-доломитистых известняков, известково-глинистых доломитов, мергелей, алевролитов и аргиллитов. Строматолиты во всех разностях пород представлены в основном столбчатыми формами [Государственная..., 1987].

На северо-восточном склоне щита аналогичные отложения ранее выделялись [Лопатин, 1963; Геологическая карта..., 1969] как нижне- и среднебилляхская подсвиты. Изучение строматолитов [Комар, 1966] показало, что названные подсвиты стратиграфически соответствуют котуйканской свите. Типовой разрез ее вскрывается по р. Дюкен и на широтном участке р. Бол. Куонамка. По сравнению со стратотипом он отличается сокращенной мощностью и более значительным присутствием терригенного материала.

Здесь котуйканская свита подразделена на две подсвиты. Нижняя подсвита мощностью 60–85 м сложена переслаивающимися светло-серыми, желтовато-серыми и красновато-серыми массивными доломитами с онколитовыми полусферическими образованиями и песчаниками с прослоями и линзами глинистых, песчаных и брекчиевидных доломитов. Песчаники кварцевые мелко- и среднезернистые косослоистые серого и розовато-серого цвета с линзовидными прослоями кварцевых гравелитов и конгломератов. Верхняя подсвита мощностью 70–90 м представлена частым переслаиванием пестроокрашенных песчаных доломитов, серых строматолитовых доломитов, полосчатых вишнево-красных доломитов, тонкоплитчатых глинистых доломитов и кварцевых песчаников с глауконитом. Среди песчаников встречаются линзы кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Нижняя граница верхней подсвиты проводится по кровле пачки полусферических строматолитов. Общая мощность котуйканской свиты на листе R-49 составляет 130–450 м. В южной части района присутствует только нижняя подсвита мощностью около 50 м. В строматолитовых доломитах нижней подсвиты определены нижнерифейские строматолиты *Kussiella kussiensis* Masl., а в нижней части верхней подсвиты – *Stratifera undata* f. n. и *Microstylus perplexus* gr. et. f. [Комар, 1966] и споры рода *Zopholigotrites*.

При обосновании возраста котуйканской свиты, следует отметить, что она содержит типично раннерифейскую ассоциацию строматолитов, включаю-

щую *Kussiella kussiensis*, *Omachtenia omachtensis*, и *Collonella discreta* [Комар, 1966; Злобин, Голованов 1970; Серебряков, 1975]. Современный обстоятельный анализ микрофоссилий из котуйканской свиты, опубликованный в 2015 году [Vorob'eva et al., 2015] подтверждает ее вероятный раннерифейский возраст. Имеющиеся изотопные данные также свидетельствуют о раннерифейском возрасте. Наиболее поздний U-Pb возраст детритовых цирконов из базальных слоев мукунской серии (ильинская свита) составляет 1690 ± 9 млн лет [Худолей и др., 2007; Khudoley et al., 2007b]. Sm-Nd изотопные данные по дайкам, пересекающим котуйканскую свиту, дают возраст 1513 ± 51 млн лет (Веселовский и др., 2006). K-Ar и Rb-Sr датировки глауконита из базальных слоев усть-ильинской свиты, подстилающей котуйканскую, дают возраст 1459 ± 10 и 1483 ± 5 млн лет (Горохов и др., 1991). Изотопный состав углерода по профилю через котуйканскую свиту также не противоречит ее раннерифейскому возрасту [Knoll et al., 1995]. Таким образом, по комплексу биостратиграфических, хроностратиграфических и хемотратиграфических данных формирование котуйканской свиты происходило в нижнем рифее около 1500 млн лет назад [Vorob'eva et al., 2015].

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ И ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМЫ

Некюлээхская и чурбукская свиты нерасчленённые (RF₂nk-RF₃čb). Отложения обеих свит ранее были известны как верхнебилляхская подсвита [Лопатин, 1963; Геологическая карта..., 1969], а позднее как юсмахстахская свита [Решения..., 1983]. В составе юсмахстахской свиты выделялись две подсвиты. Нижняя подсвита (в объеме 1 и 2 пачек верхнебилляхской подсвиты) относилась к среднему рифею, а верхняя (в объеме 3 пачки верхнебилляхской подсвиты) к среднему и верхнему рифею. Вместе с тем, граница между нижней и верхней подсвитами по комплексу строматолитов [Комар, 1966] отвечает границе среднего и верхнего рифея и условно проводится по кровле пачки строматолитовых доломитов с *Colonnella cormosa* Ком.

Различия между подсвитами также хорошо устанавливаются по строению ритмов, характеру переслаивания, количественному соотношению пород и резкой смене видового состава органических остатков. Это, а также несогласное залегание отложений верхней подсвиты на породах нижней, привели М. Н. Злобина [Злобин, 1968] к выводу о возможности перевода подсвит в разряд свит. Этим свитам были предложены новые названия – некюлээхская и чурбукская. Приведенные выше данные с учетом того, что на границе подсвит происходило формирование котуйканского и чизресского магматических комплексов, охватывающее интервал времени около 200 млн лет, дали основание авторам легенд Анабарской серии листов Госгеолкарты-200/2 и Анабаро-Виллойской серии листов Госгеолкарты-1000/3 перевести подсвиты юсмахстахской свиты в ранг свит: некюлээхской, соответствующей нижней подсвите и чурбукской – верхней подсвите. Однако, поскольку во время проведения среднемасштабной геологической съемки восточного склона Анабарского щита в 1964-1973 гг. [Геологическая карта..., 1967, Геологическая

карта..., 1984, Государственная..., 1985], рассматриваемые отложения были закартированы как *нерасчлененная верхнебилляхская подсвита* в настоящее время разделить поля развития этих свит на Госгеокарте-1000/3 листа R-49 не представляется возможным.

Отложения объединенных свит выходят на дневную поверхность полосой, от 5 до 20 км шириной, вдоль всего восточного склона щита, от верховьев р. Старая на севере до бассейна р. Мюнюсях на юге, залегая со стратиграфическим несогласием на отложениях котуйканской свиты и перекрываясь, также с размывом, вендскими отложениями старореченской свиты. Они представлены разнозернистыми косослоистыми слабосцементированными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, желтовато-серыми доломитами и известковистыми доломитами некулээхской свиты и массивными пестроокрашенными пятнистыми доломитами с прослоями оолитовых известковистых доломитов и доломитовых брекчий чурбукской. Мощность отложений объединенных свит на юго востоке достигает 300 м, постепенно снижаясь на север, и в бассейне р. Улахан - Хос-Юрях составляет 60–65 м, а затем снова возрастает в бассейне р. Старая до 125–135 м [Геологическая карта..., 1983].

Предвендская кора выветривания развита на южном склоне Анабарского щита в западинах рельефа (бассейн рр. Кункукан; Мюнюсях), где она представлена песчано-глинистым материалом с обильной дресвой гнейсов и гнейсовидных гранитов. Предвендские коры также формировались по продуктам разрушения отложений рифея и многочисленным рифейским дайковым образованиям до начала накопления отложений венда. В пределах листов R-49-XXVII, XXVIII кора выветривания встречается в виде разрозненных пятен вдоль контакта кристаллических пород архея с карбонатными венда (старореченская свита). Местами отмечена приуроченность ее к зонам разломов, что позволяет предполагать наличие в районе линейной коры выветривания. Во всех случаях она трансгрессивно перекрывается карбонатными отложениями старореченской свиты венда. Материнскими породами обычно являются мигматизированные и катаклазированные метаморфические породы и в редких случаях рифейские долериты, которые при проведении ГСР-200 [Мащак и др., 1967] были вскрыты шурфом глубиной 25 м под отложениями венда. По условиям образования кора выветривания подразделяется на остаточную и переотложенную [Геологическая..., 1984]. Остаточная кора выветривания в нижних частях разреза представлена трещиноватыми породами бурого, кирпично-красного и темно-зеленого цвета, сохранившими облик материнских пород и первичный минеральный состав, но обладающими повышенной ломкостью. Выше по разрезу породы сильно разрушены и сохранились лишь в виде дресвы и небольших по размеру обломков, погруженных в песчано-глинистый субстрат коричневатого-серого цвета. Глинистый материал составляет до 40 % объема породы. В состав песчаного материала входят: плагиоклаз (10–15 %), кварц (30–40 %), калиевый полевой шпат (5–10 %) и слюды (30–40 %). Щебень отличается от материнских пород характерной кирпично-красной окраской, обусловленной бурыми гидроокислами железа. В большинстве своем он сохраняет текстуру и структуру материнских пород и состоит из мутных пелитизированных зерен полевого шпата и почти неизме-

ненных зерен кварца. Темноцветные минералы и основные плагиоклазы разложены с образованием гидроокислов железа, мусковита, серицита и соссюрита. В наиболее интенсивно разрушенных породах внутри кристаллов полевых шпатов появляются новообразования рассеянных чешуек гидрослюды. Поры и трещины породы заполнены агрегатом из гидрогётита, чешуек гидрослюды и глинистых минералов. Этот агрегат, разъедая зерна кварца и полевых шпатов, иногда полностью замещает последние. Магнетит превращен в гидроокислы железа, а минералы титана – в лейкоксен и анатаз. Вскрытая мощность 6,8 м.

Переотложенная кора выветривания представлена переслаивающимися глинистыми песками и песчаниками, четко различающимися по составу и окраске. В целом преобладают темно-зеленые и бурые цвета. Мощность слоев колеблется в пределах 5–10 см. Пески и песчаники в основном полевошпат-кварцевого состава с гидрогётит-глинисто-слюдистым цементом, иногда настолько интенсивное, что зерна приобретают скелетные формы. Содержание минералов, неустойчивых к процессам выветривания (калиевые полевые шпаты, пироксены, амфибол и др.), увеличивается в нижних частях разреза коры выветривания. Мощность 1,7 м.

Время формирования коры выветривания ограничивается временем отложения пород старореченской свиты. Нижний возрастной предел образования коры выветривания определяется тем, что процессами изменения захвачены не только кристаллические породы архея, но и рифейские дайки долеритов, возраст которых 1240–1570 млн лет [Геологическая ..., 1984]. Судя по возрасту чопкинского комплекса рифея, довендский перерыв в осадконакоплении составлял около 250–300 млн лет [см. отзыв М.С. Мащака на отчет Свириденко и др., 2013ф].

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА ТЕМА

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА - КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Вендско-кембрийские образования широко распространены на склонах Анабарской антеклизы к северу, северо-востоку и к югу от выходов пород кристаллического щита. Эти отложения в совокупности представляют единый структурный ярус, отражающий крупный геотектонический цикл осадконакопления, начало которому было положено в венде после длительного перерыва и значительного размыва пород рифея и раннедокембрийского кристаллического фундамента. В вендское время формировались отложения пестроцветной терригенно-карбонатной формации. Трансгрессия достигла наиболее высокого уровня в нижнем-среднем кембрии, в котором преобладают образования карбонатной и галогенно-карбонатной формаций. Завершился геотектонический цикл в верхнем кембрии формированием терригенно-карбонатных толщ, фиксирующих регрессивные условия осадконакопления. В отличие от рифейского периода, образования которого выполняют локальные структуры типа впадин и авлакогенов, начиная с венда происходит формирование единого ареального чехла платформ. При этом важной осо-

бенностью венд-кембрийских разрезов региона (в частности – площади листа R-49) является наличие сравнительно постепенных переходов от верхнего венда к нижнему кембрию, даже в пределах единых свит (немакитдалдынская, манькайская). Выделение в регионе вендских отложений и рассмотрение их в геотектоническом плане в совокупности с кембрийскими образованиями началось после того, как на р. Старой (левый приток р. Бол. Куонамка) была выделена *старореченская свита* как обособленное геологическое подразделение [Комар, 1961], завершающее разрез верхнего протерозоя. Отложения свиты с резким угловым несогласием и крупным перерывом залегают на размытой поверхности докембрийского фундамента и средне-верхнерифейских доломитах. В этой местности (восточный склон Анабарского щита, Анабаро-Куонамская СФЗ) вскрывается неполный (85–100 м) разрез свиты.

Наиболее полно отложения старореченской свиты представлены на площади Мойеро-Оленёвской СФЗ, на южном склоне Анабарского щита, где они в виде полосы шириной до 15 км, также, как и на р. Старой, залегают на кристаллических породах раннего докембрия, на их коре выветривания и на размытых отложениях среднего рифея. Южнее и юго-восточнее листа R-49 венд-кембрийские отложения скрыты под более молодыми толщами фанерозоя и там, в качестве стратотипической местности с хорошо представленным венд-кембрийским разрезом, рассматривается площадь, разбуренная глубокими скважинами по р. Мархе (лист Q-50-ХIII), где наиболее полным является разрез Мархинской опорной скважины. Именно в нём верхнепротерозойские отложения были расчленены на рифейские, вендские и фаунистически охарактеризованные кембрийские [Грицик, 1969]. Однако впоследствии, на основании детальных литостратиграфических исследований и изучения органических остатков, состав разреза был принципиально уточнён. Наличие рифейских образований здесь не подтвердилось и в основании разреза стали выделять залегающую на кристаллическом фундаменте вендскую старореченскую свиту и перекрывающую её манькайскую свиту, также отнесённую к венду, а в верхней части - нижнекембрийскую эмьяксинскую свиту [Кутейникова и др., 1973; Колосов, 1977; Леви, 1978].

В таком виде разрез был включён в региональную стратиграфическую схему докембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы [Решения..., 1983]. В ходе дальнейших работ были внесены коррективы в состав и строение разрезов вендских старореченской и манькайской свит, проведена геолого-геофизическая корреляция венд-нижнекембрийских разрезов всех глубоких скважин региона и естественных разрезов на южном склоне Анабарского щита, в результате чего было произведено детальное сопоставление вендских свит разреза Мархинской опорной скважины, Прианабарья и внутренних районов платформы [Шишкин, 1990; Шишкин, Журавлёва, 1990].

В соответствии с принятым в Анабаро-Виллюйской серийной легенде районированием венд-кембрийские отложения листа R-49 входят в состав Юдомо-Оленёвской структурно-формационной области и относятся к трём СФЗ – Фомич-Рассохинской, Анабаро-Куонамской и Мойеро-Оленёвской (рис. 14).

Период	Эпоха	Век	Горизонт	V. Юдомо-Оленёкская структурно-формационная область			
				Структурно-формационные зоны			
				V-А. Фомич-Рассохинская	V-Б. Анабаро-Куонамская	V-В. Майеро-Оленекская	
Перекрывающие отложения					P ₁ kt		
КЕМБРИЙСКИЙ	поздняя	Батырбайский	Хос-нелегерский				
		Аксайский					
		Сакский	Кутугунский				
		Аюсокканский 500*	Чомурдахский			15 E ₁ ck	
	средняя	Майский	Силигирский	1 E ₁ dl	8 E ₁ an	9 E ₁ zl	10 E ₁ ol
			Джахтарский				
			Оленекский	2 E ₁ cm			
		Амгинский	Суорбалахский				
			Саланканский				
			Торкукуйский				
	Кыранский					11 E ₁₋₂ kn	
	ранняя	Тойонский 509		3 E ₁ pp			
Ботомский 526			4 E ₁ kj				
Атдабанский 529			5 E ₁ pj			12 E ₁ em	
Томмотский			6 E ₁ md				
Немакиг-Далдынский 535±1			7 V ₂ -E ₁ nd			13 V ₂ -E ₁ mn	
ВЕНДСКИЙ	поздняя	Тирский					
		Непский 570-555				14 V ₁ st	
Подстилающие отложения				AR ₁₋₂ ,PR ₁ ,RF ₃ cb	AR ₁₋₂ ,PR,RF ₃ cb		

- Список геологических подразделений (валидные)
1. Далбьская свита
 2. Чумнахская свита
 3. Полигайская свита
 4. Кизинг-юрская свита
 5. Парфен-юрская свита
 6. Медвежинская свита
 7. Немакиг-далдынская свита
 8. Анабарская свита
 9. Зеленоцветная свита
 10. Оленекская свита
 11. Куонамская свита
 12. Эмяксинская свита
 13. Манькайская свита
 14. Старореченская свита
 15. Чукукская свита

Рис. 14. Схема корреляции вендско-кембрийских отложений

Среднекембрийские отложения в Серийной легенде [Легенда..., 2009ф] в Анабаро-Куонамской и Майеро-Оленёкской СФЗ были представлены повсеместно оленёкской свитой, на которой в Майеро- Оленёкской СФЗ залегают

джахтарская и силигирская свиты, а в Анабаро-Куонамской – зеленоцветная и анабарская. Зеленоцветная свита (E_{2z1}) выделенная М. Н. Злобиным в 1958 г [Стратиграфический словарь, 1975] в бассейне р. Оленёк на южном склоне Анабарского щита является стратиграфическим аналогом объединенных джахтарской и силигирской свит Уджинско-Мунской фациальной подзоны. В опорных разрезах на территории Анабаро-Куонамской СФЗ, в отличие от стратотипического, свита не имеет прослоев грубообломочных и глинистых пород. По литологическому составу и набору фауны она ничем не отличается от джахтарской свиты, что вызывает сомнения в правомочности здесь ее выделения. На северо-востоке площади листа R-49 известняки зеленоцветной свиты фациально замещаются доломитами анабарской свиты.

Образования свиты – это крупная органогенная постройка – биостромный массив, который, по мнению Т. В. Пегель, является частью региональной кембрийской рифовой системы (Анабаро-Нижнеленской), трассирующейся от низовьев р. Лены через север Оленёкского поднятия к бассейну р. Анабар и, возможно, далее к западу по северному Прианабарью. Согласно Серийной легенде анабарская свита соответствует силигирскому горизонту майского яруса. Однако анализ списка обнаруженной в ней фауны, сделанный в 2015 г. М. В. Герасимовой (ФГУНПП «Аэрогеология») показал, что возраст свиты – амгинский (суорбалтахский горизонт) – майский, и, по всей видимости, она является возрастным аналогом оленёкской, джахтарской и силигирской свит.

В связи с этим коллективом ФГУНПП «Аэрогеология», занимающегося созданием комплекта геологических основ смежного листа R-50, были разработаны предложения о внесении изменений в Серийную легенду: упразднить зеленокаменную свиту на площади Анабаро-Куонамской СФЗ, заменив ее, картируемыми здесь и ранее [Геологическая..., 1964; Геологическая..., 1973; Государственная..., 1984] джахтарской и силигирской свитами, а возраст анабарской свиты считать амгинско-майским. Данные предложения были приняты в рабочем порядке редактором Серийной легенды и, по согласованию с ним, соответствующие изменения внесены нами в легенду вендско-кембрийских отложений и на геологическую карту листа R-49 (рис. 14).

Мойеро-Оленёкская СФЗ и Анабаро-Куонамская СФЗ

Анабаро-Куонамская и Мойеро-Оленёкская СФЗ, охватывающие северо-восточное и южное обрамление Анабарского щита имеют, на площади листа R-49, существенное сходство в своем строении и истории геологического развития. В пределах обеих СФЗ вскрываются разрезы старореченской, манькайской, эмьксинской, куонамской, оленёкской, джахтарской и силигирской свит, и только отложения анабарской и чукукской свит имеют развитие исключительно в Анабаро-Куонамской и Мойеро-Оленёкской СФЗ соответственно.

Старореченская свита (V_{1st}). В Анабаро-Куонамской СФЗ, как и в стратотипической местности (район опорной Мархинской скважины), отложения свиты трансгрессивно залегают на размытой поверхности отложений

среднего рифея. В пределах района литологический состав свиты почти не меняется, мощность её также остаётся постоянной и составляет 120–130 м. Наиболее полный разрез свиты изучен по коренным выходам рек Улахан-Хос-Юрях и Огоннер-Юряге. Здесь она разделяется на две неравноценные по мощности пачки.

В основании свиты залегает пачка песчаников мощностью 8–10 м, которая является маркирующим горизонтом и прослеживается на южном и восточном склонах Анабарского поднятия. Песчаники слабосцементированные серые, розовато- и желтовато-серые, косослоистые, грубозернистые. По составу они кварцевые и полевошпатово-кварцевые. Местами (обычно ближе к подошве пачки) в песчаниках наблюдаются невыдержанные по мощности (до 3 м) линзовидные прослои серых кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов с галькой кварца и подстилающих карбонатных пород рифея.

Верхняя пачка мощностью 110–120 м представлена довольно однообразной толщей светло-серых и коричневатых-серых известковистых и алевритистых доломитов, среди которых различаются плитчатые, массивные, оолитовые, мелкообломочные и пористые разновидности. По всему разрезу наблюдаются караваеобразные концентрически скорлуповатые водорослевые образования типа *Collenia*. Для некоторых прослоев верхней пачки характерна повышенная битуминозность.

В псевдооолитовых 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 [Журавлёва, Комар, 1962].

В пределах Мойеро-Оленёвской СФЗ, на южном склоне Анабарского щита, наиболее полные разрезы свиты вскрываются в долинах рек Кенгеде, её правого притока Куранах и р. Кюэнекеян. Представлены они строматолитовыми, онколитовыми, песчанистыми и глинистыми доломитами с подчиненными прослоями песчаников и конгломератов. В основании свиты залегают песчанистые доломиты и кварцевые песчаники, средняя часть состоит из переслаивания песчанистых и онколитовых доломитов, а в верхней части разреза преобладают песчанистые доломиты. Мощность свиты 95–160 м. В строматолитовых доломитах определены *Paniscollenia amergeus* Kom., онколиты и катаграфии *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reite, *V. irregularis* Reite, *Vesicularites bothrydiophormis* (Krasnop.), *V. porrectus* Z. Zhur., *V. obseurus* Z. Zhur., *V. enormis* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur. и др., характеризующие, по заключению И. Т. Журавлевой [Шишкин, Журавлёва, 1990], осадки старореченской свиты как геологическое подразделение вендского юдомского комплекса.

По результатам исследования Rb-Sr систематики глинистых фракций в сочетании с минералогическими данными, иллит в глинистых породах старореченской свиты формировался на протяжении двух временных интервалов: около 560 и 391–413 млн лет назад [Горохов и др., 2010]. Первая генерация иллита, по-видимому, образовалась в процессе литостатического погружения старореченских осадков, а вторая - в ходе девонского этапа литогенеза.

Предполагается, что возраст первой генерации, равный ~ 560 млн лет, близок ко времени отложения старореченских осадков [Горохов и др., 2010]. Этот вывод не противоречит биостратиграфическим, хемотратиграфическим и геохронологическим данным, полученным как для пород Анабарского района, так и для вендских отложений других регионов Сибири.

Манькайская свита (V_2 - E_{1mn}) выделена Б. Г. Лопатиным, С. М. Табуновым и К. С. Забурдиным в 1958–1959 гг. со стратотипом на р. Мал. Куонамка, вблизи устья руч. Манькай [Демокидов, Лазаренко, 1964]. Отложения стратотипа представлены известняками, известковистыми доломитами и мергелями, в основании разреза - песчаники, гравелиты и конгломераты. В стратотипе манькайская свита залегает без видимого несогласия на отложениях старореченской свиты и согласно перекрывается эмяксинской свитой.

В пределах Анабаро-Куонамской СФЗ опорные разрезы изучены в береговых обнажениях и скважинах бассейна среднего течения р. Мал. Куонамка, а также в низовьях р. Бол. Куонамка, ниже устья р. Старой. Залегает свита либо без видимого несогласия, либо несогласно на доломитах старореченской свиты венда, согласно и с признаками размыва перекрывается породами эмяксинской свиты. Она фациально изменчива.

В бассейне р. Бол. Куонамка манькайская свита имеет трехчленное строение: в основании - терригенные отложения, средняя часть карбонатная, верхи сложены терригенно-карбонатными породами с маркирующими водорослевыми известняками («корилская пачка»).

В бассейне р. Дюкен свита слагает полосу северо-западного простирания шириной до 10–12 км и представлена карбонатными морскими фациями - пестроцветными известняками, часто глинистыми, алевритистыми, доломитизированными, известковистыми доломитами и мергелями. В основании повсеместно наблюдаются слабосцементированные глауконитовые кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов. Залегают они на размытой поверхности отложений старореченской свиты. Мощность свиты 100–120 м.

В нижней половине свиты содержатся микрофитоциты *Anabarites trisulcatus* Miss., *A. tristichus* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Protogertzina anabarica* Miss., а также водоросли *Renalcis jacuticus* Korde, *R. gelatinosum* Korde. В верхней половине манькайской свиты помимо многочисленных *Anabarites trisulcatus* Miss. обнаружены известковые водоросли *Renalcis gelatinosum* Korde, *Korilophyton inopinatum* Voron., неопределимые брахиоподы и колпачковые гастроподы. Таким образом, свита представляет разрез, переходный от венда к кембрию. Она содержит остатки ангустиокреид и протоконодонт, характерных для зоны *Anabarites trisulcatus* позднего венда, в верхах собраны остатки гастропод зоны *Anabarella plana* и хиолитов зоны *Allathea cana* раннего кембрия.

Авторами в 2011 г. на левом берегу р. Бол. Куонамка, в 2,5 км ниже устья р. Старой в розовато-сером алевро-глинистом тонкозернистом песчанике были обнаружены два отпечатка уникальной фауны, относящиеся к двум различным, по-видимому, одновидовым экземплярам вендобиионты (рис. 15). Как было отмечено выше, отложения манькайской свиты прослежены в опорных

разрезах из бассейна р Мал. Куонамка на северо-запад в бассейн р. Бол. Куонамка, где зафиксированы ниже устья р. Старой. Поэтому глинистые песчаники с отпечатками вендской эдиакарской фауны, скорее всего, входят в состав нижней части манькайской свиты, так как её верхняя часть фаунистически охарактеризована кембрием.



Рис. 15. Отпечатки эдиакарской фауны в алевропесчаниках манькайской свиты.

Установлено, что эдиакарская фауна приурочена к верхнему венду и существовала после крупнейшего глобального Варангерского оледенения (отражённого в тиллитах лапландского горизонта нижнего венда) сравнительно короткий промежуток времени – не более 25 млн лет. Этот период представлен на Восточно-Европейской платформе верхневендскими отложениями редкинского и частично – котлинского горизонтов, а на Сибирской платформе – горизонтами юдомия [Соколов, 1964, 1997; Федонкин, 1987; Иванцов, 2001; Состояние изученности..., 2008].

Эдиакарская фауна – первые многоклеточные бесскелетные организмы в геологической истории Земли (*Metazoa*), обладающие специфическими особенностями, которые не были характерны для фауны последующих эпох. Обнаруженные отпечатки, возможно, относятся к вендобионтам группы петалонам (перистых форм), сочетавших признаки радиально-лучистых ископаемых (центральная ось симметрии) и проартикулят («пёрышки» располагаются в чередующемся порядке) [Иванцов, 2001]. Их тело состояло из отдельных

трубок (изомеров), лежащих параллельно друг другу. Повторяющиеся ряды «пёрышек» - трубок, идущих влево и вправо, создают впечатление членистости, однако у вендобионтов левые и правые ряды всегда сдвинуты друг относительно друга вдоль продольной оси тела. Такой тип симметрии (двусторонняя симметрия со сдвигом) называется скользящей симметрией. У фанерозойских и современных животных скользящая симметрия не встречается (исключение – некоторое подобие её у ланцетника).

По мнению академика М. А. Федонкина (устное сообщение, 2013 г.) степень сохранности найденных нами в единственных экземплярах вендобионт не позволяет установить их принадлежность к определённому классу эдиакарского фаунистического сообщества, однако он отмечает некоторое сходство их структуры с петалонамами – рангеидами. Сравнительно хорошо сохранившийся удлинённо-овальной формы отпечаток (рис. 15) имеет длину более 11 см., наибольшую ширину – 9 см. и состоит из чешуевидных слегка изогнутых и заострённых к концам изомеров. Спереди просматривается нерасчленённая округлая часть диаметром 3,4 см, к которой слева примыкает крупный непарный изомер длиной 5 см. и толщиной до 2 см. (лопасть). Всего слева насчитывается 6 изомеров, справа – 5. Между левыми и правыми изомерами проходит ясно выраженная ось длиной 10 см. и толщиной 1 см (пищеварительная полость?), от которой отходят боковые каналы. Из петалонам, подобных рангеидам, в настоящее время наиболее хорошо изучен вендогирус в позднем венде Архангельской области [Малаховская, Иванцов, 2004].

Уплотнённые ткани рангеид, как и других вендобионт, были покрыты своеобразной защитной плёнкой-мембраной, которая, с одной стороны была способна поглощать питательные вещества из окружающей среды, а с другой – выводить наружу продукты жизнедеятельности. Такой способ питания обеспечивал изометрический пропорциональный рост частей тела вендобионт и поэтому малые экземпляры каждого их вида являются морфологическими копиями крупных. Рот у представителей эдиакарской фауны отсутствовал. В вендских отложениях не наблюдается каких-либо признаков поглощения одних животных другими, т.е. в эдиакарское время хищников не было. Судя по характеру отпечатков, оставленных вендобионтами, эти существа передвигались [Соколов, 1997].

Единичная находка отпечатков, подобных вендобионтам, и их невысокая степень сохранности, конечно, даёт возможность пока лишь качественно и лишь предположительно утверждать их принадлежность к эдиакарскому фаунистическому сообществу, однако это сигнал к поиску более убедительных доказательств существования эдиакарской фауны, ранее неизвестной в пределах Анабаро-Куонамской СФЗ и в сопредельных районах развития отложений венда.

В Мойеро-Оленекской СФЗ отложения свиты залегают на размытой поверхности пород старореченской свиты, слагая полосу широтного простирания, прослеженную в обрамлении щита в пределах всей южной части листа R-49. По литологическим особенностям в разрезе свиты выделяется нижняя часть, сложенная пестроцветными глинистыми доломитами и доломитизированными известняками с базальным слоем конгломератов мощностью до 2–3 м, средняя, состоящая из песчаных и глинистых известняков с линзами

мергелей, оолитовых и строматолитовых известняков, и верхняя, представленная строматолитовыми и онколитовыми битуминозными известняками. Мощность свиты с запада на восток возрастает от 70–80 до 130–136 м. В онколитовых известняках встречены остатки гастропод и хиолитов *Oelandiella korobkovi* Vost., *Anabarella plana* Vost., *Andanella rosanovi* Miss., *Larworthella tortuosa* Miss., *Hyolithellus vladimirovae* Miss. и спикулы губок *Chancelloria*.

Эмяксинская свита (Є_{1em}) выделена в 1956 г. М. Н. Злобиным по р. Эмяксин-Уреге (приток р. Мал. Куонамка) [Демокидов, 1957, 1958]. Ритмично переслаивающиеся известняки, глинистые известняки, мергели, согласно залегающие на манькайской свите и согласно перекрывающиеся отложениями куонамской свиты.

В пределах Анабаро-Куонамской СФЗ, в бассейнах рек Дюкен и Бол. Куонамка образования свиты слагают полосу северо-западного простирания шириной 10–20 км, сложенную пестроцветными известняками, глинистыми известняками и мергелями мощностью 110–132 м. В нижней, преобладающей по мощности, части разреза встречены микрофитолиты *Anabarites trisulcatus* Miss., *A. tristichus* Miss., *Cambrotubulus* sp., *Hyolithellus tenuis* Miss., *Torella* sp., *Turcutheca* sp., *Loculitheca* sp., *Tiksitheca* sp., *Aldanella* sp., *A. ex gr. attleborensis* (Shaler et Foerste), *Oelandiella* sp., *Anabarella plana* Vost., *Ladatheca annae* (Syss.), *Turcutheca crasseocochlia* (Syss.), единичные остатки трилобитов *Pagetiellus lenaicus* (Toll.), *Triangulaspis ex gr. rarus* Laz., верхние части разреза переполнены многочисленными остатками перечисленных трилобитов, а также *Hebediscus attleborensis* (Shaler et Foerste). Кроме трилобитов отмечались многочисленные остатки брахиопод *Obolella ex gr. crassa* (Hall), гастропод и гиолитов, характеризующие самые верхи алданского яруса.

В Мойеро-Оленёкской СФЗ свита по составу осадков и условиям залегания соответствует стратотипу. Представлена она пестроцветной толщей известняков, среди которых в разных соотношениях присутствуют водорослевые, кристаллические, глинистые и органогенно-обломочные. В нижней части свиты примерно в равных пропорциях наблюдается чередование глинистых, кристаллических и водорослевых известняков, в средней преобладают глинистые с редкими прослоями водорослевых и кристаллических, и в верхней преимущественно развиты глинистые известняки. Отложения свиты залегают без видимого перерыва на манькайской свите и согласно перекрываются отложениями куонамской свиты. Они прослеживаются в широтном направлении в пределах всего района, но наиболее широко развиты в его восточной части, в бассейнах рек Кюэнелекен, Кенгеде и Оленёк. Мощность их также изменчива – от 90 до 180 м. В известняках верхней части разреза содержатся многочисленные остатки трилобитов *Hebediscus cf. Ponderosus* Lerm., *H. Atleborensis* (Sh. et Foerste), *Pagetiellus lenaicus* (Toll.), *P. Porrectus* Laz., *Triangulaspis meglitzki* (Toll.), *T. Lermontovae* Laz., а в средней части разреза в кристаллических известняках с глауконитом – обильные содержания хиолитов *Notabilithus cf. dapsilis* Syss., *Exilitheca aff. impleta* Syss., *Renitheca ulterior*, *R. Ancipitia*, *Angustioormus acutangulus*, *A. reflexus* и др.

Куонамская свита ($\text{Є}_{1,2kn}$). Стратотип свиты выделен К. К. Демокидовым в 1957 г. [Стратиграфический словарь..., 1975] на р. Мал. Куонамка (местоположение не указано). В качестве лектостратотипа используется раз-

рез на р. Мал. Куонамка, вблизи пос. Желинда [Савицкий, 1959] с многочисленной фауной ленского и амгинского ярусов. Они согласно перекрываются отложениями оленекской свиты, соотношения с подстилающими осадками эмяксинской свиты неоднозначные, поэтому неоднозначно понимается и вопрос о возрастном объеме свиты.

В пределах Анабаро-Куонамской СФЗ, в бассейнах и на водоразделе рек Мал. Куонамка и Бол. Куонамка выходы свиты образуют полосу северо-западного простирания шириной 8–10 км, сложенную битуминозными сланцами, известняками, глинистыми и алевритистыми известняками, мергелями и доломитами. Мощность отложений 24,5 м.

В Мойеро-Оленёкской СФЗ отложения свиты прослеживаются в широтном направлении в пределах всего района, но наиболее широко они развиты в бассейнах рек Кюэнеелекян, Кенгеде и Оленёк, где слагают склоны и водораздельные пространства. Обнаженность плохая. В бассейне р. Арга-Сала отложения свиты, по данным Ю. А. Осипова [Государственная..., 1977], залегают на подстилающих породах эмяксинской свиты со стратиграфическим перерывом.

Свита сложена битуминозными сланцами, известняками, глинистыми и алевритистыми известняками, мергелями и доломитами. В нижней части разреза преобладают битуминозные сланцы, глинистые известняки и мергели, в верхней – преобладают известняки. Мощность свиты 30–50 м. В известняках свиты по разрезу собраны многочисленные остатки трилобитов, брахиопод, остракод и хиолитов. Возраст отложений нижней части свиты определяется на основании находок *Lermontovia grandis* Lerm., *L. dzewanovskii* (Lerm.), *Kootenia jacutensis* Lerm., *Paramicmacca petropavlovskii* Suv., характерных для ленского яруса, а верхней части - на основании многочисленных остатков трилобитов: *Teianguaspis gibbus* (Linnrs.), *Elrathia alexandrovi* N. Tchern., *Kounamkites insuetus* Laz., *K. rotundatus* N. Tchern., *K. ex gr. frequens* N. Tchern. и др., брахиопод *Acrotreta rojakovi* Lerm., остракод и хиолитов амгинского яруса [Государственная..., 1977].

Современные биостратиграфические исследования трилобитов из куонамской свиты выполнены в береговом обнажении, вскрывающем ее разрез в среднем течении р. Оленёк (18 км ниже по течению от пос. Оленёк). На основе детального изучения стратиграфического распространения находок трилобитов проведено биостратиграфическое расчленение свиты. Установлены биостратиграфические подразделения в ранге биостратиграфических зон и слоев с фауной: *Calodiscus-Trianguaspis annio*, зоны *Delgadella ultima-Bergeroniellus expansus*, *Lermontovia dzewanovskii-Neopagetina orbiculata*, *Anabaraspis*, *Cheiruroides arcticus-Pagetia horrida*, *Kounamkites*, *Triplagnostus gibbus* и слою с *Tomagnostus fissus-Paradoxides sacheri*. В разрезе куонамской свиты представлены комплексы трилобитов пограничного интервала нижнего и среднего кембрия. Нижняя граница среднего кембрия в разрезе устанавливается по первому появлению *Cheiruroides arcticus*, т.е. по подошве биостратиграфической зоны *Cheiruroides arcticus-Pagetia horrida*. Этот уровень сопоставляется с одним из предлагаемых вариантов нижней границы 5-го яруса в новой, разрабатываемой в настоящее время Международной стратиграфической шкале кембрийской системы [Коровников, Шабанов, 2016].

Оленекская свита (*E_{2ol}*) выделена в 1934 г. [Моор и др., 1934], название дано по р. Оленёк. Стратотип в басс. р. Оленёк, на площади листа R-49-XXXV. Стратотипической местностью является область междуречья Оленёк и Мал. Куонамка. Свита распространена в пределах обеих смежных СФЗ – Мойеро-Оленёкской и Анабаро-Куонамской и имеет в них сходное строение. Помимо коренных обнажений стратотипической местности свита вскрыта скв. Г-5 и 2 в Анабаро-Куонамской зоне [Попов и др., 1989ф; Пищальников и др., 1991ф]. В пределах Уджинско-Мунской СФЗ (листы R-50, Q-50) опорные разрезы вскрыты скв. 30 и 45 [Охлопков и др., 1987] и скв. 203 и 204 [Краснов, 2000].

Оленекская свита залегает на отложениях куонамской свиты согласно. Нижняя граница проводится по резкой смене черных битуминозных сланцев зеленоцветными известняками джелиндинского маркирующего горизонта с характерным комплексом фауны. Мощность горизонта изменяется в Мойеро-Оленёкской СФЗ от 12 м в западной части до 27 м – в восточной.

Верхняя часть разреза представлена пестроокрашенными глинисто-карбонатными отложениями мелководного морского бассейна открытого типа. Мощность её колеблется от 80 до 185 м, максимальная – на южном фланге Мойеро-Оленекской зоны.

В основании свиты встречаются трилобиты верхов зоны *Tomagnostus fissus* – *Paradoxides sacheri* амгинского яруса, а ее верхняя часть охарактеризована находками трилобитов зоны *Corynexochus perforatus* – *Anopolenus henrici* оленекского горизонта майского яруса [Попов и др., 1989ф; Пищальников и др., 1991ф; Охлопков и др., 1987ф]. Этими находками фауны определяется стратиграфический объем оленёкской свиты.

Джахтарская свита (*E_{2dz}*). В Мойеро-Оленекской СФЗ отложения свиты развиты в южной и особенно широко в юго-восточной частях, вдоль лево- и правобережья р. Оленёк и вскрываются в многочисленных береговых обрывах. Стратотип был выделен В. В. Петропавловским [Краснов, Массайтис, 1955; Суворова, Петропавловский, 1957] по р. Джахтар, бассейн р. Оленёк. В стратотипе свита сложена мергелями, глинистыми и кристаллическими известняками мощностью 150–200 м. Она содержит трилобиты *Anomocarina*, *Anomocarioides* и залегает согласно с подстилающими отложениями оленекской и перекрывающими силигирской свит. Возраст – середина майского века. Непосредственно в районе [Леонов, 1969] в составе свиты выделяется две толщи. В нижней толще мощностью 50–60 м. наблюдается несколько пачек бордово-красных известняков и мергелей с подчиненными прослоями голубовато-серых того же состава с многочисленными остатками трилобитов: *Centropleura orins* Lerm., *Solenopleura zverevi* Lerm., *Phalacroma glandiforme* (Ang.), *Anomocarioodes limbatum* (Ang.), *A. limbataeformis* Lerm., *Forchhammeria elegans* Lerm. и др. Верхняя толща, мощностью 110–120 м, отличается резким преобладанием зеленоцветных известняков и мергелей; красные, коричневые, бордовые присутствуют в виде отдельных прослоев в низах толщи. Характерна ритмичность в переслаивании известняков и мергелей и обилие фаунистических остатков *Anomocarina siberica* Holmet West., *A. obscura* N. Tchern., *A. splendens* Lerm., *Lejopyge laevigata* Dalm., *Forchhammeria*

elegans Lerm., *Anomocarioides limbatum* (Ang.), *A. limbataeformis* Lerm., *Solenopleura zwerevi* Lerm. и др.

В Анабаро-Куонамской СФЗ свита представлена морскими и прибрежно-морскими карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями, образующих полосу выходов северо-западного простирания вдоль восточного обреза листа R-49. Мощность свиты 270 м. На СВ площади листа известняки джахтарской свиты фациально замещаются доломитами анабарской свиты. Нижняя половина разреза содержит комплекс трилобитов зоны *Anomocarioides limbataeformis* джахтарского горизонта, верхи разреза охарактеризованы фаунистическим комплексом зоны *Lejopyge laevigata* – *Aldanaspis truncata* силигирского горизонта майского яруса [Пищальников и др., 1991].

Силигирская свита (*Є_{2st}*), как и джахтарская, пользуется широким развитием в юго-восточной части листа R-49 в Мойеро-Оленекской СФЗ. Обнаженность отложений свиты хорошая, в пределах их распространения характерны крутые ступенчатые склоны и глубоко врезанные долины. Стратотип выделен Н. В. Покровской [Покровская, 1958] по р. Силигир, правого притока р. Оленёк. Представлена ритмичным переслаиванием известняков, глинистых известняков и мергелей мощностью от 440 до 650 м с *Lejopyge laevigata* Dalm., *L. armata* Linnrs., *Maiaspis mirabilis* N. Tchern., *Aldanaspis truncata* Lerm. Залегает она согласно на отложениях джахтарской свиты. Отложения силигирского горизонта в стратотипическом разрезе В. В. Петропавловским выделены под названием силигирской свиты [Решения..., 1963]. В целом характерной особенностью свиты является резко меняющаяся мощность: в пределах Оленекского поднятия она равна 30–50 м, на западном склоне Мунского поднятия – 80–120 м, а на Тюнг-Силигирском поднятии возрастает до 800–1000 м [Леонов, 1969]. М. Н. Васильева [Васильева, 1960] и В. В. Грицик [Грицик, 1962] по литологическим признакам и фаунистическим остаткам в составе свиты бассейна р. Силигир выделяли три подсвиты: нижняя мощностью 225 м, сложенная кристаллическими, глинистыми и алевритистыми известняками и мергелями с *Forchammera elegans* Lerm., *Solenopleura zwerevi* Lerm., *Anomocarina sibirica* Holm et West; средней мощностью 430–440 м, представленная ритмичным чередованием известняков и мергелей с остатками *Anomocarina munaica* Pokr., *Schoriella* ex gr. *optata* N. Tchern., *Aldanaspis tuberosus* Pokr., *Koldiella orbiculata* N. Tchern. и др. и верхней мощностью 320–330 м, отличающаяся сокращением содержания мергелей. В ее отложениях были обнаружены *Aldanaspis tuberosus* Pokr., *Schoriella* sp., *Oidalagnostus* sp. и др. По заключению Н. Е. Чернышевой и Н. В. Покровской [Чернышева, 1955; Покровская, 1954] органические остатки из этих отложений характерны для силигирского горизонта майского яруса.

При проведении геолого-съёмочных работ, поскольку литологический состав средней и верхней подсвиты довольно близкий, они были объединены, и в составе свиты выделялись и картировались две подсвиты [Государственная..., 1979]. Нижняя подсвита – известняки кристаллические, алевритовые, глинистые и водорослевые известняки с прослоями известняковых конгломератобрекчий и мергелей. По всему разрезу собраны многочисленные остатки *Anomocarina sibirica* Holm. et West., *A. polarica* Pokr., *A. evidens* N. Tchern., *Anomocarioides* ex gr. *speciosus* N. Tchern., *Aldanaspis punctatus* Lerm., *A. trun-*

cata Lerm., *A. ex gr. truncata* Lerm., *Maiaspis mirabilis* N. Tchern., *Shoriella optata* N. Tchern., *Surahia formosa* Pork., *Onchorotellus* sp.nov., *Paracoosia* sp., *Pseudoanomucarina giganta* Pokr., *Calvinella* sp., *Lomsucaspsis* sp., *Crepiphalina* sp. и др. Мощность 220–300 м.

Верхняя подсвита выделяется пестрой окраской, обладает косой слоистостью, часто наблюдаются волноприбойные знаки, следы течения, трещины усыхания. Нижняя часть разреза представлена чередованием пачек серовато-зеленых, коричневато-желтых и розовато-серых массивных известняков с глинистыми известняками тонкоплитчатыми и с прослоями голубовато-серых мергелей, гнездами (до 5 мм) голубого целестина. В этой части разреза обнаружены *Schoriella optata* N. Tchern., *Coosia crassa* N. Tchern., *Aldanaspis ex gr. truncata* Lerm., *Anomocarides gen. et sp.* и др. В верхней части разреза менее характерны глинистые известняки и мергели. Появляются прослои алевроитовых известняков, наблюдаются редкие маломощные прослои доломитизированных и мелкообломочных известняков, характерны более мощные прослои кристаллических известняков. Преобладающая окраска пород зеленовато-серая. Обнаружены многочисленные остатки *Anomocarina siberica* (Н. et Wgard.), *A. obscura* N. Tchern., *A. splendens* Lerm., *Schoriella optata* N. Tchern и др. Завершает разрез верхней подсвиты пачка переслаивающихся известняков светло-серых тонко- и среднеплитчатых с остатками трилобитов *Anomocarina splendens* Lerm., *A. siberica* (Н. et Wgard.), *Eoorthis* sp. и др. По всему разрезу верхней подсвиты отмечаются редкие линзовидные прослои водорослевых известняков светло-коричневого цвета и известняковых плоскогалечных конгломератов (15–20 см) битуминозных зеленовато-серого цвета. Мощность подсвиты 220–350 м.

В Анабаро-Куонамской СФЗ отложения образуют полосу выходов северо-западно простираясь только за восточной границей листа R-49, где они фациально замещаются доломитами анабарской свиты.

Оленёкская, джахтарская и силигирская свита объединённые (C_{2ol-sl}). Мощности отложений этих трёх свит, широко развитых на востоке и особенно - на юго-востоке листа R-49, на юге, юго-западе резко сокращаются (листы R-49-XXXI–XXXIII). Здесь, в пределах юго-западного окончания Мойеро-Оленёкской СФЗ, площади выходов каждой из свит незначительны и их отражение ограничено разрешающей способностью карты м-ба 1 : 1 000 000. По мере уменьшения мощностей отложений изменяются также их состав и литологические особенности. Известняки замещаются доломитистыми известняками, известковистыми доломитами и доломитами. Цвет пород становится серый, желтый и коричневый. Многочисленные знаки подводной ряби, струйчатости течений и трещины усыхания на поверхности пластов. Фаунистические остатки объединённых свит – трилобиты *Bonneterina ex gr. Sachaica* Ros., *Koldiniella* sp., *Koldinia minor* Kob., *Catuniella* sp. и др., а также граптолиты *Dithecodendrum sibiricum* Obut свидетельствуют об их принадлежности к майскому ярусу среднего отдела кембрийской системы. Объединённые свиты залегают согласно на отложениях куонамской свиты амгинского яруса среднего отдела кембрия и также согласно перекрываются толщами чукукской свиты верхнего кембрия. Суммарная мощность объеди-

нённых свит в басс. р. Арга-Сала достигает 430 м. [Геологическая карта..., 1983].

Анабарская свита (E_{2an}) имеет развитие только в пределах Анабаро-Куонамской СФЗ, где на Анабар-Попигайском междуречье ее выходы занимают более половины площади листов R-49-V, VI. Обнаженность свиты плохая, небольшие коренные выходы встречаются в долине р. Анабар и по ее левым притокам. Впервые выделена Л. П. Смирновым в 1958 г. по р. Анабар [Государственная..., 1989]. Стратотип расположен в долине р. Анабар на участке протяженностью около 50 км между устьями ее правых притоков Биллях и Кычкин. Опорные разрезы свиты вскрыты в скв. 15 в бассейне р. Маят, скв. 6664-2 на водоразделе р. Анабар и ее притока р. Хону, скв. Г-2 и 3 на лево- и правобережье р. Анабар [Попов и др., 1989ф; Краснов и др., 2000]. Она с размывом перекрывается пермскими терригенными отложениями.

Образования свиты – это крупная органогенная постройка – биостромный массив, который, по мнению Т. В. Пегель, является частью региональной кембрийской рифовой системы (Анабаро-Нижнеленской), трассирующей от низовьев р. Лены через север Оленёкского поднятия к бассейну р. Анабар и, возможно, далее к западу по-северному Прианбарью. Строение массива обусловлено наслоением доломитовых биостромов, представленных массивными и плитчато-слоистыми доломитами с кластовыми телами водорослевых разностей, линзами и биогермными слоями пористо-кавернозных желтовато-серых, реже – коричневых разнотернистых доломитов [Попов и др., 1989ф]. В краевой части массива в районе устья р. Эбелях эти образования через переходную известково-доломитовую толщу фациально замещают нормально-морские отложения джахтарской и силигирской свит, в разрезах скв. Г-2 и 3 частично или полностью замещают известняки оленекской свиты.

В плитчатых доломитовых толщах анабарской свиты содержатся прослои глинистых, онколитовых и водорослевых доломитов. Для пород характерны пористость, кавернозность и сутурно-стилолитовые швы, стяжения кремней. Мощность свиты 400–410 м. На СВ площади листа R-49 вскрываются краевые части карбонатной банки, представленные массивными биогермами и биостромоподобными телами доломитов. Среди вмещающих их плитчатых доломитов имеются разновидности со следами сульфатонности [Минаева, 1991]. Отложения свиты очень бедны органическими остатками. Определены единичные находки трилобитов: *Anomocarina splendens* Lerm., *Peronopsis fallax* (Linnrs.), *Phalacroma glandiforme* (Ang.), *Coosia crassa* N. Tchern., *Koldinia antiqua* N. Tchern., *Dolaspidina* sp., характерные для майского яруса. К югу, по данным В. Н. Васильевой и В. В. Грицика [Васильева и др., 1968], доломиты анабарской свиты фациально замещаются известняками силигирской свиты. Анализ списка обнаруженной фауны, проведенный в 2015 г. М. В. Герасимовой (ФГУНПП «Аэрогеология») в процессе создания комплекта геологических основ смежного листа R-50 показал, что возраст свиты – амгинский (суорбалтахский горизонт) – майский, и, по всей видимости, она является возрастным аналогом оленекской, джахтарской и силигирской свит.

Чукукская свита ($E_3\check{c}k$). Отложения свиты распространены только в пределах Мойеро-Оленёкской СФЗ в юго-западной части площади листа R-49. Стратотип выделен В. В. Грициком [Грицик, 1962] по р. Чокуке-Юрягэ, правому притоку р. Оленёк. В стратотипе нижняя часть разреза свиты мощностью около 50 м сложена грубо-косослоистыми серыми и коричнево-желтыми песчанистыми известняками, алевролитистыми и онколитовыми известняками, известковистыми песчаниками с примесью гравийного материала. По всему разрезу встречаются стилолитовые швы, сутурные линии. Верхняя часть сложена светло-серыми и голубовато-серыми известняками, доломитистыми известняками с примесью терригенного материала.

Общая мощность свиты 110 м. Отложения её характеризуются богатым комплексом трилобитов. Наиболее распространены *Plethopeltis stenorachis* Kob., *P. latus* Pokr., *Acidaspides borealis* N. Tchern., *Butssia* sp., *Bolaspidia* sp., *Tchuostachia grandis* Khram., *Kuraspis* sp., *Brassicicephalus jacuticus* Las., *B.* sp., *Koldinia minor* Kob., *K. microphthalma* N. Tchern. Полный разрез стратотипа свиты приведен В. О. Лупейчуком [Государственная..., 1979]. К югу от площади листа R-49 чукукская свита согласно перекрывается отложениями мархинской свиты [Грицик, 1962]. По В. Я. Кабанькову [Кабаньков, 1966], отложения мархинской свиты в своей нижней части фациально замещают породы чукукской. По поводу соотношения с подстилающими образованиями среднего кембрия и ее возрастного положения также существуют две точки зрения. Одни исследователи предполагают существование длительного перерыва и датируют свиту концом позднего кембрия [Грицик, 1962; Васильева, Грицик, 1968; Гогина, Леонов, Покровская, 1966; Гогина, Израелев, 1969]. На основании анализа фаунистических остатков чукукской и силигирской свит они приходят к выводу о существовании между ними перерыва, в результате которого на реках Силигире, Муне и Тюнге нет слоев, соответствующих зонам *Agnostus pisiformis*, *Clyptagnostus stolidotus* и *C. riticulatus* Суханского прогиба (или нет всего дресбачского яруса Северной Америки). Другие исследователи исключают существование регионального перерыва или допускают существование разновременных кратких перерывов на отдельных участках [Кабаньков, 1966] и приходят к выводу, что граница между этими свитами не может отождествляться с возрастной границей между отделами. Согласно принятому постановлению [Решения..., 1983] время формирования осадков чукукской свиты ограничивается поздним кембрием.

Фомич-Рассохинская СФЗ

Фомич-Рассохинская СФЗ занимает северо-западную часть территории листа R-49 (R-49-I, II). Из-за длительного предкембрийского размыва здесь в вендском разрезе полностью отсутствуют отложения старореченской свиты, а мощность *немакит-далдынской* свиты составляет первые метры и лишь на отдельных участках достигает первых десятков метров. В составе кембрийских отложений выделены (снизу-вверх): *медвежинская*, *парфен-юряхская*, *киэнг-юряхская*, *попигайская*, *чумнахская* и *далбыхская* свиты.

Немакит-далдынская свита (V_2 - ϵ_1 nd) выделена В. Е. Савицким [1962] в бассейне р. Немакит-Далдын. В Фомич-Рассохинском районе отложения свиты вскрываются по долинам рек Фомич, Рассоха, Хастыр и Чочурдах, ограничивая узкой полосой отложения медвежинской свиты нижнего кембрия. Представлены они серыми или коричневато-серыми известняками, доломитами и гравелитами с маркирующим базальным слоем песчаников и гравелитов. Отложения немакит-далдынской свиты залегают с угловым несогласием на различных горизонтах отложений нижнего рифея и согласно перекрываются красноцветными глинистыми известняками медвежинской свиты.

Наиболее полный разрез свиты мощностью 30,6 м вскрывается по долине р. Синильга. Нижняя часть разреза (16,4 м) сложена желто-коричневыми песчанистыми доломитами с прослоями и линзами кварцевых песчаников, а верхняя (14,2 м) – серыми или светло-серыми известняками с прослоями доломитов и водорослевых известняков. В основании свиты залегают разнозернистые глауконитсодержащие кварцевые песчаники. В её отложениях обнаружены остатки раковин ангустиокреид *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Anbarites tristichus* Miss., хиолительминтов *Hyolithellus* sp., *Aldanella* sp. и брахиопод *Oelandiella* sp., *Loculitheca* sp. Мощность свиты в пределах района составляет 7–32 м.

Медвежинская и парфен-юряхская свиты объединенные (ϵ_1 md+pi) показываются на геологической карте как одно подразделение из-за невозможности отобразить их раздельно в масштабе карты. Медвежинская свита впервые выделена в 1959–60 гг. В. Е. Савицким и В. М. Рудяченком [Егорова, Савицкий, 1969] по р. Медвежья, вблизи устья р. Далдын, где залегают согласно на отложениях немакит-далдынской свиты. Относится свита к томмотскому ярусу нижнего кембрия. Сложена она известняками и глинистыми известняками с прослоями мергелей. По окраске отчетливо разделяется на две пачки: нижнюю кирпично-красного цвета и верхнюю пятнистую фиолетово-красного цвета. Отложения верхней пачки также более глинистые. Мощность свиты обычно составляет 8–32 м, но на водоразделе верховой рек Чочурдах-Берелех достигает 50 м [Кутейников и др., 1964ф]. В многочисленных береговых обнажениях р. Фомич и Рассохи в верхней пачке собраны *Anabarites ternarius* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Hiolithellus tenuis* Miss., *H. Vladimirovae* Miss., *Torelrella lentiformis* (Sys.), *Larvontella tortuosa* Miss., *Conotheca mamillata* Miss. и др.; в нижней – *Anabarites tripartitus* Miss., *Spinulitheca billingsci* (Syss.), *Tiksitheca licis* Miss., *T. Korobovi* Miss., *Sachithes proboscoidens* Meah., *Philixinella spiralic* Vost. и др.

Парфен-юряхская свита впервые была выделена в районе В. Е. Савицким и В. М. Рудяченком в 1959 г. [Егорова, Савицкий, 1969]. Стратотип ее находится на р. Парфен-Юрях (лист R-49-II). Она согласно перекрывает отложения медвежинской свиты. Отложения парфен-юряхской свиты развиты на СЗ площади листа R-49, на водоразделе рек Фомич и Хастыр, где представлены пестроцветными глинистыми известняками, мергелями и доломитами. Наблюдается изменчивость состава свиты. В бассейне р. Рассоха увеличивается содержание доломитов и менее выражена пестрота окраски толщи.

По литологическим особенностям и цветовым признакам на западе СФЗ в разрезе свиты выделяются три пачки пород:

Пачка 1 (15–20 м.) сложена известняками и глинистыми известняками пятнистыми, плитчатыми, светлосерыми, светлозелёными, кирпично-красными, горизонтальнослоистыми. Структура известняков пелитоморфная, изредка – органогенно-обломочная.

Пачка 2 (18–20 м) представлена зеленовато-желтоватыми глинистыми и пелитоморфными известняками с прослоями кирпично-красных глинистых известняков.

Пачка 3 (10–20 м.) Разрез свиты завершается серыми с жёлтыми пятнами пелитоморфными известняками. Эти известняки с неровными бугристыми поверхностями напластования при выветривании распадаются на плитки толщиной до 10 см. В известняках содержится вкрапленники глауконита и пирита.

В восточной части СФЗ (в басс. р. Рассоха) состав отложений меняется в сторону их большей доломитости. На правом берегу р. Рассоха (в 3,5 км ниже устья р. Холомолох) выше отложений медвежинской свиты обнажаются (снизу-вверх):

Доломиты серовато-розовые, светлые, массивные и толстоплитчатые в верхней части с прослоями тонкоплитчатых серых известняков и с линзами кварцево-глауконитовых песчаников.....	21 м
2. Доломиты светло-серые, сиреневые, пятнистые, кавернозные, кристаллические	10 м
3. Доломиты светло-серые, буровато-серые, плитчатые, глинистые.....	4 м
4. Известняки песчанистые, желтовато-серые	1 м
5. Онколитовые доломиты белые, массивные.....	1,5 м
6. Доломиты светло-серые, пятнистые, в верхней части (0,5 м.) онколитовые с прослоями и линзами буровато-серого песчанистого доломитизированного известняка	17 м.

Мощность парфен-юряхской свиты изменяется в пределах СФЗ от 25 до 60 м. По всему её разрезу встречаются остатки хиолитов: *Hyolithellus* sp., *Chancelloria lenaica* Reitl. et Zhur., *Ch. Aldanica* Reitl. et Zhur., *Hyolithes sonora* Lich., трилобиты: *Pseudojudomia egregia* Jegor., *Habediscus attleborensis* (Shaller. et Foerste), *Pagetiellus leneicus* (Toll.), *P. Porrectus* Las., *Paramicmacca insolens* Suv., установлены также губки, черви. По комплексу фауны отложения свиты сопоставимы с атдабанским горизонтом нижнего кембрия на уровне зоны *Judomia – Pseudojudomia*.

Киэнг-юряхская и попигайская свиты объединенные (Є₁ *kj* +*pp*) показываются на геологической карте как одно подразделение из-за невозможности отобразить их раздельно в масштабе карты.

Киэнг-юряхская свита выделена впервые Ю. П. Куликовым [Государственная..., 1987] из состава нижней части кындынской толщи и является фациальным аналогом нижней толщи ленского яруса, выделенной

Е. С. Кутейниковым [Геологическая карта..., 1984] и возрастным аналогом буомской свиты, выделенной В. Е. Савицким и В. М. Рудяченком [Егорова, Савицкий, 1969]. Сложена свита однообразными желто-серыми, светло-желтыми и почти белыми массивными и плитчатыми слабо кавернозными доломитами, обнажающимися на левобережье р. Фомич и на ее водоразделе с р. Рассоха. Мощность 50–70 м. Отложения свиты фаунистически охарактеризованы слабо. Определены лишь археоциаты рода *Irregularia* sp. и брахиоподы *Kotujella* sp. и *Nisusia* sp. Вместе с тем, возраст свиты довольно уверенно определяется как раннеленский по ее стратиграфическому положению между парфен-юряхской свитой с фауной атдабанского горизонта и попигайской с позднеленской фауной.

Попигайская свита впервые выделена в районе В. Е. Савицким и В. М. Рудяченком в 1959–60 гг. [Егорова, Савицкий, 1969]. Стратотип свиты вскрывается в коренном выходе правого берега р. Рассоха, в 12–13 км выше устья р. Саха-Юряге. Отложения свиты представлены зеленовато-серыми и коричневатого-серыми плитчатыми известняками, доломитизированными известняками и доломитами, залегающими в долине р. Фомич в пределах всей площади распространения кембрийских отложений, а также в долине р. Рассоха, выше устья р. Налим-Рассоха. Мощность свиты 15–32 м. Максимальные её мощности фиксируются на площади листа R-49-II.

Наиболее характерный разрез свиты известен в долине р. Киенг-Юрях, где обнажаются (снизу-вверх):

1. Доломиты желтовато-коричневые мелко-среднезернистые, плитчатые	2,5 м
2. Переслаивание коричневатого-серых мелко-среднезернистых плитчатых и кавернозных доломитов.....	1,5 м.
3. Известняки желтовато-зелёные, плитчатые	2,0 м
4. Известняки органогенно-обломочные зеленоватые, с остатками раковин Брахиопод.....	2,0 м.
5. Известняки зеленоватые, голубовато-зелёные мелкозернистые, плитчатые с многочисленными ходами червей.....	14 м.
6. Известняки коричневатые мелкозернистые до афанитовых с остатками Брахиопод	2,2 м.

Как видно из описания этого разреза мощностью 24,2 м, отложения свиты обильно насыщены органическими остатками: брахиоподы – *Trematobolus pristinus bicostatus* Gorjanski, *Kutorgina cingulata* (Billings), *Nisusia kotujensis* Andr., *Matutella grata* Andr., *Kotujella calva* Andr. и др., археоцеаты – *Retecyathys kusmini* Vol., *Archaeocyathus erbiensis* Zhur., *A. sp.*, *Retecyatus* sp. и др., трилобиты – *Chondragraulos necorina* Jegor., *Neopagetina venusta* Las., *Paramicmacca petropavlovskii* Suv., *P.peculiaris* Jegor., а также остатки червей, спикул губок и водорослей, характерных для осадков еланского горизонта Сибирской платформы верхов ленского яруса нижнего кембрия.

Чумнахская свита ($C_2\epsilon m$) впервые, названа по р. Чумнах - левому притоку р. Фомич. Она закартирована в бассейне р. Фомич на севере Фомич-

Рассохинского подрайона и вскрыта структурно-картировочными буровыми скважинами. Ранее, Ю. П. Куликовым [Государственная..., 1987], Л. И. Федотовой [Государственная..., 1987], Е. С. Кутейниковым [Геологическая карта..., 1984] она картировалась как нижняя толща (пачка) среднего кембрия. Свита согласно залегает на попигайской свите [Государственная..., 1987]. Граница проводится по появлению в кембрийском доломитовом разрезе пестроцветных доломитов, являющихся маркером. Опорный разрез вскрыт в скв. 15, пробуренной в истоках р. Малая Половинная, а также изучался в естественных обнажениях в среднем течении р. Фомич [Государственная..., 1987]. Мощность отложений свиты 85–145 м. В опорных разрезах органические остатки содержатся в малом количестве. За пределами площади листа R-49 на юге Фомич-Рассохинской СФЗ в низах толщи обнаружены остатки трилобитов, указывающих на среднекембрийский возраст вмещающих их отложений [Геологическая..., 1984].

Далбыхская свита ($E_2 dl$) названа по р. Далбыха, притоку р. Маймеча, выделена в 1963 г. В. М. Рудяченком [Минаева, 1985]. Стратотип расположен в долине р. Маймеча вблизи устья р. Далбыха. По комплексу трилобитов и брахиопод отнесена к майскому ярусу. На площади листа R-49 свита закартирована на севере Фомич-Рассохинской СФЗ и вскрыта скважинами. М. А. Минаевой [Минаева, 1991] к ней отнесена толща доломитов, строматолитовых доломитов с желваками кремней мощностью более 100 м.

Ранее при среднемасштабной съемке [Государственная..., 1987] свита выделялась под названием «верхняя толща» среднего кембрия. Она согласно залегает на чумнахской толще, нижняя граница проводится по появлению в разрезе линзовидных прослоев и стяжений кремней, широкое распространение получают водорослевые доломиты. Опорный разрез свиты изучен в естественных обнажениях на р. Фомич, вскрыт в скв. 15, расположенной в истоках р. Малая Половинная. Мощность отложений свиты 155–170 м. Она перекрывается несогласно залегающими на ней ниже-, местами средневерхнекаменноугольными отложениями. Органическими остатками свита охарактеризована слабо. В доломитах нижней части разреза определены трилобиты рода *Scistocephalus* sp., указывающие на среднекембрийский возраст вмещающих отложений [Государственная..., 1987].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермская система представлена отложениями *онкучахской* и *булгунняхтахской* свит (рис. 16) на территории Бур-Уджинской СФЗ Хатанго-Нижнеленской СФО.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Онкучахская свита ($P_1 on$) выделена В. Н. Бобровым по материалам ГТС-50 [Бобров и др., 2002ф]. Стратотип описан по разрезу скв. 6, пробуренной в верховьях р. Онкучах, опорный разрез изучен на р. Булгунняхтах (лист R-50). Ранее, как «песчаниковая свита», она картировалась в бассейнах рек Уджа, Чымара и Бур, где была изучена в разрозненных коренных обнажениях и в структурно-картировочных скважинах.

В стратотипическом разрезе континентальные полифациальные образования залегают со стратиграфическим несогласием на различных горизонтах кембрия и верхнего протерозоя, граница проводится по смене карбонатных пород терригенными с базальными конгломератами в основании. В разрезе, фациально изменчивом, преобладают песчаные породы; мощности более тонких, нередко углефицированных пород непостоянны по площади. В целом, в разрезе выделяются от 3 до 8 литологических пачек. Суммарная мощность не превышает 140 м [Бобров и др., 2002ф].

Раннепермский возраст определен остатками флоры и СПК. Различные виды руфлорий с *Rufloria derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *R. ex gr. tebenjkoi* (Schwed.) S. Meyen, *Zamiopteris glossopteroides* (Schm.) Zal., *Z. longifolia* Schwed. и др. соответствуют бургу克林скому горизонту Сибирской платформы (ассельский-кунгурский ярусы) [Эрлих и др., 1960, 1961; Цейдлер и др., 1964]. В СПК, выделенных практически во всех разрезах, доминирует пыльца кордаитовых с руководящими *Cordaitina rotata* (Lub.). Среди спор чаще всего встречаются также руководящие нижнепермские формы с *Spinosisporites rectispinus* (Lub.) и др. [Геологическая карта..., 1965; Геологическая карта..., 1968; Государственная..., 1971; Бухмиллер и др., 1969ф; Охлопков и др., 1987ф].

На рассматриваемой территории отложения свиты слагают полосу северо-западного направления, прослеживающуюся от р. Анабар через бассейны рек Федор, Доруоха и Эге-Юряге. Здесь они залегают на размытой поверхности отложений анабарской свиты среднего кембрия и, местами на их коре выветривания, и согласно перекрываются отложениями булгуняхской свиты.

От стратотипа отложения свиты отличаются меньшей угленосностью и отсутствием туфогенного материала. Нижняя часть разреза мощностью около 90 м сложена аргиллитами и слабосцементированными алевритистыми песчаниками с маломощными прослоями углей и углистых глин и с линзами конгломератов в основании. В верхней части разреза мощностью 100–120 м преобладают массивные песчаники и пески с прослоями аргиллитов и алевролитов с многочисленными обломками обугленной и окаменелой древесины. Характерны шарообразные стяжения плотных песчаников (до 3 м в диаметре) с карбонатным цементом.

Разрозненные выходы онкучахской свиты установлены в тектонических блоках северного обрамления Попигайского кратера, где они со структурно-стратиграфическим несогласием залегают на различных горизонтах кембрия

и позднеархейских породах хапчанской серии и с размывом перекрываются туфоловами нижнего триаса.

Раннепермский возраст осадков устанавливается по комплексу спор и пыльцы, (среди которых преобладает пыльца кордаитовых и споры папоротниковых *Acanthotriletes*, *Trachytriletes*), находкам в нижней части разреза отпечатков нижнепермской флоры *Noeggera thiopsis* cf. *latifolia* Neub., *N.* cf. *subangusta* Zal. и остаткам пелеципод *Najadites kostomarovi* Khaef., *N. obrutschevi* Rag., *N.* ex gr. *pheliciae* Rag., *Anthraconauta* cf. *gigantea* Rag., характерных для нижней перми [Государственная..., 1989].

СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Булгунняхтахская свита (P₂₋₃ bl) впервые выделена авторами Уджинской СЛ по материалам ГГС-50 [Бобров и др., 2002ф]. За стратотип принят разрез, вскрытый скв. 3 в нижнем течении р. Булгунняхтах в устьевой части ее левого притока (лист R-50). Опорный разрез изучен по керну скв. 2/10 [Бобров и др., 2002ф]. Ранее эта свита, под названием «угленосная», картировалась в тех же районах, что и онкучахская [Граммберг, 1958; Граусман, 1983ф].

В стратотипическом и опорных разрезах отложения свиты согласно или с внутрiformационным размывом перекрывают онкучахскую свиту или залегают с резким стратиграфическим несогласием на карбонатных породах верхнего протерозоя и кембрия, а также на разновозрастных интрузивных образованиях, Нижняя граница проводится по литологической смене пород. Разрезы отличаются фациальной изменчивостью, породы находятся в сложных взаимоотношениях, характерна угленосность. В общих чертах в разрезе выделяются до 5 литологических пачек. Свита с размывом перекрывается нижнетриасовыми вулканогенно-осадочными и нижнеюрскими терригенными образованиями. Мощность колеблется от 10 до 170 м.

Позднепермский возраст определен остатками фауны, флоры и споропыльцевых комплексов. Редкие пелециподы *Corbula* sp., *Procrassatella* sp. и гастроподы *Bellerophon* sp. характерны для верхней перми [Ильин и др., 1963]. Отпечатки флоры с *Nephropsis* ex gr. *tomiensis* Zal., *Ruflorea* ex gr. *candalepensis* Zal., *R. aff. angustifolia* Neub. встречаются в пеляткинском горизонте Сибирской платформы (уфимский-казанский ярусы) [Жуков и др., 1962; Цейдлер и др., 1964]. В спорово-пыльцевых комплексах виды *Raistrickia cornuta* (Andr.), *R. heteromorpha* (Andr.), *R. obrupta* (Andr.), *R. grandispinosa* (Andr.), а также пыльца, содержащая до 25 % гинкгосаговообразных, характерны для пеляткинского-дегалинского горизонтов Сибирской платформы (уфимский-татарский ярусы) [Геологическая карта..., 1965; Геологическая карта..., 1968; Государственная..., 1971; Бухмиллер и др., 1969ф; Охлопков и др., 1987ф].

Отложения свиты развиты в северо-восточной части листа R-49 на правобережье р. Федор, где они согласно залегают на породах онкучахской свиты и перекрываются туфогенными образованиями молодинской толщи нижнего триаса. По литологическим особенностям в разрезе свиты выделяются две

пачки. Нижняя пачка мощностью около 50 м сложена слабосцементированными мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с линзами углистых глин, аргиллитов, стяжений плотных известковистых песчаников и с рассеянными обломками окременелой древесины, гальки и гравия доломитов, кремнистых пород, гранитоидов. Верхняя пачка мощностью 30–50 м сложена взаимно переслаивающимися слабосцементированными алевритистыми песчаниками, глинистыми алевролитами, углистыми глинами и аргиллитами с линзами углей мощностью до 0,7–1,2 м. Нижняя граница устанавливается по подошве пачки полимиктовых песчаников с галькой, гравием и многочисленными линзами мелкогалечных конгломератов. От стратотипа отложения правобережья р. Фёдор отличаются незначительными мощностями линз и прослоев углей и наличием в нижней части разреза грубообломочного материала – линз конгломератов и рассеянной гальки и гравия. Отложения содержат верхнепермские растительные отпечатки *Ruffloria cf. olzerassica* (Gorel.) S. Meyen, *R. cf. brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, *R. cf. nephropsiphylla* S. Meyen, *Cordaites candalepensis* (Neyb.) C. ex gr. *gracilentus* (Gorel.) S. Meyen. и др. В нижней части разреза содержатся пелециподы *Edmondia jakowlewiana* Lob. (*Edmondia nebrascensis* Gein), *Abiella subovata* Jones, характерные для отложений верхней перми. Позднепермский возраст осадков также подтверждают спорово-пыльцевые комплексы, представленные преобладанием пыльцы *Ginkgocycadophytus* и спор *Acanthotriletes* и *Leiotriletes* [Государственная..., 1989].

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Пермская терригенно-угленосная формация в Бур-Уджинской СФЗ Хатанго-Нижнеленской СФО с глубоким размывом перекрывается туфолавова́й формацией (*молодинская толща* – T_1ml), сложенной покровами и потоками базальтов с прослоями туфов, туфобрекчий, туфопесчаников, песчаников и алевролитов.

Молодинская толща (T_1ml) впервые выделена в Нижнеленской серийной легенде [Андреев и др., 2000], ранее картировалась как туфолавова́я толща нижнего триаса [Охлопков и др., 1987ф; Попов и др., 1989ф, 1993ф, 1998ф], раннетриасовый вулканогенный комплекс [Осташкин и др., 1990]. Опорные разрезы на территории Уджинской серийной легенды расположены в истоках р. Молодо-Унга-Анабыл и на междуречье рр. Барая – Молодо - Унга-Анабыл (лист R-50) [Попов и др., 1998ф]. Толща со стратиграфическим несогласием залегает на различных породах палеозоя. Резкая литологическая невыдержанность разреза со сменой на коротком расстоянии от чисто эффузивного до преимущественно пирокластического связана, видимо, с близостью центров извержений. В целом, в разрезе толщи базальты преобладают над туфами. Среди вулканогенных пород в виде отдельных прослоев (0,5–10 м) отмечаются туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, изредка в низах

разреза присутствуют маломощные линзы песчаников. Мощность толщи варьирует в пределах от 0 до 200 м.

В истоках р. Молодо [Попов и др., 1998ф, (скв. 16)] из туфопесчаников под покровом базальтов выделены два спорово-пыльцевых комплекса, в составе которых определены *Marrattisporites*, *Osmundacidites*, *Chomotriletes*, *Selaginella*, *Aratrisporites*, *Protobietipites*, *Podozamites*, *Psophosphaera*, *Todites*, *Copiopteris*, что по заключению Л. Г. Сандаковой [Попов и др., 1998ф], позволяет датировать вмещающие их породы первой половиной индского века.

На основании стратиграфического положения, палинологических данных и сопоставления с аналогичными образованиями, развитыми на сопредельных территориях, возраст толщи принимается как раннетриасовый [Бобров и др., 2002ф].

Образования толщи в рассматриваемом районе практически не отличаются от стратотипических. Они стратиграфически несогласно залегают на размытой поверхности пермских отложений и характеризуются такой же литологической невыдержанностью разреза. Покровы базальтов мощностью от 1,5 до 10 м разделены прослоями туфолав и туфов основного состава, мощность которых колеблется от нескольких до 70–90 м. В отдельных полях туфы резко преобладают в разрезе, а местами покровы базальтов в туфовой толще вообще отсутствуют. Мощность туфогенных образований в районе 70–90 м. Возраст толщи принимается как раннетриасовый т.к. она прорывается дайками эбеаинского комплекса (βT_{1eb}), а на соседней с востока территории перекрывается нижнеюрскими осадками, базальные конгломераты которых содержат в большом количестве гальки долеритов и их туфов [Государственная..., 1989].

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойские стратифицированные образования на территории листа R-49 представлены отложениями неогена и квартера.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения неогена, имеют весьма ограниченное развитие на картографируемой территории в пределах Оленёк-Вилуйского района, в местах залегания венд-кембрийских карбонатных толщ, и не имеют на площади листа R-49 выходов на дневную поверхность. Они вскрыты поисково-разведочными скважинами и горными выработками в погребенных эрозионно-карстовых депрессиях, выполненных образованиями «эбеахской толщи».

Эбеахская толща (N_{2eb}) сложена образованиями песчано-галечниковой формации аллювиального происхождения и является основным промежуточным коллектором россыпей алмазов руслового и пойменного аллювия Анабаро-Ленского междуречья, а также содержит промышленные скопления алмазов. Как отмечалось выше, отложения толщи заполняют многочисленные карстовые воронки в подстилающих карбонатных отложениях

кембрия в основаниях погребенных верхнечетвертичных долин в бассейнах рек Анабар, Бол. Куонамка и их притоков.

На территории листа R-49 в бассейне р. Кычкин находится опорный разрез эбеляхской толщи, вскрытый скважиной № 10001 в процессе проведения поисковых работ на алмазы [Полянский и др., 2004ф]. В опорном разрезе отложения толщи представлены галечниками (слабосцементированными конгломератами) красновато-бурого цвета, мерзлыми, льдистыми (до 5 %) разваливающимися после оттайки, сложенными полуокатанными обломками светло-серых, бежево-серых доломитов (35–40%) размером 3–5 см, гравия и гальки (10–15 %) темно-серых магматических пород, вишнево-красных кремней и желтовато-серых халцедонов размером до 2 см. Цементирующей массой является песчано-глинистый материал, интенсивно пропитанный бурыми, красно-бурыми гидроокислами железа. Максимальная мощность галечников – 57 м.

Другие, выявленные на рассматриваемой территории, отложения эбеляхской толщи отличаются от описанных в опорном разрезе, в основном, только мощностями, определяемыми размерами и формой эрозионно-карстовых депрессий, а также уровнем эрозионного среза захороненных долин. На площади смежного листа R-50, на водоразделах рек Белях, Эбелях, Маспакты, выявлены выходы отложений толщи на дневную поверхность [Граханов и др., 2007].

Возраст отложений эбеляхской толщи остается дискуссионным. Все отобранные в долинах рек Биллях, Гусиный, и Холомолох споро-пыльцевые пробы оказались палинологически «немыми». По данным Б. И. Прокопчука, в перекрывающих их илистых образованиях верхнечетвертично-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 «инситуальных» спектров [Прокопчук и др., 1985]. О. В. Гриненко в региональной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы [Гриненко и др., 2005] неогеновый возраст эбеляхской толщи обосновал по находкам створок пресноводных пелеципод *Unio sibiricus* Lindn. Необходимо отметить, что отложения толщи имеют полное сходство с алмазонасными образованиями Урала (т.н. «рыжиками»), выполняющими эрозионно-карстовые депрессии и датированными миоценовым возрастом [Граханов и др., 2007].

НЕОГЕНОВАЯ-ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Нерасчлененные плиоцен-четвертичные и четвертичные образования повсеместно, но неравномерно распространены на площади листа R-49. В их составе выделяются: отложения склонового ряда, водного, ледникового и комплекс биогенных отложений. Максимальная мощность плиоцен-четвертичных отложений по данным Н. А. Борщовой установлена за пределами территории листа в Аганылийской впадине [Геологическая ..., 1983], где она

достигает 135 м. Минимальная – на междуречьях Анабарского выступа – 4–6 м.

Расчленение четвертичных образований проведено с использованием унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Сибири, утвержденной МСК в 2009 г. [Унифицированная..., 2010], решений Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе 1979 г. [Решения..., 1983], Легенды Анабаро-Виллюйской серии листов Госгеолкарты-1000/3, утвержденной НРС Роснедра в 2009 г, и увязано со схемой расчленения четвертичных образований смежного листа R-48 [Липенков и др..., 2016].

Благодаря новым данным о климатической обстановке последнего ледникового цикла Сибири, полученным при работах на соседних территориях и новым датам методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ), выполненным в процессе работ, принципиально изменилась корреляция установленной ранее стратиграфической последовательности картируемых объектов с общей стратиграфической шкалой (ОСШ).

«Установлено, что образования второй половины верхнего неоплейстоцена не могут быть отнесены к каргинскому горизонту, как это принято в региональной стратиграфической схеме и серийной легенде. Последние 50 тыс. лет назад за исключением начала голоцена в сибирской Арктике господствовал климат ледникового – либо с покровными ледниками, либо с резко континентальными криоаридными условиями при отсутствии ледников [Kienast et al., 2001; Sher et al., 2005; Prokopenko et al., 2006; Астахов, 2009; Jørgensen et al., 2012; Astakhov, 2013]. Отложения в стратотипе на мысе Каргинский в низовьях Енисея содержат противоположный палеоклиматический сигнал. Они обладают межледниковой палеонтологической характеристикой [Сакс, Антонов, 1945; Сакс, 1953] и могут быть отнесены лишь к первой ступени верхнего неоплейстоцена [Астахов, 2006; Астахов, 2009], что подтверждается ЭПР возрастом 122 тыс. лет [Архипов, 1960] и ОСЛ возрастом 111 тыс. лет (по 6 датам) [Nazarov, Henriksen, 2010]» [Государственная..., 2016]. При подготовке листа R-49 к изданию, пробы 1458/3, 1458/1, 1458/2, отобранные из муруктинских флювиогляциальных отложений регрессивной фазы оледенения в долине р. Бол. Куонамка в районе устья руч. Оставной показали ОСЛ возраст 104 ± 22 и >211 тыс. лет и >224 тыс. лет соответственно, что коррелируется с вышеизложенными данными. В региональной схеме и серийной легенде муруктинский горизонт по-прежнему помещен на вторую ступень верхнего неоплейстоцена.

«Таким образом, стратиграфическое положение относившегося к каргинскому горизонту местного подразделения с межледниковой характеристикой смещается вниз на один климаторитм в пределах верхнего неоплейстоцена с третьей ступени на первую. Вместе с верхне-неоплейстоценовым термомером, выступающим в роли климатостратиграфического маркера, на один климаторитм вниз смещается и вся последовательность местных подразделений» [Государственная..., 2016].

Вслед за авторами листа R-48 [Государственная..., 2016], при расчленении четвертичных образований картируемой территории не использовались, сохраненные, в нарушение статей IV.4 и VIII.4 Стратиграфического кодекса

[Стратиграфический кодекс, 2006], в региональной схеме и серийной легенде каргинский и сартанский горизонты и их корреляция с ОСШ [Архипов, 1960; Унифицированная..., 2000; Унифицированная..., 2010]. Удаленность стратотипов горизонтов среднего звена неоплейстоцена, заимствованных из региональной схемы Западной Сибири, более чем на тысячу километров от картируемой территории не позволяет использовать их как инструмент для корреляции.

Корреляция местных картируемых подразделений проведена со ступенями ОСШ, а в качестве геохронологической привязки использованы интервалы морских изотопных стадий. Районирование на территории листа проведено в соответствии с районированием региональной стратиграфической схемы Средней Сибири [2010].

Площадь листа R-49 частично охватывает Тунгусский район (I-1) Средне-сибирской ледниковой области (I) и Оленёк-Вилуйский район (II-1) Средне-сибирской перигляциальной области (II) [Унифицированная..., 2010].

Дополнительно в Тунгусском районе выделен Попигайский подрайон (I-1-a). Он выделялся и ранее [Решения..., 1983] в качестве структурно-фациального района, так как его строение, обусловленное заполнением рыхлыми образованиями гигантского метеоритного кратера, радикально отличается от окружающей территории и выражено как в геоморфологическом отношении, так и в составе слагающих его пород.

НЕОГЕНОВАЯ (ПЛИОЦЕН) - ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

ПЛИОЦЕН - НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Озерно-аллювиальные отложения (IaN₂-Q₁). Пески, гравийники, галечники, валунники. Отложения этого возраста развиты в северо-восточной части Оленек-Вилуйского района и на юге Попигайского подрайона, где слагают пологие куполовидные холмы и террасовидные поверхности на водоразделах рек Попигай-Чорду-Далдын, Долгой-Кычкин, Старая-Анабар, Улегир-Эбелях и др., а также вскрываются под более молодыми четвертичными осадками в днищах долин и в эрозионных депрессиях в самых низах разреза рыхлых толщ [Геологическая ..., 1983, Граханов и др., 2007]. В литературе они известны как «водораздельные галечники».

На водоразделах эти осадки представлены толщей песка грубо-, средне- и мелкозернистого розоватого, серого и буровато-коричневого цвета, хорошо промытого, с отчетливо-выраженной горизонтальной и косой диагональной слоистостью, обусловленной неоднородностью гранулометрического состава породы. Мощность ритмически построенных пачек до 5–7 м, пачек – микро-ритмов – 3–4 мм. Состав песчаных зерен кварцево-полевошпатовый. Толща содержит прослои гравийно-галечного материала. Её мощность составляет от 4–5 до 25–27 м. В понижениях появляются валунно-галечные образования с прослоями песка. Общая мощность отложений увеличивается до 32 м. Состав

галек полностью отражает состав близ расположенных коренных пород. Степень окатанности галек и гравия в целом невысокая, но довольно часто встречаются идеально окатанные гальки кварцитов. На многих гальках наблюдаются железистые корочки химического выветривания, свидетельствующие о более теплом и влажном климате эпохи формирования этих отложений по сравнению с современным, а также об участии в их формировании эоловых процессов. Плиоцен-нижнечетвертичный возраст этих отложений установлен по составу спорово-пыльцевых комплексов [Геологическая ..., 1983, 1984]. В нижней части разреза преобладает комплекс растительности лесного типа, характерный для плиоцена. В его составе присутствует пыльца сосны, ели, кедра с примесью широколиственных *Platycarya*, *Acer*, *Costaneae*, *Quercus*, *Corylus*.

В спорово-пыльцевых комплексах из верхней части толщи хвойные практически отсутствуют, увеличивается количество пыльцевых зерен ольхи и березы, появляются их кустарниковые виды, а также в очень незначительном количестве присутствуют пыльцевые зерна дуба, клена и восковины кустарниковой. Этот комплекс позволяет (предположительно) отнести отложения верхней части толщи к нижнему неоплейстоцену. Кроме того, плиоцен-нижнеоплейстоценовый возраст отложений установлен также на основании найденных в них раковин моллюсков рода *Unio* [Геологическая ..., 1983, 1984], известных в нижнеоплейстоценовых отложениях на р. Обь, в плиоценовых отложениях в районе оз. Байкал и среднего плиоцена Прииртышья. В целом приведенные данные не противоречат датированию этих отложений плиоценом - ранним неоплейстоценом. Мощность отложений до 32 м.

На водоразделах рек Попигай - Чорду-Далдын и Догой - Кычкин песчано-гравийно-галечные и валунно-галечные прослои содержат импактные алмазы и единичные кристаллы кимберлитовых алмазов, являясь промежуточным коллектором россыпей импактных алмазов руслового и пойменного аллювия рек Попигайского кратера. В бассейнах рек Анабар, Бол. Куонамка в них преобладают кимберлитовые алмазы [Геологическая ..., 1983, Граханов и др., 2007].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Четвертая ступень

Аргасалинская толща. Морена (gPar). Введена решением Всесоюзного стратиграфического совещания [Решения..., 1983]. Стратотип находится на правом берегу р. Арга-Сала, южнее картографируемой территории, где отложения аргасалинской морены слагают несколько конечноморенных гряд. Основная морена распространена в пределах Тунгусского района территории по долинам рек Котуй, Мойеро, Аганыли, Кукусунда, Арга-Сала и залегает

между межледниковыми глинистыми и песчаными толщами реже - на дочетвертичных породах.

В целом толща представлена несортированными серыми и коричневатосерыми глинистыми, реже песчанистыми диамиктонами с включениями (до 40 %) крупнообломочного материала, состоящего из различно окатанной гальки, валунов, щебенки и глыб. На валунах, достигающих 0,6 м в поперечнике, наблюдались следы ледниковой штриховки, а многие гальки и мелкие валуны имеют утлогообразную форму ледогранников [Геологическая..., 1983]. В основной массе аргасалинской ледниковой толщи обнаруживаются многочисленные присыпки, примазки, включения чужеродного материала. Текстура морены массивная, плитчатая, реже сланцевая. Крупные обломки составляют до 8–10 % общей массы [Бардеева, 1986]. В западной части Аганылийской впадины 85–95 % обломков составляют карбонатные породы. В моренах западной ее части, где источником материала было плато Путорана, преобладают траппы (до 80 %). Глинистая фракция по всей территории распространения аргасалинской толщи имеет однотипный состав: монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, непостоянные примеси хлорита, гиббсита, галлуазита, кварца, доломита, анкерита, кальцита, полевых шпатов, гетита, магнетита. Максимальная мощность аргасалинской морены 28 м.

Образования аргасалинской толщи выявлены на юге территории листа на водоразделах правых протоков р. Арга-Сала - Тыгыны и Серкими, где они залегают на карбонатных породах кембрия. Крупнообломочный материал диамиктона представлен преимущественно гранитами, гнейсами и карбонатными породами. Видимая мощность не более 5 м.

Принадлежность рассматриваемых образований к четвертой ступени среднего звена неоплейстоцена определяется их составом и положением между ленковской толщей и перекрывающими озерными и аллювиальными отложениями с межледниковой характеристикой на площади листа R-48 [Государственная..., 2016]. Аргасалинская ледниковая толща слагает несколько конечноморенных гряд на правобережье р. Арга-Сала, расположенных севернее кислосканских краевых образований максимального оледенения [Исаева и др., 1981] и южнее чётко выраженного Муруктинского краевого пояса конца среднего неоплейстоцена. Предполагается [Государственная..., 2016], что аргасалинская толща сформирована тем же ледниковым покровом, что и кирамкинская морена, на одной из стадий деградации ледникового щита.

Пятая ступень

На территории листа к этой ступени отнесены аллювиальные, озерно-аллювиальные отложения с межледниковой характеристикой органических остатков и стратиграфическим положением ниже самой верхней морены регионального распространения – муруктинской морены конца среднего неоплейстоцена. Стратотипы у вышеперечисленных картируемых подразделений отсутствуют, и поэтому их корреляция проведена непосредственно с общей стратиграфической шкалой.

Харамасская толща. Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения (a, Ia П_{hr}). Состав отложений: суглинки, алевроиты, глины, пески, торф. Толща распространена в пределах Оленёк-Вилуйского района. Она представлена аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями, которые выполняют озеровидные расширения (абс. отм. 60–160 м) и древние ложбины стока в бассейнах рек Анабар, Мал. Куонамка, Старая, Эбелях, Биллях, Маят, Хара-Мас и др., залегая на плиоценовых и докайнозойских породах.

Толща сложена тонкогоризонтальнослоистыми серыми суглинками, алевроитами, глинами с линзами песков, торфа, включениями растительных остатков, разнотельными разнослоистыми песками желтовато-серыми, часто железненными, в основании разреза с прослоями и линзами галечно-гравийного материала. В шлихах отмечаются редкие зерна пиропы и пикроильменита [Государственная ..., 1984]. В погребенных галечниках на р. Старая и притоках р. Хара-Мас встречены алмазы [Государственная ..., 1985]. Мощность погребенного аллювия до 25 м.

На сопредельной территории (бассейн р. Уджа) отложения содержат пресноводные моллюски, раковины остракод широкого возрастного диапазона и три комплекса диатомовых водорослей от бедной олиготрофной флоры низов разреза до южно- и северо-бореального комплексов с умеренно-теплолюбивыми видами [Жуков, Горина, Пинчук, 1968].

Приведенные материалы позволяют вполне определенно датировать отложения средним – началом верхнего неоплейстоцена. Мощность отложений до 25 м. Харамасская толща промышленно алмазоносна. На поверхность она не выходит, показана только на схеме соотношений плиоцен-четвертичных образований.

Озерно-аллювиальные отложения (IaП₅). Пески, илы, илистые суглинки, галечники, валунники имеют распространение в пределах Попигайского подрайона. Они слагают аккумулятивные равнины, залегая с размывом на плиоцен-нижнечетвертичных и более древних образованиях и перекрыты верхнелепесточными и современными отложениями. Рассматриваемые образования представлены галечниками, часто с мелкими (10–20 см) валунами, чередующимися с прослоями песка, либо образующими прослой и линзы в песчаных толщах. Слоистость параллельная и косая, часто диагональная. В составе гальки и валунов преобладают местные породы, среди которых 60–80% составляют доломиты. В верховьях р. Федор присутствуют долериты (до 20–25%). В незначительных количествах встречаются гальки кремнистых пород, кварцитов, окварцованных песчаников, гранитоидов. Окатанность галечного материала преимущественно слабая (класс 1-2 по шкале Хабакова) [Госгеолкарта..., 1989].

В северо-восточной части территории, в верховьях р. Федор изучен несколько иной тип разреза рассматриваемых отложений, основной составляющей которых является мелко- и среднетельный песок, включающий прослой и линзы ила и илистого суглинка голубовато-серого, темно-серого и коричневого. Слоистость тонкая горизонтальная и косая, преимущественно диагональная, обусловленная неоднородностью гранулометрического состава осадков. Мощность отложений 3–12 м. В северо-северо-восточной части района, в верховьях р. Доруоха преобладают темно- и буровато-серые суглинки с

нечеткой горизонтальной слоистостью, включающие линзы и прослои серого средне- и мелкозернистого песка, а местами, в основании разреза – дресву доломитов. Мощность отложений от 3–4 до 14–15 м. Озерно-аллювиальные отложения распространены в пределах высотных отметок от 40 до 200 м. По периферии Попигайской котловины они слагают террасовидные площадки высотой (абс. отм.) 110–200 м. Преобладающая мощность рассматриваемых отложений 25–30 м.

Смена состава спорово-пыльцевых комплексов по разрезу позволяет предполагать, что они формировались при различных последовательно сменявшихся во времени климатических условиях. Спорово-пыльцевой комплекс из нижней части разреза, по данным О. Н. Жежель (ВСЕГЕИ), свидетельствует о холодном и сравнительно влажном климате конца среднего неоплейстоцена с преобладанием тундровых и тундрово-луговинных ландшафтов. Преобладают споры кочедыжниковых (*Polypodiaceae*), зеленомошники (*Brialles*), сфагновые мхи (*Sphagnum*).

Палинокомплексы из верхней части разреза отражают ландшафты лесотундрового и лесного типа. Пыльца древесно-кустарниковой группы составляет в них свыше 58 % с преобладанием хвойных древесных растений: сосны, ели, лиственницы, березы. Такие спорово-пыльцевые комплексы сходны с комплексами казанцевского горизонта Усть-Енисейского района. Таким образом, как считают Н. А. Борщева и М. А. Бардеева [Госгеолкарта..., 1972, 1986], рассмотренные озерно-аллювиальные отложения формировались в конце среднего и, возможно, начале верхнего неоплейстоцена. С. И. Киселевым [Киселев, 1973 ф] в долине р. Попигай в 6 км выше устья р. Федор в аналогичных отложениях встречены раковины *Saxicava arctica* Linne, что не противоречит среднееоплейстоценовому возрасту рассмотренной озерно-аллювиальной толщи. Мощность лимноаллювия до 30 м. Он является промежуточным коллектором россыпей импактных алмазов руслового и пойменного аллювия Попигайского подрайона.

Аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы (а⁴П₅). Состав аллювия: пески, галечники, валунники, гравийники. Он выявлен в Оленёк-Вилуйском районе в долине реки Мал. Куонамка. Отложения подстилаются породами фундамента и представлены, в основном, песчаными разностями, имеют характерную для аллювия косую слоистость, более крупные разности (галечники, валунники с валунами до 15 см, гравийники) – присутствуют в виде линз и линзовидных прослоев. Формирование террасы связано, по всей видимости, с таянием самого крупного оледенения севера Средней Сибири, сформировавшего аргасалинскую толщу. В эту террасу включена третья надпойменная терраса, сформированная в начале верхнего неоплейстоцена после деградации муруктинского ледника. Мощность отложений до 15 м. Аллювий четвертой надпойменной террасы промышленно алмазоносен.

Шестая ступень

Муруктинская морена (gПmr). Выделена М. А. Бардеевой и Л. Л. Исаевой в Муруктинской впадине [Бардеева, Исаева, 1980]. На террито-

рии листа R-49 морена распространена в пределах Тунгусского района. Основная морена представлена диамиктоном. Залегает на склонах и водоразделах Анабарского плато, образуя холмисто-грядовый рельеф на южном и юго-восточном склонах Анабарского поднятия в верховьях рек Дара, Кюэлекян, Кенгеде. В толщу, помимо собственно морены, включены также флювиогляциальные и озерно-ледниковые составляющие ледникового комплекса, которые не могут быть показаны отдельно в масштабе карты. Муруктинская морена перекрывает коренные породы и более древние четвертичные образования, часто с гляциодинамическими контактами. Отложения представлены несортированными валунными и гравийными суглинками, глинами, супесями серо-коричневыми, палевыми с мелкими и средними отторженцами более древних плейстоценовых или, реже, коренных пород. Текстура плитчатая, массивная, комковатая. Характерны полосы скольжения, текстуры захвата и растаскивания пород ложа. Наблюдается также сланцеватая и псевдослоистая разновидности морены.

Состав обломков на территории листа R-49 закономерно изменяется по латерали. Если в восточной части Аганьлийской впадины, в бассейнах рек Дяра и Арга-Сала, основная часть обломочного материала представлена карбонатными породами (80–90 %), а гранитоиды Анабарского щита составляют не более 10–15 %, то их количество в бассейне р. Куранах составляет уже 60–70 %.

По мнению В.А. Истомина [Истомин и др., 1992ф] часть материала аккумуляровалась надледниковыми и внутрiledниковыми потоками по краевым (боковым) частям мертвого льда, выполнявшего речные долины и спроецировавшихся на домуруктинский рельеф после его таяния. Мощность основной морены до 30 м.

Конечная морена представлена валунными и гравийными суглинками, глинами и супесями. Слагает холмисто-грядовый рельеф в верховьях левых притоков рек Арга-Сала и Оленёк. От основной морены отличается большим количеством крупных обломков, в том числе транзитных пород, большей контрастностью рельефа, а также мощностью – до 80 м.

Абляционная морена перекрывает вершины камов, озков, образует невысокие (до 3–4 м) гряды, приурочена к зоне таяния мертвых льдов и зонам крайних ледниковых образований. Она представлена глинистыми и песчанистыми диамиктонами с валунами и галькой. От основной и конечной морен отличается преобладанием (до 70–80 %) крупнообломочного материала и небольшой мощностью – от 3 до 8 м.

К западу от площади листа R-49, в образования муруктинской морены вложен аллювий третьей надпойменной террасы с межледниковыми характеристиками. Стратиграфически выше залегают лишь перигляциальные образования верхнего неоплейстоцена. На этом основании муруктинская морена отнесена к последнему ледниковью среднего неоплейстоцена.

Муруктинский гляциолимний (lgIImr). Выделен М. А. Бардеевой и Л. Л. Исаевой в Муруктинской впадине [Бардеева, Исаева, 1980]. Представлен ритмичнослоистыми глинами, алевролитами и песками. На рассматриваемой площади ограниченное распространение имеют только лимногляциальные образования регрессивной фазы, выявленные в долине р. Кукусунда у

западной границы листа. Они образуют здесь озерные террасы, сложенные глинами, алевролитами и глинистыми песками, залегающими на неровной кровле муруктинской морены. Мощность глин 4–10 м.

Рассматриваемые отложения отнесены к шестой ступени среднего неоплейстоцена на основании парагенетической взаимосвязи с различными фациями ледниковых муруктинских образований. Спорово-пыльцевые спектры из позднеледниковых глин, слагающих озерные террасы на Аганыльской и Муруктинской равнинах, позволяют предполагать, что спуск приледниковых бассейнов состоялся на финальном этапе деградации муруктинского ледника. Мощность муруктинского гляциолимния 20–50 м.

Муруктинский флювиогляциал (fIIIgr). Выделен М. А. Бардеевой и Л. Л. Исаевой в Муруктинской впадине [Бардеева, Исаева, 1980]. Флювиогляциальные отложения представлены переслаивающимися песками, гравийниками, галечниками, валунниками с косыми желобообразными сериями и прослоями с параллельной слоистостью и рябью течения. Водноледниковые отложения приурочены в основном к зонам краевых ледниковых образований или к зонам таянья мертвого льда, где слагают камы и озы, а в перигляциальной зоне образуют долинные зандры. В дистальной части ледника флювиогляциальные отложения выполняют днища долин стока, слагают террасы. Они залегают на остатках морены, чаще - на всех более древних отложениях.

Наиболее полный разрез этих образований, слагающих 35–40-метровую террасу, вскрыт, по данным В. Н. Боброва [Бобров и др., 1999ф] за пределами территории, на правом берегу р. Мойеро в 14 км выше устья р. Усуч-Юрэх, где флювиогляциальные отложения представлены «плотнупакованными» валунно-галечными образованиями с гравийным и песчаным заполнителем, а также параллельно переслаивающимися песчаными, гравийными и галечными отложениями. Вещественный состав флювиогляциальных образований аналогичен составу морены.

При полевых работах на р. Бол. Куонамка, в районе устья руч. Оставной закартирована гряда флювиогляциальных отложений, связанная с деградацией ледника, сформировавшего пояс муруктинских морен. Отложения образуют флювиогляциальную дельту, сложенную переслаиванием гравийников, галечников, крупнозернистых песков, с линзами мелкозернистых песков и алевролитов. Толща имеет моноклиальное залегание с общим падением слоёв в 10–25° вниз по течению реки (общее направление на восток). Пробы 1458/1-3, отобранные из муруктинских флювиогляциальных отложений регрессивной фазы оледенения в долине р. Бол. Куонамка в районе устья руч. Оставной показали сверху вниз по разрезу ОСЛ-возраст от 104±22 до >224 тыс. лет. Таким образом, возраст ледниковых и водно-ледниковых образований по совокупности данных (результатов ОСЛ-датирования, геоморфологических наблюдений, сведений о парагенетической взаимосвязи различных фаций ледниковых отложений, характеру спорово-пыльцевых спектров из озерных глин, типичных для регрессивной фазы ледника в Аганыльской и Муруктинской впадинах [Геологическая карта..., 1983]), соответствует шестой ступени среднего неоплейстоцена. Видимая Мощность флювиогляциальных отложений составляет 34 м.

Верхнее звено

Первая ступень

Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы ($a^3\Pi_1$). Пески, супеси, суглинки, торф, глины, алевриты. Развита фрагментарно по всем крупным рекам Среднесибирской СФО, где слагают цокольные, аккумулятивные или эрозионно-аккумулятивные III надпойменные террасы. На площади листа R-49 они выявлены в долинах рек Анабар, Оленёк, Бол. и Мал. Куонамка и др., залегая на плиоценовых и докайнозойских породах, аллювиальных и озерно-аллювиальных отложениях IV надпойменной террасы и харамасской толщи. Западнее рассматриваемой территории, на площади листа R-48, аллювий третьей надпойменной террасы вложен в образования муруктинской морены [Государственная..., 2016].

По составу, структурно-текстурным признакам и условиям залегания выделяются русловая, пойменная и старичная фации. Русловая фация мощностью 3–8 м сложена коричневато-серыми разномышными песками, гравийниками, галечниками с параллельной или кривой слоистостью, часто с базальным валунно-галечным горизонтом в основании. Пойменная фация (0,5–3 м) представлена серыми и коричневатыми мелко- и среднезернистыми песками, часто глинистыми, параллельно- и линзовиднослоистыми с растительным детритом. Старичные осадки – глины и алевриты темно-серых и темно-коричневых тонов с прослоями и линзами торфа – выполняют понижения в толще пойменной или русловой фаций. Мощность их 0,4–1 м.

В долине р. Бол. Куонамка третья надпойменная терраса фрагментарно развита на участке от устья р. Дюкен до устья р. Старая. Мощность аллювия здесь в среднем 5–6 м. При этом мощность русловой фации в террасе составляет от 1,9 до 4,7 м, пойменной фации - от 0,7 до 3,6 м. Аллювий песчано-глинистый. Грубообломочный материал представлен в нем валунами (1,9 %), галькой (24,8 %), гравием (26,2 %). Петрографический состав грубообломочного материала руслового аллювия разнообразный и представлен гранитоидными (29,5 %), известняками (26,5 %), песчаниками (14,7 %), кварцитами (12,5 %), долеритами (11,6 %) и гравелитами (5,2 %) [Граханов и др., 2011ф].

На юго-западе площади в бассейне р. Кукусунда, мощность аллювия III террасы составляет 5–12 м. В верхней части разрезов аллювия в глинах и алевритах пойменных и старичных фаций содержится пыльца ели, сосны, березы, лиственницы, ольхи, споры папоротников. Палинологические и фаунистические данные свидетельствуют о межледниковых условиях формирования аллювиальных отложений. Однако отсутствие пыльцы и диатомовой флоры в породах нижней части разрезов не исключает начала формирования осадков в ледниковые конца среднего неоплейстоцена.

Аллювий третьей надпойменной террасы не перекрыт ледниковыми образованиями покровного оледенения и подстилается верхней в разрезе муруктинской морены. Учитывая межледниковую характеристику аллювия, очевидно, что его подошва отмечает нижнюю границу первого термомера верхнего неоплейстоцена.

Аллювий третьей надпойменной террасы в пределах Оленек-Виллойского района промышленно алмазоносен (долины рек Анабар, Эбелях, Бол. и Мал. Куонамка и др.).

Вторая ступень

Онекская морена (gШок) представлена валунным глинистым диамиктоном. Выделена Л. Л. Исаевой с соавторами [Исаева и др., 1981] как ледниковые образования, слагающие конечные морены последнего «сартанского» плейстоценового оледенения. Онекские конечные морены Среднесибирского плоскогорья не образуют единой системы и распадаются на отдельные формы, окаймляющие плато Путорана и Анабарское плато.

На территории листа R-49 ледниковые образования онекского ледникового комплекса развиты в пределах Анабарского поднятия в верховьях рек Хаттырык, Делинде и др. Они слагают конечноморенные гряды и холмы высотой 6–10 м и протяженностью от 200 до 600 м [Госгеолкарта..., 1989], сложенные валунно-галечным и гравийным материалом с песчаным и суглинистым заполнителем. Крупнообломочный материал плохо сортирован и слабо окатан, в основном состоит из метаморфических пород. На южных окраинах Анабарского поднятия ледниковые образования представлены несортированными валунными суглинками. Валуны, галька и щебень состоят из доломитов, песчаников и долеритов. Н. А. Борщева и М. А. Бардеева [Геологическая карта..., 1983], считают, что к ледниковым образованиям этого возраста принадлежат и песчано-галечные отложения, сохранившиеся в трогообразных долинах в верховьях рек Улахан-Старая и Орто-Старая. Мощность отложений достигает 20 м. Возраст морены устанавливается по положению в разрезе и геоморфологии. В пределах развития онекской морены нет аллювиальных террас древнее голоценовых.

Онекский флювиогляциал (fШок) представлены песками, валунными галечниками, супесями, суглинками. Они фрагментарно встречаются на склонах Анабарского поднятия, однако могут быть распространены и шире, у подошвы Анабарского плато. Холмы, группы холмов и гряды водноледниковых отложений, в большинстве своем приуроченные к речным долинам; формируют камы округлой или эллипсоидной формы, реже – озовые гряды. Их высота составляет от 6 до 20 м при длине от сотен метров до нескольких километров [Геологическая карта..., 1983]. В бассейне р. Фомич крупнообломочный материал, слагающий камовые холмы и озовые гряды, представлен породами метаморфического комплекса Анабарского щита, долеритами, кварцевыми породами, песчаниками и карбонатными породами. По юго-западной и западной окраине Попигайской котловины флювиогляциальные образования, залегающие на озерно-аллювиальных отложениях среднего неоплейстоцена, представлены песками, включающими валуны, гальку и гравий архейских метаморфических пород и протерозойских песчаников. Слоистость горизонтальная и косая. Мощность более 20 м. Спорово-пыльцевые комплексы отражают растительность тундро-степи. Возраст устанавливается по приуроченности к краевым формам онекского оледенения.

Третья ступень

Кулдуомская свита. Озерно-аллювиальные отложения (IaIIIkl) распространены только в пределах Попигаевского подрайона. Они представлены песками, алевритами, суглинками, глинами, гравийниками, галечниками и торфом. Свита выделена по материалам В. Н. Боброва [1990]. Она с размывом залегает на на плиоцен-среднечетвертичных и более древних образованиях, формируя озерно-аллювиальную равнину.

Отложения свиты представлены озерно-аллювиальными, озерными и аллювиальными фациями, сложенными песками различной зернистости, алевритами, суглинками и глинами, прослоями и линзами гравийных песков, гравия с галькой, галечников, торфа и растительного детрита, включениями древесины и костными остатками мамонта позднего типа. Слоистость пород горизонтальная, линзовидная и косая. Образования свиты по пыльцевым комплексам лиственничной тайги с примесью ели, диатомовой флоре и радиоуглеродным датировкам из костных остатков, древесины и торфа - 45,1–28,9 тыс. лет отнесены к третьей ступени верхнего неоплейстоцена [Бобров и др., 1990 ф]. Мощность лимноаллювия достигает 40 м, он служит промежуточным коллектором импактных алмазов.

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (a²III₃). Аллювиальные галечники, пески, супеси, алевриты развиты фрагментарно в долинах рек Фомич, Мал. и Бол. Куонамки, Арга-Сала, Оленёк, слагая вторую надпойменную террасу высотой 25–40 м. В строении этой аллювиальной толщи принимают участие русловая, пойменная и старичная фации. Для нижней части разреза характерно преобладание песчаного материала с горизонтом галечника в основании (0,2–10 м). Верхняя часть представлена супесью, алевритом, суглинком. В бассейнах рек Анабар, Мал. и Бол. Куонамка мощность аллювия от 12–15 до 3–9 м. В аллювии II террасы р. Оленек, в отличие от остальных рек территории листа R-49, наблюдается только галечно-гравийно-песчаный материал с незначительным содержанием валунов в отдельных прослоях. Мощность аллювия до 15 м.

Органические остатки и определения изотопного возраста из этой террасы известны на соседних территориях. Так в долине р. Котуй в аллювии II надпойменной террасы, представленном алевритами и тонкозернистым глинистым песком, по данным Н. А. Борщевой и М. А. Бардеевой [Геологическая карта..., 1983], обнаружена флора диатомей межледникового облика и фауна *Pisidium casartanum* (Pol.), *P. lilljebergi Clessin*, свидетельствующие о том, что климат времени накопления осадков был близок к современному.

На правом берегу р. Сиды в 6,5–7 км выше устья р. Соптоко (Q-48-VII, VIII) в пойменной фации аллювия, представленной коричневыми алевритами, насыщенными шишками, семенами, побегами лиственницы и хвойных, получена радиоуглеродная дата 34 700 ± 600 лет (ГИН-1905). В этом же разрезе из галечников русловой фации аллювия был извлечен череп овцебыка. Из костного вещества рога (по данным В. Н. Боброва, 1999) была получена ¹⁴C дата 41 900±700 лет (ГИН-2327), а из расположенной ниже по разрезу линзы полуразложившегося торфа – ¹⁴C дата 39 800±600 лет (ГИН-1904). В долине р. Мойеро в 13 км выше устья р. Мойерокан (листы R-48-XXXIII, XXXIV) по

растительному детриту из глинистых песков пойменной фации аллювия II надпойменной террасы получена ^{14}C дата $43\,500 \pm 1\,100$ лет (ГИН-2329). Спорово-пыльцевые комплексы этих отложений отражают растительность березово-лиственничных лесов с примесью кедра. Мощность отложений 5–15 м.

Таким образом, сумма палеоботанических и палеофаунистических данных свидетельствует о палеоклиматических условиях близких к современным. На основании данных по изотопному датированию возраст устанавливается как третье звено верхнего неоплейстоцена. Максимальная мощность аллювия второй надпойменной террасы до 25 м.

В пределах Оленек-Вилуйского района аллювий второй террасы промышленно алмазоносен (долины рек Бол. и Мал. Куонамка и приустьевые части долин их крупных притоков; долины р. Анабар и ее правых притоков Эбелях, Биллях, Маят) [Крючков, 1968 ф; Граханов и др., 2007].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО И ГОЛОЦЕН

Образования верхнего звена неоплейстоцена и голоцена представлены аллювиальными отложениями первой надпойменной террасы и поймы, лимнием, а также разнообразными по генезису склоновыми образованиями.

Аллювий первой надпойменной террасы и поймы. (aIII-H) представлен галечниками, сменяющимися вверх по разрезу песками с галькой, алевритами и глинами с линзами торфа. Эти отложения слагают комплекс низких речных террас и русла рек. Отложения первой надпойменной террасы, высокой и низкой поймы распространены по долинам всех крупных рек района, особенно в пределах низменных участков территории, и имеют сходное строение. Для них характерны многочисленные косые серии и местами параллельная слоистость. Довольно часто в верхней части разреза наблюдаются клинья и линзы льда.

Отложения первой надпойменной террасы включают русловую и пойменную фации аллювия, сложенные субгоризонтальным переслаиванием валунного, галечникового, гравийного и песчаного материала с мощностью ритмически построенных макропачек до 25 см. Русловые отложения, выполняющие днища рек и слагающие косы и бечевник, представлены галечниками с валунами, гравийниками с песчаным заполнителем. Состав гальки отражает состав местных пород, а в долинах крупных рек существенную роль в нем играют транзитные породы.

На плесах и озеровидных расширениях рек русловые отложения преимущественно песчаные и алевритисто-глинистые. Пойменная фация представлена мелко- и тонкозернистым песком, алевритом, супесью, суглинком, реже – глиной с характерной тонкой горизонтальной слоистостью.

Для аллювия первой террасы в нижней части разреза наиболее характерны спорово-пыльцевые комплексы лугово-болотной растительности арктических тундр, в верхней – комплексы более теплолюбивой растительности – лиственничного редколесья с заболоченными участками, поросшими ольховником и ерником. На р. Оленёк, в верхней половине разреза первой надпоймен-

ной террасы встречены остатки пресноводных моллюсков *Gyraulus acronicus borealis* (Lav.), *Radix pereger* (Müll.), *Valvata aliena* West., характерных для современной эпохи.

Абсолютный возраст аллювия высокой и низкой поймы р. Кукусунда в Аганьельской впадине равен $8\,300 \pm 100$ лет (ГИН-1180), $6\,400 \pm 200$ (ГИН-1185), $5\,300 \pm 250$ лет (ГИН-1164) и $3\,900 \pm 500$ лет (ГИН-1182). Спорово-пыльцевые комплексы пойменного аллювия близки к современным. Они, как и комплексы первой террасы, характерны для тундрового типа растительности, бедного древесными формами, но изобилующего зелеными сфагнумными мхами. Общая мощность аллювия до 20 м [Бобров и др., 1999 ф].

В процессе проведения в 2014 году маршрутных исследований по уточнению распространения, мощности и генетических типов плиоцен-четвертичных отложений в районе среднего и нижнего течений р. Бол. Куонамка выяснилось, что градация отложений первой, второй ($a^2\Pi_3$), и третьей ($a^3\Pi_1$) террас, проведенная предшественниками на рассматриваемой территории не всегда корректно отражает генетическую и геоморфологическую характеристики отложений. Часть отложений из этих террас вряд ли относятся к отложениям постоянных речных потоков, ввиду слабой окатанности материала, наличия иногда близкорасположенных коренных источников, сложенных материалом аналогичным по петрографическому составу. В этом случае в рельефе формируются структурные террасы, которые геоморфологически схожи с аллювиальными террасами (высоты террас, их протяженность по склону). Датировки проб, отобранных из террас высотой 3–5 м над урезом воды (т.н. №№ 1419-3, 1409-1) показывают явно голоценовый возраст этих отложений – 1450 ± 160 и 3390 ± 150 лет соответственно. Датировки из 7-метровой террасы в среднем течении (т.н. № 1450-1) дали возраст около 9830 ± 230 лет. Такой же возраст (9900 ± 330 лет) получен из вскрытых рекой на том же высотном уровне озерных отложений (т.н. № 1451-1). Таким образом, можно сделать вывод о том, что на рубеже 9–10 тыс. лет объемы воды в р. Бол. Куонамка упали по сравнению с предыдущим периодом, началось активное заболачивание сформированной на тот момент поймы. В нижнем течении датирована терраса высотой 12 м выше уреза воды (т.н. № 1549-2) Формально по литературным источникам она считается первой надпойменной террасой. Кроме того, при полевых исследованиях не обнаружено признаков подтопления ее водами в современное время. Датировка (6880 ± 320 лет) получена из средней ее части, таким образом, подтверждено, что формирование первой надпойменной террасы региона происходило на рубеже конца верхнего неоплейстоцена - нижнего голоцена, охватывая практически весь период последнего. Общая мощность аллювия до 20 м. На территории листа R-49 в аллювии первой надпойменной террасы и пойм высокой и низкой на территории Тунгусского района известны единичные находки алмазов, а в Оленёк-Вилуйском районе развита промышленная алмазность.

Озерные и болотные отложения (IрIШ-Н) представлены песками, алевритами, глинами, суглинками, галечниками, торфом и распространены на территории повсеместно. Они выполняют понижения в рельефе, часто наблюдаются в истоках рек. В составе отложений преобладают местные по-

роды. Слоистость параллельная, в песчаных пачках наблюдаются знаки ряби волнения. Спорово-пыльцевые комплексы близки к современным. Возраст образований лимния устанавливается по положению в разрезе: после отступления последнего оледенения их формирование продолжается и в настоящее время. Мощность лимния в Попигайской котловине достигает 40 м, на остальной территории не превышает 15 м.

Образования склонового ряда на территории мало изучены. На карте четвертичных образований они выделены по данным дешифрирования дистанционных материалов и анализа рельефа. В составе обломков преобладают местные породы, эрратический материал встречается единично. Генезис и возраст образований зависит от геоморфологии (крутизны склонов), состава подстилающих пород и наличия оледенений в районе развития. В Среднесибирской ледниковой области их формирование происходило в верхнем неоплейстоцене, после окончания периода муруктинского оледенения (шестая ступень среднего неоплейстоцена). Склоновые отложения, формирующиеся за счет разрушения алмазоносных кимберлитов или импактитов, содержат алмазы.

Коллювиальные и делювиальные отложения (с,dIII-Н) представлены глыбниками, отломниками, дресвяниками и развиты лишь на юго-востоке территории, в пределах глубоковрезанных участков речных долин. Коллювиальные развалы осыпного и обвального генезиса промываются текущими водами, переходящими на пологих участках в делювиальные шлейфы. Мощность отложений в основании склонов достигает 20 м.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,sIII-Н) представлены дресвяно-щебневыми суглинками, валунными суглинками и супесями. Они распространены на территории, сформированной в основном осадочными коренными породами (известняками, доломитами, мергелями, песчаниками), где плащеобразно перекрывают склоны водоразделов. В структуре отложений отмечается чередование солифлюкционных образований, с прослоями делювия, образованными дождевыми и тальными водами. Мощность отложений до 10 м.

Солифлюкционные отложения (sIII-Н) представлены дресвяно-щебневыми суглинками, валунными суглинками, супесями и распространены в пределах Анабарского плато на пологих склонах водоразделов, сложенных преимущественно метаморфическими породами докембрийского фундамента. Плащ мелкозема, перекрывающего коренные породы, оплывает под действием криогенных процессов, формируя на поверхности характерные солифлюкционные террасы, языки и валики. Мощность отложений у основания склонов достигает 10 м.

Элювиальные, дессерпционные и солифлюкционные отложения (e,dr,sIII-Н) представлены дресвяно-щебневыми суглинками и распространены в основном в центральной части Анабарского плато. Они формируются на водоразделах, сложенных преимущественно изверженными породами. Из-за большей контрастности рельефа крип на данной территории преобладает над солифлюкцией; на выложенных водоразделах развит элювий. Мощность образований до 8 м.

Элювиальные, солифлюкционные и делювиальные отложения (e,s,dIII-N) представлены суглинками, супесями, глыбниками, дресвяниками и распространены преимущественно в пределах выходов осадочных коренных пород, где плащеобразно перекрывают пологовыпуклые водоразделы. Уплотненные части водоразделов заняты элювием, который по мере увеличения крутизны склонов начинает «плыть» и замещаться солифлюксием. При смене обводненности (дожди, снеготаяние) формируются прослойки делювия, более песчаные по составу, со следами характерной для водной среды параллельной или косой слоистости. Мощность образований до 6 м.

Четвертичные отложения нерасчлененные распространены в пределах Среднесибирской перигляциальной области на востоке территории и представлены склоновыми образованиями. По составу и строению они схожи с аналогичными телами ледниковой зоны, однако отсутствие ледниковых щитов обусловило их более раннее формирование в послеплиоценовое время. Начало их формирования ограничено также возрастом окончания накопления толщи «водораздельных галечников» - нижнее звено нэоплейстоцена.

Коллювиальные и делювиальные отложения (c,d) в пределах Среднесибирской перигляциальной области приурочены к участкам наиболее расчлененного рельефа с крутыми обвально-осыпными склонами. Это крупноглыбовые и щебнистые осыпи с примесью мелкого материала. Мощность до 10 м.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,s) представлены дресвяно-щебневыми суглинками, валунными суглинками и супесями. Как и в пределах ледниковой зоны плащеобразно перекрывают склоны водоразделов. В структуре отложений отмечается чередование солифлюкционных образований с прослоями делювия, образованными дождевыми и тальными водами. Мощность делювиальных и солифлюкционных отложений достигает 10 м.

Элювиальные, солифлюкционные, делювиальные отложения (e,s,d) представлены глыбниками, отломниками, дресвяниками, дресвяно-щебневыми суглинками на водоразделах. Уплотненные части водоразделов заняты элювием, который на склонах даже с небольшой крутизной (2–3°) начинает плыть и замещаться солифлюксием. При смене обводненности (дожди, снеготаяние) формируются прослойки делювия, более песчаные по составу, со следами характерной для водной среды горизонтальной или косой слоистости. Мощность отложений до 6 м.

МАГМАТИЗМ

Магматические породы широко распространены, главным образом, в центральной части территории листа R-49 – в Анабарском выступе фундамента Сибирской платформы. Магматические события наиболее интенсивно проявились в архее и раннем протерозое. В триасе в связи с деятельностью Сибирского суперплюма на рассматриваемой территории происходило интенсивное проявление обширного и весьма разнообразного основного магматизма, представленного молодинским и катангским долеритовыми, эбехаинским трахидолеритовым комплексами и оленек-велингнинским комплексом габбро-долеритов и долеритов. В триасе и юре формировались разнообразные по составу интрузивные образования щелочно-ультраосновного магматизма, представленного куонамским кимберлит-карбонатитовым, талахтахским щелочно-базальтоидным и билляхским кимберлитовым комплексами.

Ранняя сиалическая кора докембрийских кратонов обычно представлена магматическими породами - преимущественно плагиогнейсами и плагиогранитоидами, которые по составу отвечают породам тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) ассоциаций [Moyen, Martin, 2012]. Формирование пород ТТГ-комплексов может происходить как за счет плавления мафических (ювенильных мантийных), так и диорит-тоналитовых (коровых рециклинговых) субстратов. На Сибирской платформе одно из ранних магматических событий установлено на юге в Шарьжалгайском выступе, где магматические цирконы из плагиогнейсов имеют возраст $3\,388 \pm 11$ млн лет [Туркина и др., 2013]. Однако изотопные характеристики даже этих цирконов указывают на рециклинг корового материала и свидетельствуют об образовании плагиогнейсов в результате плавления гетерогенных (мафических и более древних коровых) субстратов в архейской коре [Туркина и др., 2013].

На Анабарском щите наиболее древние ксенолиты пород с Nd-модельным возрастом протолитов 3,65–3,67 млрд лет и цирконом с возрастом 3570 млн лет присутствуют в далдынской серии. Раннеархейский магматизм реконструируется также в связи с формированием магматических протолитов далдынской серии: возраст циркона $3\,347 \pm 21$ млн лет из мигматизированного мафитового гранулита далынской серии на устье р. Сербиян интерпретируется как возраст эндербитизации гранулитов [Степанюк и др., 1993]. Примерно в этом же месте установлены раннеархейские гиперстеновые плагиогнейсы трондьемитового состава (рис. 3), которые имеют геохимические характеристики, свойственные архейским гранитоидам ТТГ-серии в виде

резко выраженной положительной аномалией Eu и сильной деплетированности тяжелыми РЗЭ. Для ядер циркона из этих плагиогнейсов получен конкордантный возраст $3\,292 \pm 9$ млн лет. При расчете на возраст $3\,300$ млн лет породы характеризуются положительной величиной $\epsilon_{Nd}(T) +1,8$ и Nd-модельными возрастами протолита $T_{Nd}(DM) 3,36$ млрд лет, $T_{Nd}(DM-2st) 3,39$ млрд лет. Одно ядро, вероятно унаследованного циркона, имеет возраст $3\,414$ млн лет.

Следует отметить, что раннеархейские магматические образования не закартированы на Анабарском щите в виде реальных геологических тел. Они фиксируются лишь по ксеногенным ядрам в цирконе и Nd-модельным возрастам протолита гранулитов. Очевидно на Анабарском щите, как и в Шарыжалгайском выступе, при формировании магматических протолитов гранулитовых толщ происходил рециклинг раннеархейских образований. Как самостоятельные геологические тела на Анабарском щите закартированы позднеархейские магматические образования (анабарский комплекс эндербит-мигматит-чарнокитовый и далдынский комплекс перидотит-пироксенитовый).

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Анабарский плутонический комплекс эндербит-чарнокит-мигматитовый (e-m \check{c} AR_{2an}) объединяет гранитоиды, образовавшиеся в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Основной объем комплекса занимают эндербиты, которые обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с породами далдынской и верхнеанабарской серий. С плагиогранитами ассоциируют лейкократовые крупнозернистые плагиопегматиты, слагающие гнезда в плагиогранитах.

Эндербиты картируются в виде линзовидных неоднородных тел протяженностью до нескольких сотен метров. Это средне- и крупнозернистые неясно гнейсовидные породы, связанные постепенными переходами с гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами [Геологическая ..., 1983]. Структура эндербитов гранобластовая, участками гипидиоморфнозернистая. Главными пороодообразующими минералами являются антипертитовый Pl (An₃₂₋₃₅) 40–60%, Q 20 – 35%, Нур (2 – 15%). Эндербиты, слагающие жилы и шшироподобные тела более массивные, крупнозернистые и лейкократовые, иногда имеют пегматоидный облик. По химическому составу эндербиты соответствуют диапазону пород от плагиогранитов до тоналитов.

Гиперстеновые граниты (чарнокиты) характеризуются минеральным парагенезисом железистого гиперстена с ортоклазом, кислым и средним плагиоклазом, кварцем и магнетитом. Обычно они слагают согласные и нередко расплывчатые с вмещающими гнейсами линзовидные тела протяженностью до 3–5 км. Часто сопровождаются пегматитовыми и аплитовыми жилами и обширными полями мигматитов, среди которых содержатся ксенолиты не полностью переработанного субстрата. Чарнокиты имеют минеральный и химический состав, соответствующий ряду гранит – монцоидорит.

По геохимическим данным в составе анабарского комплекса выделяется три серии: существенно натровая – эндербитовая, калинатровая – эндербит-чарнокитовая, и существенно калиевая – чарнокитовая. Все три серии характеризуются различными спектрами редких и редкоземельных элементов (рис. 17).

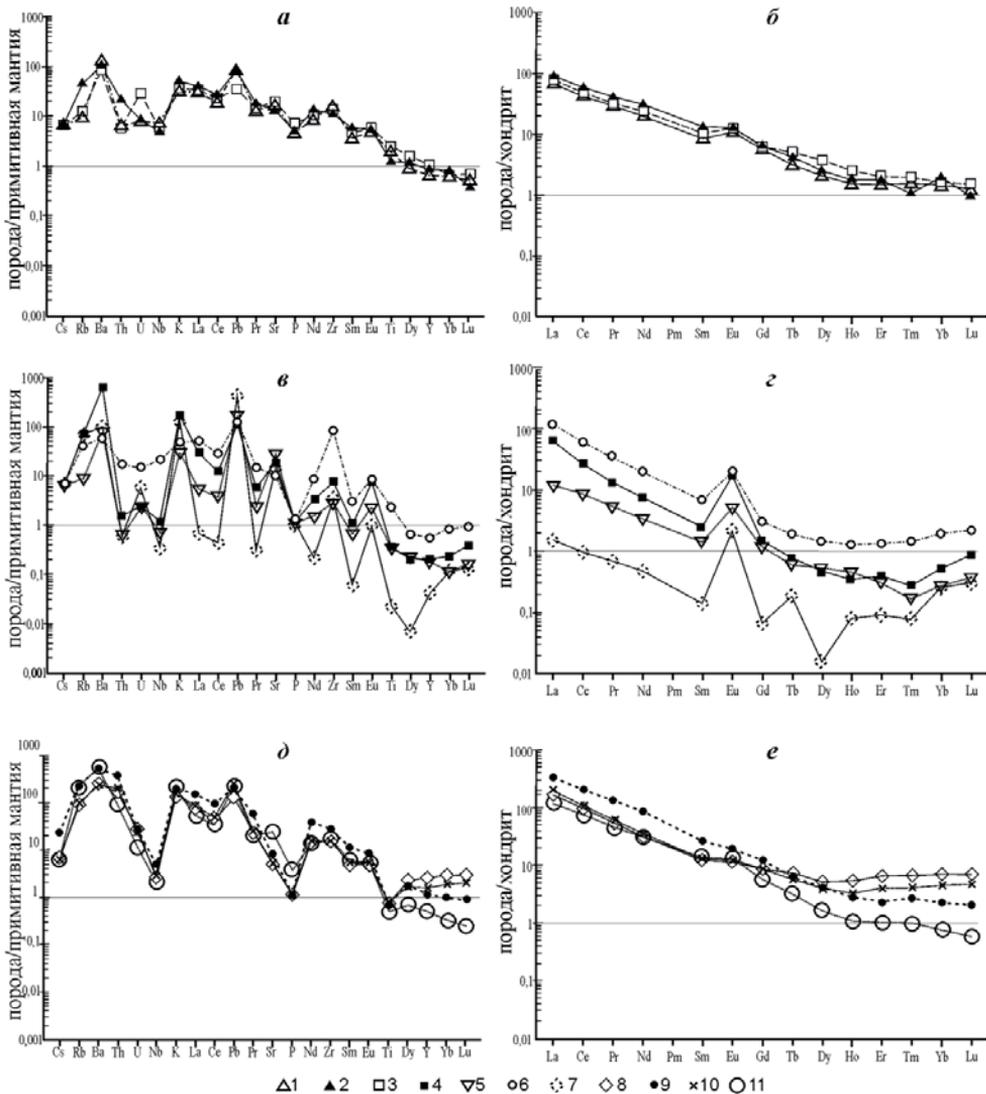


Рис. 17. Диаграммы для анабарского эндербит-мигматит-чарнокитового комплекса

a, б – эндербиты (натровая серия), *в, з* – чарноэндербиты, аляскитовые и пегматоидные граниты (калинатровая серия); *д, е* – чарнокиты, биотитовые и аляскитовые гранитогнейсы (калиевая серия). 1 – 3 – эндербиты, 4 – пегматоидные чарноэндербиты, 5 – чарноэндебиты, 6 – аляскитовые гранитогнейсы, 7 – плагиогранитогнейсы; 8, 9 – чарнокитогнейсы, 10 – аляскитове гранитогнейсы, 11 – биотитовые гранитогнейсы.

Натровая серия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$) при нормализации на состав примитивной мантии характеризуется положительными аномалиями K, Ba, Pb и Eu, и отрицательными Th, Nb, P (рис. 17 а, б). По геохимическим особенностям эндербитогнейсы натровой серии сходны с плагиогнейсами в составе далдынской и верхнеанабарской серии, но отличаются устойчиво-положительной аномалией Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 1,33-1,99$), фракционированным распределением РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N 46,3-49,85$ при $\Sigma\text{РЗЭ} 88,47 - 105,19$ мкг/г и высоким отношением $\text{Sr}/\text{Y} 70-120$, указывающими, что в процессе эндербитизации формировался гранатсодержащий рестит, и, значит, эндербитизация происходила в условиях гранулитовой фации метаморфизма. По геохимическим критериям [Moyn, Martin, 2012] эндербиты анабарского комплекса наиболее близки породам ТТГ (тоналит-трондjemит-гранодиорит) ассоциаций. Геохимические характеристики эндербитов ($\text{SiO}_2 > 64\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, $\text{Sr} > 300$ мкг/г, низкое отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0,5$, низкое содержание $\text{Yb} < 1$ мкг/г, $\text{Y} < 20$ мкг/г, $\text{Nb} < 10$ мкг/г, высокие величины отношений ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ и Sr/Y) сближают их с породами ТТГ-серий, составляющих более 60% архейской континентальной коры. Отличие от пород ТТГ-серии только в резко выраженной положительной Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,33-1,99$) и более высокой магнезиальности.

Породы калинатровой серии характеризуются отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} 1,17-2,75$. Они более деплетированы редкоземельными элементами ($\Sigma\text{РЗЭ} = 14,6-50,3$ мкг/г, $\text{Eu}/\text{Eu}^* 4,05-9,19$, $(\text{La}/\text{Yb})_N 43 - 121$). Противоположные позиции на диаграммах (рис. 17 в, г) занимают пегматоидные чарнокиты, наиболее обогащенные редкими и редкоземельными элементами ($\Sigma\text{РЗЭ} = 105$ мкг/г) и сильно деплетированные аплиты - $\Sigma\text{РЗЭ} 1,94$ мкг/г, $\text{Eu}/\text{Eu}^* 22,83$, $(\text{La}/\text{Yb})_N 5,76$. $\text{Sr}/\text{Y} 84-1516$.

Гранитоиды калиевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,32-0,63$) наиболее обогащены редкими и редкоземельными элементами: $\Sigma\text{РЗЭ} 127-345$ мкг/г, $\text{Eu}/\text{Eu}^* 1,07-1,45$, $(\text{La}/\text{Yb})_N 23-155$, $\text{Sr}/\text{Y} 9,06-53$ (рис. 17 д, е).

К калиевой серии относятся специфические монцодиориты, изученные авторами в северо-восточном крыле Котуйкан-Монхолинской тектонической зоны [Гусев, Ларионов, 2012; Гусев и др., 2013]. Усть-Монхолинский монцонит-монцодиоритовый массив расположен в левом борту р. Монголо в 4 км от его устья. Массив вытянут в северо-западном направлении, имеет форму линзы размером 5×2 км. Вмещающие породы представлены биотитовыми гранитогнейсами и мигматитами котуйкан-монхолинского комплекса. Массив сложен крупнозернистыми слабогнейсовидными прорфиробластическими амфибол-биотитовыми монцодиоритами (мангеритами по мнению Б. Г. Лутца [Лутц, Эринчек, 1971]).

Текстура пород пятнистая, большинство визуально наблюдаемых порфиробластов сложено гломеропорфировыми сростками плагиоклаза размером до 1 см в поперечнике, составляющими 25-40% породы. Преобладает сосюритизированный андезин (An_{45}) - 15-30%, замещаемый относительно свежим олигоклазом (An_{22-25}) - 10%. Кварц (15-20%) в виде мелких зерен вкраплен в нематобластовую ткань вокруг гломеропорфировых сростков плагиоклаза, иногда мирмекитизированного на границе с зернами калишпата. Редкие линзовидно-удлиненные порфиробласты решетчатого микроклина обычно составляют около 15%. Темноцветные минералы представлены преобладающей

сине-зеленой роговой обманкой (15–20%), иногда в виде крупных пойкилобластовых выделений с мелкими вкраплениями плагиоклаза и кварца. Зелено-вато-бурый биотит (5–10%) замещает роговую обманку и образует совместные с ней крупные неправильные по форме скопления размером до 1,5 см в поперечнике. Внутри таких агрегатов изредка встречаются реликты клинопироксена (диаллаг, 2V 40–45°). Акцессорные минералы представлены сфеном (до 2%), обычно размещенным внутри агрегатов биотита, единичными зернами ильменита, обрастающего сфеном, и округлыми выделениями апатита. Вблизи границы с вмещающими гранитогнейсами верхнеламауйкского комплекса монцониты преобразованы в линзовидно-полосчатые амфибол-биотитовые гнейсы, но содержание калишпата в них даже ниже, чем во внутренней части массива.

Таблица 5

Геохимические характеристики монцодиоритов Усть-Монголинского массива и типовых санукитоидов

Компоненты	SiO ₂	K ₂ O	MgO	Ni	Cr	Ba	Sr
Ед. измер.	мас. %			мкг/г			
1	56–57,7	2,0–2,65	3,8–4,6	34–45	89–110	1530–1810	582–733
2	55–70	1,5–5,0	1,5–9	18–82	58–143	822–1712	514–910
Отношения	Na ₂ O/K ₂ O	A/CNK	mg#	Sr/Y	(La/Yb) _N	(Gd/Er) _N	Eu/Eu*
1	1,43–1,83	0,79–0,86	52–53,5	28–41	13–18	2,39–2,87	0,74–1,02
2	0,5–3	0,8–1,08	45–65	25–44	20–60	2–6	0,65–0,83

Примечание. 1 – монцодиориты Усть-Монголинского массива (среднее из 3 проб), 2 – геохимические характеристики типовых санукитоидов по [Helimo et al., 2010; Martin et al., 2009]. Расчет A/CNK = Al/(Ca+Na+K) и mg# = Mg/(Mg+Fe) в молекулярных количествах.

Монцодиоритам Усть-Монголинского массива свойственны специфические геохимические особенности. Характерна выдержанность химического состава, слабо изменяющаяся в зависимости от дислокационных преобразований и вторичных изменений. Монцодиориты умеренно щелочные (табл. 5): содержание SiO₂ около 57%, Na₂O+K₂O 5,8–6,4%, высококалийевые и метаглиноземистые (A/CNK 0,79–0,86; A/NK 1,85–1,86). Наблюдается двойственность геохимических характеристик пород, которая выражается в сочетании повышенных содержаний как совместимых (K, Ba, Sr), так и несовместимых (Mg, Cr, Ni, Co) элементов, свидетельствующая о корово-мантийном взаимодействии при образовании монцодиоритов. По отношению к составу примитивной мантии монцонитоиды обеднены Ta, Nb, Th, P, Ti, обогащены K, Ba и, особенно, Pb (рис. 18a). Характерны повышенные значения отношений K/Nb 3081 – 4494, V/Cr 1,4–1,6 и низкие значения Rb/Sr 0,07–0,10. По величине отношений Ce/Yb 39–52 и Ta/Yb 0,16–0,2 монцодиориты на диаграмме Ce/Yb–Ta/Yb [Pearce, 1982] размещаются в поле шошонитов.

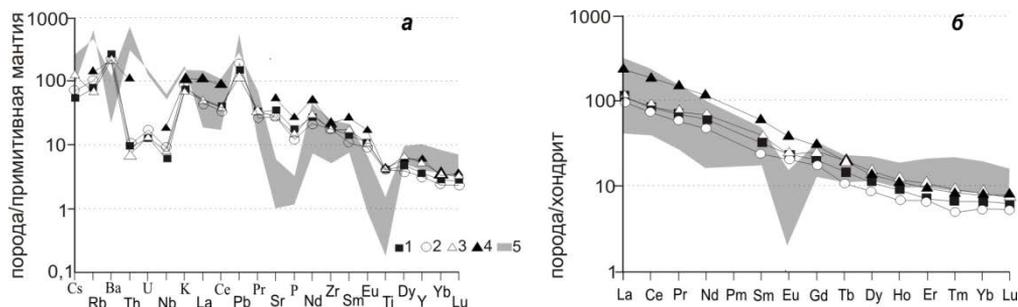


Рис. 18. Мультиэлементные диаграммы для Усть-Монхолинского массива и вмещающих гранитоидов

1 – 3 – Усть-Монхолинский массив: 1 – беспироксеновые биотит-амфиболовые монцодиориты; 2 – пироксенсодержащие монцодиориты центральной части массива; 3 – гнейсовидные монцониты краевой части массива; 4 – средний состав санукитоидов по [Martin et al., 2009]; 5 – поле биотитовых гранитогнейсов и мигматитов котуйкан-монхолинского дислокационно-метаморфического комплекса, вмещающих Усть-Монхолинский массив.

Характерно выдержанное содержание редкоземельных элементов Σ РЗЭ 143–180 г/т, умеренный отрицательный наклон кривых распределения РЗЭ $(La/Yb)_N$ 13–18, отсутствие или слабая отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* 0,92–1,02$ до 0,74 в разгнейсованных монцонитах). По геохимическим критериям [Helimo et al., 2010; Martin et al., 2009] (табл. 5) и с учетом содержания TiO_2 , 0,84–0,87%, монцонитоиды Усть-Монхолинского массива соответствуют низкотитанистым санукитоидам. Только содержание легких РЗЭ и, как следствие, отношение $(La/Yb)_N$ (табл. 5) несколько ниже типового по [Martin et al., 2009]. В то же время, содержания (мкг/г) La 30,4–35,1, Ce 59,7–68,9, Pr 7,05–9,18 и других легких РЗЭ в монцодиоритах Усть-Монхолинского массива практически перекрываются со средними величинами в санукитоидах Западно-Карельского и Кольского регионов: La=37,8, Ce=72,8, Pr=8,1 [Halla et al., 2009]. Величина $(La/Yb)_N$ контролируется резидуальным гранатом в процессе плавления [Martin et al., 2009], что дает основание предполагать его низкое содержание при образовании монцонитов Усть-Монхолинского массива.

На дискриминационных диаграммах $Na_2O/K_2O - (Ba+Sr)$, $(Gd/Er)_N - MgO$, $(Ba+Sr) - Er$, $(Ba+Sr)/1000 - Er - 1/Er$ [Halla et al., 2009; Helimo et al., 2010] монцодиориты Усть-Монхолинского массива однозначно определяются как санукитоиды. На диаграммах с отношениями высокозарядных элементов Th/Ta, Th/Hf, Ta/Hf, Th/Yb и Ta/Yb по [Shandl, Gorton, 2002] монцониты размещаются в поле внутриплитных вулканических зон.

Геохимические характеристики окружающих гранитогнейсов и мигматитов котуйкан-монхолинского комплекса существенно отличаются от монцонитов Усть-Монхолинского массива (рис. 18). В гранитогнейсах значительно сильнее выражены положительные аномалии K, Rb, Th, Pb, проявлены отрицательные аномалии Ba и Sr, и более резкие - P и Ti. Характерны широ-

кие вариации Σ РЗЭ 73–408 мкг/г и «глубокий» Eu-минимум (Eu/Eu^* 0,14–0,39).

Эндербиты анабарского комплекса характеризуются слабо отрицательными величинами $\epsilon Nd(T)$ -0,2 и -0,6 и Nd-модельным возрастом протолита 3,12–3,20 млрд лет (табл. 6). В отличие от них чарнокиты имеют положительные величины $\epsilon Nd(T)$ от +1,7 до +2,9, причем породы с возрастом 2770 млн лет имеют модельный возраст протолита 2,86–2,83 млрд лет, то есть с более существенным вкладом мантийной составляющей более молодого возраста.

Таблица 6

Sm-Nd изотопная система в породах анабарского комплекса

№ пп.	№№ проб	T возраст, млн лет	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon Nd(T)$	$T_{Nd}(DM)$ млрд лет	$T_{Nd}(DM-2St)$ млрд лет
1	161	2700	5,49	29,4	0,1128	0,511027	-2,3	3,19	3,23
2	170	2770	4,53	45,3	0,0604	0,510085	-1,2	3,03	3,20
3	185-1	2860	1,80	12,1	0,0895	0,510581	-0,6	3,13	3,22
4	195	2830	2,06	14,14	0,0881	0,510698	1,7	2,96	3,00
5	196	2860	2,31	14,87	0,0937	0,510682	-0,2	3,12	3,19
6	542	2770	0,4660	4,728	0,0596	0,510277	2,9	2,83	2,86
7	КН-2-2	2700	12,50	98,4	0,0768	0,510677	3,4	2,74	2,76
8	М-24	2700	5,49	29,7	0,1118	0,510998	-2,5	3,20	3,24

Примечание. 161, КН-2-2 и М-24 – санукитоиды Усть-Монголинского массива, 170 – аляскитовые гранитогнейсы, 185-1, 196 – эндербиты, 195 – чарноэндербиты, 542 – чарнокиты. Результаты анализов КН-2-2 и М-24 заимствованы из работы [Молчанов и др., 2009ф].

Появление санукитоидов (монцониты Усть-Монголинского массива) связывают с плавлением обогащенной субконтинентальной литосферной мантии в условиях позднеколлизийного и постколлизийного магматизма, вызванного отрывом слэба [Fouler, Rollinson, 2012]. Модель формирования низкотитанистых санукитоидов подразумевает смешивание тоналит-гранодиоритового расплава с мантийным перидотитовым [Martin et al., 2009]. Участие мантийного и корового вещества в формировании монцонитов Усть-Монголинского массива подтверждается величиной $\epsilon Nd(T_{2700})$ варьирующей от +3,5 в пироксенсодержащих монцонитах до -2,4 в беспироксеновых разностях. Модельный возраст протолита пироксенсодержащих монцонитов, рассчитанный по одностадийной и двухстадийной моделям эволюции изотопного состава неодима, совпадает и составляет 3,2 млрд лет. Модельный возраст протолита беспироксеновых монцонитов также имеет близкие значения по одно- и двухстадийной моделям и составляет 2,75 млрд лет. Значительные вариации изотопного состава неодима могут быть связаны с переменным вкладом древней, вероятно мезоархейской, коры и ювенильного

мантийного позднеархейского вещества в их генезис. В подтверждение этому, следует отметить, что почти такой возраст 2726 ± 15 млн лет имеют ультрамафиты далдынского комплекса.

По опубликованным данным термоизохронного радиологического датирования возраст анабарского комплекса находится в диапазоне 2770–2280 млн лет [Суханов и др., 1984]. Nd-модельный возраст эндербитоидов в Далдынской СФЗ определен в интервале 3160–2280 млн лет [Журавлев, Розен, 1991].

По нашим данным U-Pb датирования цирконов (SHRIMP II) возраст эндербитов на участке Хатырык 2871–2826 млн лет, на участке Тангарлах 2860–2830 млн лет [Гусев 2013, Свириденко и др., 2013ф]. Изучение Lu-Hf изотопной системы в цирконах с возрастом около 2860 млн лет, показало, что циркон характеризуется положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от +7 до +7.9 и одинаковым модельным возрастом $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ и возрастом экстракции коры T_{Hf}^{C} , составляющим 2,8–2,9 млрд лет [Гусев и др., 2016]. Эти характеристики указывают на участие ювенильного мантийного вещества при формировании магматических расплавов с возрастом около 2860 млн лет.

Калиевый гранитоидный магматизм проявляется позже эндербитового, его возраст варьирует от 2764 ± 6 млн лет в чарнокитах и 2767 ± 27 млн лет в апочарнокитовых аляскитовых гранитогнейсах до 2705 ± 12 млн лет в пегматоидных чарнокитах и 2702 ± 9 млн лет в гнейсовидных монцоидоритах (санукитоидах). Полученные датировки охватывают временной диапазон протяженностью около 170 млн лет и указывают на позднеархейское время формирования анабарского эндербит-мigmatит-чарнокитового комплекса в целом, что соответствует возрасту, принятому в серийной легенде [Легенда..., 2009ф].

Далдынский плутонический комплекс перидотит-пироксенитовый ($\sigma\text{AR}_{2\text{dl}}$). В пределах Далдынской СФЗ ультрамафиты встречаются повсеместно, но с заметным преобладанием в поле развития пород далдынской серии. Ультраосновные породы в основной массе слагают линзовидные тела (будины), залегающие согласно с вмещающими метаморфическими образованиями, повторяя очертания крупных складок. Контакты с вмещающими породами согласные, но бывают случаи явного несогласия и срезания пластов. Мощность тел крайне непостоянная и варьирует от десятков сантиметров до 20–300 м, по простиранию с небольшими перерывами они могут прослеживаться до 7–13 км. Будины в разных соотношениях сложены пироксенитами, перидотитами и дунитами. Их краевые части представлены амфиболлизированными разностями, которые можно рассматривать как горнблендиты, часто пироксен- и оливинсодержащие. По составу среди перидотитов присутствуют гарцбургиты, верлиты, лерцолиты и кортландиты, среди пироксенитов - вебстериты, бронзититы, диаллагиты [Геологическая ..., 1983].

Перидотиты имеют наиболее широкое распространение и представляют собой среднезернистые породы темно-зеленого или черного цвета с массивной или сланцеватой текстурой и преобладающей гранобластовой структурой. Под микроскопом в них наблюдаются реликты первичных гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой структур. Главные порообразующие минералы (в %): ромбический пироксен – 0–75, моноклинный пи-

роксен – 0–35, оливин – 10–50, серпентин – 1–35, амфибол – 5–30. Второстепенные – магнетит (0–4%), знаки сульфидов (только в рудопроявлениях) в среднем течении р. Токур они содержатся в количестве до 15%, флогопит, тальк, хлорит [Геологическая..., 1979]. Сульфиды образуют вкрапленники размером до 4,0 мм. Среди них резко преобладают пирротин (до 95%) и халькопирит (до 7%). В малом количестве отмечены пентландит (до 1%), кубанит, марказит и пирит. Пирротин присутствует в пластинчатых зернах с извилистыми очертаниями. Размер их 0,5–2,0 мм. Зерна имеют неоднородное внутреннее строение, обусловленное наличием эмульсиевидных включений пентландита и кубанита. Включения каждого из минералов имеют в основном ленточную и чечевицеобразную форму и одновременно угасают в отраженном свете. Халькопирит образует оторочки вокруг пирротина или сростки с ним размером 0,01–0,2 мм, а также прослеживаются по трещинам спайности и в амфиболе.

По типу вмещающих пород встречаются два типа ультрамафитов: одни залегают в мафитовых двупироксеновых кристаллосланцах, другие в гиперстеновых плагиогнейсах [Гусев, 2015]. В двупироксеновых кристаллосланцах ультрамафиты (mg# 81–87) отличаются высоким содержанием оливина и замещающего его серпентина, в сумме составляющих 55–65%. Кроме оливина присутствуют ортопироксен 17–20%, клинопироксен (диопсидового ряда и авгит примерно в равных соотношениях) 10–15%, шпинель 3%, магнетит 2–3%. Породообразующие минералы по данным микронзондового анализа характеризуются высокой магнезиальностью ($X_{mg}=0,85–0,88$). Оливин ($X_{mg}=0,87$) содержит примесь NiO 0,39% и MnO 0,2%, но не содержит хрома, который присутствует в большинстве остальных породообразующих и акцессорных минералов. Наиболее магнезиальным является клинопироксен диопсидового ряда ($X_{mg}=0,88$) с содержанием CaO 22,6%, FeO 3,63%, Al₂O₃ 3,67%, постоянной примесью TiO₂ 0,38%, иногда Cr₂O₃ 0,17–0,33%. Авгит ($X_{mg}=0,85$) более глиноземистый (Al₂O₃ 11,15%), менее известковистый (CaO 12,27%) в небольшом количестве содержит примесь щелочей (Na₂O 1,11%; K₂O 0,32%) и более обогащен TiO₂ 0,74% и Cr₂O₃ 0,54%. Ортопироксен (энстатит, $X_{mg}=0,86$) в небольшом количестве содержит Al₂O₃ 2,99%, CaO 0,36% и MnO 0,28%, иногда - Cr₂O₃ 0,17–0,26%. Шпинель (хромогерцинит, $X_{mg}=0,60$) при содержании Al₂O₃ 53,25% и Cr₂O₃ 8,55%, также содержит NiO 0,58%, MnO 0,11%. Шпинель с краев замещается магнетитом, содержащим Cr₂O₃ 5,99%, NiO 0,65%, MgO 0,82% и MnO 0,2%.

Ультрамафиты в плагиогнейсах, представленные шпинельсодержащими плагиоклазовыми метавебстеритами (mg# 75–77), отличаются от аналогичных обособлений в мафитовых кристаллосланцах более низкой магнезиальностью, как пород в целом, так и слагающих минералов. Они состоят (в %) из Орх 55, Срх 15, Pl (An₄₀) 15, Ol 5, Am 5, Spl 5 с единичными выделениями серпентина, вероятно по первичному оливину.

По результатам микронзондового анализа в ортопироксене (бронзит, $X_{mg}=0,75$), при содержании FeO 15% и Al₂O₃ 2,4%, отмечается постоянная примесь MnO 0,31% и CaO 0,29%. Клинопироксен диопсидового ряда ($X_{mg}=0,84$) содержит CaO 21%, FeO 4,9%, Al₂O₃ 3,9% и постоянную примесь Na₂O 0,36%. В оливине (хризолит, $X_{mg}=0,71$) установлено содержание NiO

0,41% и MnO 0,18%. Шпинель (хромогерцинит, $X_{Mg}=0,43$) при содержании Al_2O_3 56% и Cr_2O_3 5,5%, также содержит NiO 0,41%. Плаггиоклаз ($Ab_{58}An_{38,7}Or_{3,3}$) встречается в крупных изометричных зернах и почти полностью сосюритизирован. Паргаситовая роговая обманка ($X_{Mg}=0,58$) содержит Na_2O 2,48%, K_2O 1,42%, TiO_2 1,47%, иногда Cr_2O_3 0.32-0.53%.

Общими геохимическими особенностями ультрамафитов являются высокая магниальность ($mg\#$ 74–87), высокие содержания (в мкг/г): V 87–236, Cr 500–3000, Ni 128–3460. Ультрамафиты в основных кристаллосланцах отличаются отрицательными аномалиями Ba и Sr низкой величиной $\Sigma PЗЭ$ 4,82–6,91 мкг/г, графики распределения которых находятся в нижней части диаграмм (рис. 19). В этих породах отсутствует фракционирование PЗЭ (La/Yb)_N = 0,62–2,07 и Eu-минимум (Eu/Eu^* 1,0–1,23), иногда отмечается положительный наклон графиков распределения (La/Yb)_N = 0,42–0,66 и величина Eu/Eu^* 0,60–0,69.

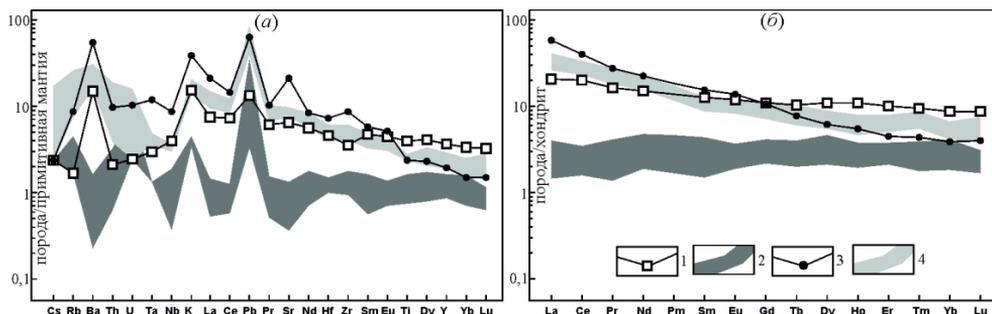


Рис. 19. Мультиэлементные диаграммы для ультрамафитов

1 – мафитовые кристаллосланцы бекелевской толщи; 2 – ультрамафитовые обособления в мафитовых кристаллосланцах; 3 – гиперстеновые плаггиогнейсы килегирской толщи; 4 – ультрамафитовые обособления в гиперстеновых плаггиогнейсах.

В ультрамафитах среди плаггиогнейсов отчетливо проявлены положительные аномалии Pb и слабо Ba, а также отрицательные аномалии Nb. Характерно умеренное содержание PЗЭ ($\Sigma PЗЭ$ 32,74–46,08 мкг/г) и фракционированная структура их распределения (La/Yb)_N 5,31–7,62, Eu-минимум проявлен слабо или отсутствует (Eu/Eu^* 0,86–1,16).

Вмещающие гиперстеновые плаггиогнейсы (минеральный состав в %: антитертитовый плаггиоклаз (An_{40}) 65, Q 15-18, Hур 8–12, TiMgt 2–3, Ap 0,3) отличаются высоким содержанием Al_3O_3 18,1%. По величине отношений $K_2O/Na_2O=0,25$, (La/Yb)_N =20, Sr/Y=50, их протолит близок к породам архейских ТТГ-комплексов. Наблюдается подобие в графиках распределения PЗЭ ультрамафитов и вмещающих плаггиогнейсов. В ультрамафитах выше содержание Cs, Rb, Ti, но они сильнее деплетированы Sr и P.

Изотопные системы Nd и Sr в ультрамафитах из кристаллосланцев по данным пяти анализов характеризуются $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1,3 до +6, $\epsilon_{Sr}(T)$ от +5,52 до +45,87. Обычно они отличаются превышающими хондритовые величинами

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ от 0,1779 до 0,2820 (табл. 7), поэтому результаты определения Nd-модельного возраста их протолита являются некорректными. Вмещающие основные кристаллосланцы имеют величина $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +0,2 до +3,1, $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ +0,46 до +34,18 и повышенные величины отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ от 0,1634 до 0,1859. Приведенные данные указывают на мантийный источник магмы, обогащенной радиогенным (коровым) стронцием как для ультрамафитов, так и для вмещающих основных кристаллосланцев.

Таблица 7

Sm-Nd изотопная система в ультрамафитах далдынского комплекса

№ пп.	№№ проб	T возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ млрд лет
1	164	2750	2,082	7,259	0,1734	0,512457	+4,8	
2	166-2	2750	0,3510	1,1930	0,1779	0,512371	+1,5	
3	171	2750	1,5590	7,5920	0,1241	0,511441	+2,4	2,89
4	182-1	2750	0,5300	1,1370	0,2820	0,514410	+4,4	
5	188	2750	0,3750	0,9790	0,2315	0,513574	+6,0	
6	196-1	2750	2,212	9,534	0,1403	0,511771	+3,1	2,85
7	422-1	2750	0,7380	2,909	0,1534	0,512171	+6,3	
8	533	2750	0,9860	2,904	0,2053	0,512858	+1,3	
9	614a	2750	0,7810	3,3690	0,1994	0,512817	+2,6	

Примечание. 164 – метапироксениты, 166-2 – метавебстериты, 171 – плагиоклазовые метавебстериты, 182-1 – метаверлиты, 188 – метаперидотиты, 196-1 метапироксениты, 422-1 и 614a - метагарцбургиты

Оливин-плагиоклазовые метавебстериты в гиперстеновых плагиогнейсах характеризуются величинами отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0,1241–0,1403. Значения в них $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +2,4 до +3,1, $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ от +5,32 до +15,19, также соответствуют мантийным характеристикам.

По результатам Sm-Nd изохронного датирования металерцолитов из будины ультрамафитов в поле развития пород амбардахской толщи на правом берегу р. Котуйкан [Липенков и др., 2016] получена Sm-Nd минеральная изохрона (Orx-Crx-Ol-Am-Sp-WR), отвечающая возрасту 2632 ± 110 млн лет. Металерцолиты характеризуются отношением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,125817$, указывающей, что изотопная система Nd не нарушена, однако полученные данные противоречивы. Судя по величине $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) +13,9$ источником металерцолитов могла быть деплетированная мантия, а модельный возраст протолита $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ составил 1,8 млрд лет. Эти же породы в параллельной пробе показали величину $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) +8,2$, которая указывает на возможный мантийный резервуар типа PREMA, и Nd-модельный возраст протолита 2,34–2,36 млрд лет - тоже моложе, чем Sm-Nd изохронный возраст, что связано, вероятно, с сильной измененностью породы.

Высокомагнезильные ультрамафиты в основных кристаллосланцах очень бедны цирконом или не содержат его совсем. Достоверный возраст по циркону

ну определен только для ультрамафитов в гиперстеновых плагиогнейсах килегирской толщи. Из ультрамафитов в гиперстеновых плагиогнейсах получен циркон с возрастом по верхнему пересечению линии дискордии 2726 ± 15 млн лет [Гусев и др., 2016]. При величине $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0,1403 модельный возраст протолита этих ультрамафитов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 2,85 млрд лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ 2,82 млрд лет. Изучение Lu-Hf изотопной системы в цирконах показало, что магматический циркон с возрастом 2733–2712 млн лет имеет наиболее низкие величины отношения Lu/Hf 0,000144–0,000285 и наиболее высокие величины $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ +6,4 и +11,5. Модельный возраст $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ составляет 2,75 млрд лет, время экстракции коры T_{Hf}^{C} 2,78 млрд лет. Эти данные указывают, что ультрамафиты имеют мантийное происхождение и полученный конкордантный возраст циркона 2726 ± 15 млн лет отражает реальный возраст внедрения и кристаллизации ультрамафитовой магмы. С далдынским комплексом связана непромышленная сульфидная медно-никелевая минерализация.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Харапский плутонический комплекс друзитовых габброноритов ($v\ddot{u}PR_1hr$) развит в пределах всех структурно-формационных подзон Далдынской СФЗ. Интрузивные породы комплекса считаются наиболее древними неметаморфизованными магматическими образованиями раннего протерозоя Анабарского щита. Впервые они были отмечены в районе устья р. Харап в 1932 г. [Рожков и др., 1936]. Интрузивы этого комплекса нередко относились к анортозитам амбардах-коялахского комплекса или даже к перидотитам далдынского комплекса позднего архея. Петротип – Харапский массив расположен на Харап-Кенгединском водоразделе [Мащак, Богатых, 1971; Мащак, Наумов, 2003].

В плане интрузив имеет форму линзовидного тела типа факолита размером 1260×380 м, ориентированного в северо-западном направлении согласно с преобладающим простиранием вмещающих гнейсов. Серией разломов северо-западного и субширотного простирания массив разбит на несколько перемещенных блоков. Разрывные нарушения северо-западного простирания сопровождаются катаклизом, милонитизацией, местами инъецированы гранитами и их пегматитами, субширотные – залечены рифейскими дайками долеритов. В северо-западной части контакты массива с вмещающими гнейсами интрузивные, на северо-востоке и юго-западе – тектонические и сопровождаются катаклизом, с запада вдоль контакта массив инъецирован двуслюдяными гранитами.

Нориты, габбронориты и оливиновые габбронориты представляют собой средне-крупнозернистые массивные породы темно-зеленого цвета, нередко с атакситовой текстурой, которая характеризуется крайне неравномерным распределением породообразующих минералов с элементами протокластической структуры. Последняя выражается в образовании систем ориентированных трещин, изогнутости чешуй флогопита и в блоковом угасании породообразующих минералов. Основной объем пород слагают плагиоклаз, ромбический

и моноклинный пироксены и роговая обманка. Постоянно в состав пород также входят флогопит, гранат, шпинель, а в состав оливиновых габброноритов - оливин, максимальное содержание которого не превышает 10%. В количествах менее десятых долей процента присутствуют тальк, актинолит, пренит, кальцит, пирит, халькопирит, магнетит. В ряду от норитов до оливиновых габброноритов возрастает содержание плагиоклаза, моноклинного пироксена, флогопита, граната, шпинели и рудных минералов и уменьшается - ромбического пироксена и роговой обманки.

Внутреннее строение интрузива концентрически-зональное: центральная часть его сложена оливиновыми габброноритами (друзитами), которые к периферии сменяются габброноритами и в краевой части норитами. Контакты между ними резкие, секущие. Зонально-концентрическое строение обусловлено внедрением расплава трех интрузивных фаз, сформировавших последовательно: нориты, габбронориты и оливиновые габбронориты.

Средний состав пород, слагающих интрузии (исходная магма), отвечает составу оливинового толеита [Машак, Наумов, 2003]. Основными петрохимическими характеристиками норитов, габброноритов и оливиновых габброноритов являются близость состава пород трех фаз внедрения, его направленное изменение, выражающееся в снижении от ранних фаз к поздним – содержания MgO , Fe_2O_3 и SiO_2 и повышении – Na_2O , K_2O , FeO , Al_2O_3 , CaO (при неизменной общей железистости пород) и определяющее соответствующее изменение составов основных фемических минералов. Эволюция изменения состава пород интрузивных фаз и породообразующих минералов обусловлены наложением процессов дифференциации магмы, происходящей в промежуточных камерах во время ее подъема, и кристаллизационной дифференциации в интрузивной камере. В целом петрохимическая характеристика процесса магматической дифференциации отражает полифазность формирования интрузий и аналогична наблюдаемой для недосыщенных SiO_2 расплавов оливиновых толеитов в условиях относительно высоких давлений [Машак, Наумов, 2003].

Петрографические особенности пород разных фаз внедрения определяются составом пород и структурными соотношениями породообразующих минералов, отражающими *P-T* условия кристаллизации расплава. Нориты и габбронориты кристаллизовались при давлении 13,5 кбар и температуре 1400–1100 °С, а оливиновые габбронориты при давлении 12 кбар и температуре 1360–1100 °С. Снижение давления при формировании тел габброноритов от ранних фаз к поздним подтверждается увеличением в этом направлении содержания плагиоклаза и уменьшением пироксена, что обусловлено увеличением растворимости Al_2O_3 в пироксенах с возрастанием давления [Машак, Наумов, 2003]. Парадоксально необъяснимым является отсутствие признаков метаморфизма в породах Харапского массива, кристаллизация которого происходила в условиях давления, превышающего параметры архейского гранулитового метаморфизма в Далдынском блоке [Вишневецкий, 1978].

Время формирования интрузива отчасти фиксируется по геологическим данным. Массив инъецирован раннепротерозойскими гранитами и пегматитами и вместе с тем имеет не затронутые процессами регионального метаморфизма активные интрузивные контакты с вмещающими гнейсами. В пре-

делах Далдынской СФЗ все выявленные интрузивы харапского комплекса имеют общие черты сходства внутреннего строения, условий залегания и состава слагающих их пород. Они представлены линзовидными телами размером до 0,7×3,0 км, сложенными в разных соотношениях норитами, габброноритами и друзитовыми оливиновыми габброноритами. Радиологический (K-Ar) возраст габбро-пегматита 2120 ± 7 млн лет [Мащак, Богатых, 1971].

Салтахский плутонический комплекс габбродиорит-габброноритовый ($v\delta-v\ddot{u}PR_{1,5}I$). Петротип комплекса – Салтахский массив размером 6×13 км [Трухалев и др., 1972ф, 1974ф; Куликов и др., 1979ф] размещается в Хапчанской СФЗ и сложен гранитизированными «метагабброноритами». Контакты с вмещающими породами частью тектонические, частью интрузивные, в эндоконтакте развиты беербахиты. По данным М.К. Суханова [1986], массив разбит зонами катаклаза и милонитизации на несколько разобщенных блоков, сложенных, главным образом, метадiorитами с линзами и полосами диорит-анортозитов, габброноритов, лейкогаббро. Б. Г. Лопатин [Геологическая..., 1983] рассматривает их как метаморфизованные габбронориты с реликтовой габбровой структурой и с широко развитыми реакционными соотношениями минералов. По другим данным массивы салтахского комплекса относятся к диорит-тоналитовым плутонам («серые гнейсы»), метаморфизованным в гранулитовой фации [Лутц, Оксман, 1990]. Переходы от вмещающих, интенсивно гранитизированных плагиогнейсов и кристаллических сланцев к породам массива – постепенные. По данным Б. Г. Лутца Салтахский плутон перекрывается метаосадочными породами хапчанской серии и претерпел гранулитовый метаморфизм совместно с вмещающими породами [Лутц, Оксман, 1990].

В большинстве случаев это массивные породы, среди которых лишь изредка встречаются полосчатые разновидности. В результате перекристаллизации средне- и крупнозернистые метадiorиты (размер кристаллов 1–3 мм) приобрели неравномернозернистые структуры. Одним из признаков их магматического происхождения являются реликты субофитовых структур. Наиболее распространены серые или розовато-серые метадiorиты с пятнистой окраской благодаря неравномерному распределению темноцветных минералов. В них плагиоклаз (55%) представлен андезин-лабрадором (An_{45-58}), который образует ксеноморфные, обычно несдвоенникованные изометричные кристаллы, часто содержащие антипертитовые вросстки калиевого полевого шпата. Форма кристаллов плагиоклаза обусловлена интенсивной перекристаллизацией пород, в результате которой исчезает двойниковое строение и появляется волнистое, мозаичное угасание. Изредка встречаются крупные (4–5 мм) реликтовые зерна первичного плагиоклаза с отчетливо выраженным двойникованием.

Темноцветные минералы (гиперстен 5–7% и авгит 0–5%) образуют скопления размером до 3 мм, обычно замещенные по краям зеленовато-бурым амфиболом (10–25%). Вторичные минералы представлены, кроме амфибола, биотитом (1–6%) и кварцем (1–25%). Ксеноморфные зерна последнего выполняют трещины и межзерновые пространства и имеют волнистое или мозаичное угасание. Вероятно, некоторая часть кварца входила в состав первичных магматических парагенезисов, которые при последующем интенсив-

ном динамометаморфизме не сохранились. Рудный минерал образуют ксеноморфные обособления и представлен тонкими сростками магнетита и ильменита, возникшими в результате распада первичного титаномагнетита.

Диорит-анортозиты (кварцсодержащие анортозиты, терминология М. К. Суханова и В. С. Рачкова [1986]) связаны постепенными переходами с метадиоритами. Это белые и светло-серые породы с гранобластовыми структурами. Минеральный состав тот же, что и у метадиоритов, но с явным преобладанием плагиоклаза (An_{50-60}) и с небольшим количеством кварца (до 10%). В метагаббро одним из основных породообразующих минералов является зеленовато-бурый амфибол, а плагиоклаз имеет тот же состав, что и в метадиоритах. Амфиболизированные пироксениты слагают маломощные (2–3 м) линзовидные обособления и состоят из мономинерального амфибола с редкими реликтами гиперстена.

Наряду с ранней перекристаллизацией во всех породах имеются отчетливые признаки более позднего дробления и милонитизации, связанные с формированием Салтахской тектонической зоны. В пределах обнажений, а часто и в пределах одного образца, наблюдаются зонки катаклаза и милонитизации шириной от нескольких миллиметров до 1–2 см.

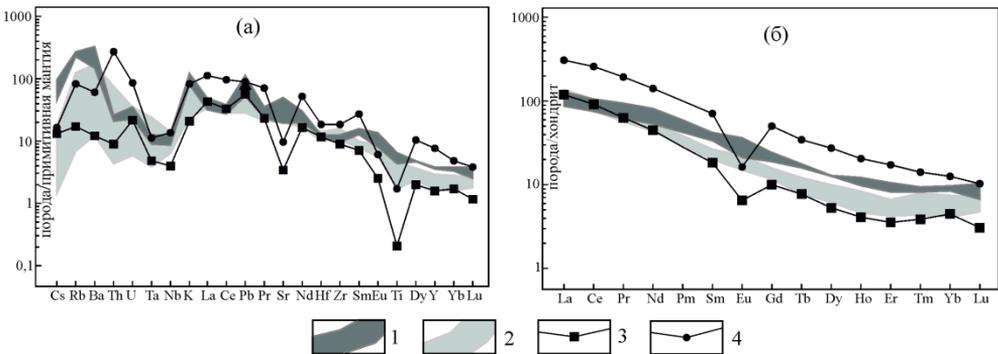


Рис. 20. Мультиэлементные диаграммы для пород Салтахского массива

1 – метамонцогаббро и метагаббродиориты; 2 – метадиориты и кварцевые диориты; 3 – гнейсовидные плагиограниты; 4 – гнейсограниты.

Характерной особенностью гиперстенов Салтахского массива является их высокая железистость ($Fe/(Fe + Mg) = 0,43-0,45$) [Суханов, Рачков, 1986]. По этому признаку они уверенно отличаются от ортопироксенов из метадиоритов других анортозитовых массивов Анабарского щита. Клинопироксены обогащены кальцием и по химическому составу приближаются к салитам. Температура кристаллизации, определенная по дупироксеновому геотермометру, составляет примерно $950^{\circ}C$ [Суханов, Рачков, 1986].

Все петрографические различия Салтахского массива при нормализации на состав примитивной мантии (рис. 20) имеют сходные между собой геохимические характеристики: положительные аномалии К, Ва, Pb, отрицатель-

ные Р, Та, Nb Ti. Диорит-анортозиты при содержании SiO_2 55% и Al_2O_3 23.7% обеднены редкими элементами и характеризуются более выраженными отрицательными аномалиями Th, Р, Nb и Ti, низким содержанием редких земель $\Sigma\text{PЗЭ}$ 59.27 мкг/г. Отмечаются положительные аномалии Ba, К, Pb, Sr и Eu (Eu/Eu^* 4,87). В них более отчетливо, чем в анортозитах амбардахского комплекса проявлено фракционированное распределение PЗЭ (La/Yb)_N 37, Sr/Y 129, что свидетельствует о гранатсодержащем рестите при выплавлении анортозитового расплава, и как следствие, об условиях гранулитовой или эклогитовой фаций метаморфизма в очаге магмообразования.

Метамонцогаббро имеют повышенное содержание MgO 6–10%, K_2O 2,29–3,46%, P_2O_5 0,48–0,69%. При нормализации на состав примитивной мантии (рис. 20) выявляются положительные аномалии Cs, Rb, Ba, U, К, Pb и хорошо выраженная отрицательная аномалия Nb. Значительно выше $\Sigma\text{PЗЭ}$ 115–162 мкг/г, отсутствует Eu-минимум (Eu/Eu^* 0,78–1,14) и более проявлено фракционированное распределение PЗЭ (La/Yb)_N 8,2–14,47. Методиориты имеют аналогичные геохимические особенности.

К салтахскому комплексу относятся тела *гнейсовидных плагиогранитов и гнейсогранитов*. Гнейсовидные плагиограниты (пр. 666 и 666-а) характеризуются минеральным составом (%): Q 45–50, Pl (An_{5-10}) 45, Bt 1–5%. Мелкопорфировидные розовые гнейсограниты (пр. 666-в) имеют минеральный состав (%): Q40, Pl (An_{18}) 40, Or 15, Bt 2–3, Chl 5.

Для плагиогранитоидов при нормировании на состав примитивной мантии отмечаются низкие, но ровные содержания крупноионных литофилов, положительные аномалии La, Ce, Zr, Hf, Sm, отрицательные аномалии Ti, Та, Nb, Sr, Р. В калиевых гранитоидах содержание редких элементов выше, но график их распределения имеет такую же конфигурацию, за исключением появления положительной аномалии Th. От плагиогранитов к гранитам наблюдается рост содержания PЗЭ ($\Sigma \text{PЗЭ}$ от 106–119 до 354,67 мкг/г) и увеличение Eu-минимума (величина Eu/Eu^* от 0,41–0,48 до 0,27), но фракционированность PЗЭ примерно одинаковая ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ 23,14–25,26).

К салтахскому комплексу авторами отнесены расслоенные мафитовые образования в правом борту р. Бол. Куонамка в 4,5 км ниже устья р. Хапчан. Ширина выхода массива, с условным названием *Нижнехапчанский*, достигает здесь 150 м, с востока и запада он перекрыт раннерифейскими красноцветными образованиями, с юга и севера – рыхлыми четвертичным образования, поэтому взаимоотношения с вмещающими гранулитами хапчанской серии не установлены. В составе массива преобладают метагабброиды с полосчатой текстурой за счет куммулятивных обособлений плагиоклаза. Обогащенные плагиоклазом шпирсы, размером от десятков сантиметров до первых метров, имеют облик анортозитов (содержание Al_2O_3 достигает 32,4%), но с аномально высоким содержанием K_2O 4,84–8,68%. В этих породах полевой шпат, вероятно калий-натрового состава, полностью замещен агрегатом серицита и эпидота при диафторезе.

Наиболее меланократовые разности, представленные пироксенитами, имеют минеральный состав: Орх (энстатит) 60%, Di 25%, вторичный коричневатобурый амфибол ряда куммингтонит-грюннерит 14%, Mgt 1%. Состав мафитовых кристаллосланцев (апогабброидов) (в %): Pl (An_{42}) 50; Орх 30,

Срх 5, Amf 15, Mgt 1. В калиевых разностях Орх 10–20, Срх 10–15, вторичные Amf 15, матрикс в виде агрегата крупночешуйчатого серицита и эпидота составляет 50–60%. В апоанортозитах полностью преобладают вторичные минералы в виде агрегата крупночешуйчатого серицита и эпидота с единичными включениями амфибола.

Общими особенностями мафитовых пород Нижнехапчанского массива, при нормализации на состав примитивной мантии (рис. 21), являются отрицательные аномалии Nb и Zr и положительные аномалии Pb.

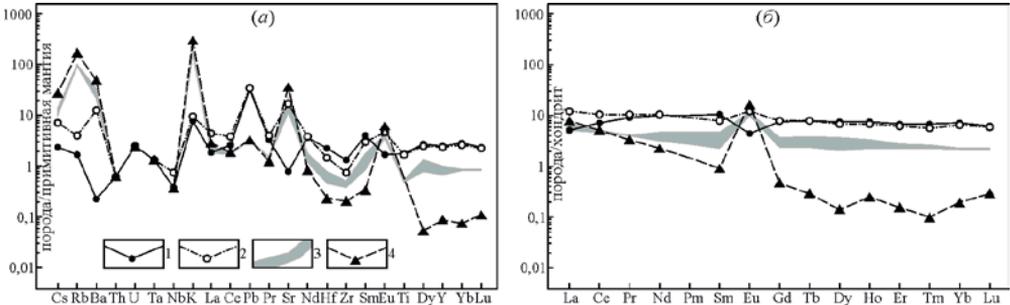


Рис. 21. Мультиэлементные диаграммы для пород Нижнехапчанского массива

1 – метапироксениты, 2 – метагаббро, 3 высоко-калиевые метагабброиды, 4 – метаанортозиты

Специфическими для пироксенитов являются высокие содержания Sr 3000, Ni 358 мкг/г и отрицательные аномалии Ba и Sr. В остальных породах отмечаются положительные аномалии Cs, Rb, Ba, Pb, Sr. Характерно низкое содержание РЗЭ (Σ РЗЭ 7,74–23,4 мкг/г), особенно в калиевых серицитизированных разностях. В пироксенитах наблюдается слабая фракционированность РЗЭ с отрицательным наклоном графика $(La/Yb)_N$ 0,65 и Eu-минимумом (Eu/Eu^* 0,51) и, наоборот, в габброидах – положительный наклон графиков РЗЭ $(La/Yb)_N$ 1,69–2,92 и положительные аномалии Eu (Eu/Eu^* 1,54–4,92). В метаанортозитах наблюдаются наибольшая фракционированность РЗЭ ($(La/Yb)_N$ 38) и сильная аномалия Eu (Eu/Eu^* 25,19), свидетельствующие о кумулятивном росте плагиоклаза при образовании анортозитов, причем вероятно в условиях гранулитовой фации в поле стабильности граната. В целом, редкоземельный состав анортозитов является комплементарным пироксенитам, что подтверждает кумулятивное происхождение этих пород.

Породы салтахского массива характеризуются хорошей сохранностью Sm-Nd изотопной системы ($^{147}Sm/^{144}Nd$ 0,1082–0,1144), мантийной величиной $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1,9 до +4,2, отсутствием или слабым обогащением радиогенным (коровым) стронцием ($\Sigma_{Sr}(T_{2220})$ от –1,01 до +17,47) и Nd-модельным возрастом протолита 2,37–2,20 млрд лет. Образование магматических пород салтахского массива происходило за счет плавления мантийного источника, с небольшим участием корового компонента. Причем, при увеличении доли корового компонента, что фиксируется уменьшением величины $\epsilon_{Nd}(T)$, увеличивается модельный возраст протолита пород, в результате смешивания с

более древним материалом коры. Модельный возраст протолита габброидов салтахского массива совпадает с Nd-модельным возрастом ортогнейсов и кристаллосланцев хапчанской серии.

Таблица 8

Sm-Nd изотопная система в породах салтахского комплекса

№ пп.	№№ проб	T возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2St})$ млрд лет
1	235	2100	1,609	5,109	0,1904	0,512767	4,2		
2	236	2100	1,449	5,045	0,1737	0,512487	3,3		
3	614-a	2100	0,78	2,369	0,1994	0,512817	2,8		
4	672	2100	6,79	37,80	0,1085	0,511515	1,9	2,36	2,39
5	696	2100	13,93	73,62	0,1144	0,511683	3,6	2,25	2,26
6	696-a	2100	4,96	27,72	0,1082	0,511621	4,1	2,20	2,22
7	706	2100	11,84	55,53	0,1289	0,511827	2,5	2,37	2,35

Примечание. **235** – амфиболлизированные метапироксениты; **236** – апогаббровые дупироксеновые кристаллосланцы; **614-a** – ультрамафитовые кристаллосланцы; **672** – метамонцогаббро; **696** – метагаббродиориты; **696-a** – кварцевые метадiorиты; **706** – пироксен-амфиболовые ультрамафитовые кристаллосланцы.

По опубликованным данным термоизохронным Pb-Pb-методом по цирконам возраст анортозитов оценен в 1,79–2,03 млрд лет, тогда как для ассоциирующихся с ними монцодиоритов получены значения 2,5–2,7 млрд лет [Суханов и др., 1984]. K-Ar возраст амфиболов из монцодиоритов составляет 2,1 млрд. лет, возраст мусковитовых пегматитов, прорывающих анортозиты, полученный тем же методом – 1,9–2,1 млрд лет [Бибикова и др., 1985].

На основании наиболее достоверных результатов среди выполненных нами датировок U-Pb методом по циркону (SHRIMP II) [Гусев, 2013; Свириденко и др., 2013 ф] возраст формирования салтахского комплекса находится в диапазоне 2109 ± 8 – 2100 ± 7 млн лет, что соответствует рубежу раннего и позднего карелия. Более молодые значения возраста связаны с нарушениями изотопной системы циркона в связи с гранулитовым метаморфизмом, проявившимся около 1984 ± 11 млн лет назад. В метагабброидах Нижнехапчанского массива присутствует только метаморфогенный циркон с конкордантным возрастом 1990 ± 17 млн лет. Диорит-анортозиты с возрастом 1979 ± 10 млн лет [Гусев, 2013; Свириденко и др., 2013ф] вычленены из состава салтахского комплекса и отнесены к амбардах-коялохскому анортозитовому комплексу.

Экитский гиабиссальный комплекс гранитовый (γPR_1e) на Анабарском щите выделяется впервые. Комплекс представлен дайкообразными и жильными телами белых, светло-серых и розовых гранатсодержащих аляски-

товых гранитогнейсов, залегающих среди пород далдынской и хапчанской серий. Ранее эти гранитоиды включались в состав комплекса биотитовых и аляскитовых гранитов [Геологическая..., 1983], которые в настоящее время, согласно СЛ-1000/3 Анабаро-Вилюйской серии, относятся к маганскому комплексу [Легенда..., 2009ф].

Белые аляскитовые гранитогнейсы сложены (в %): Q 40, антипертитовый Pl (An_{10}) 30, Or 20, Gr 5, Bt 2–3. Светло-серые полосчатые гранатсодержащие аляскитовые гранитогнейсы имеют минеральный состав (в %): Q 40, антипертитовый Pl (An_{10}) 30–35, Or 20, Gr 5, Mus 2–3.

Отличительной особенностью гранитогнейсов, отнесенных к экитскому комплексу, являются высокая кремнекислотность (SiO_2 74,5–77,4%), железистость (0,63–0,72) и глиноземистость (ASI 1,1–1,024), не только за счет содержания граната, но и часто - мелкочешуйчатого мусковита. Как следствие, породы нормативно корундовые. При нормализации содержаний микроэлементов на состав примитивной мантии (рис. 22) отмечаются низкие, но ровные содержания крупноионных литофилов, положительные аномалии K, Rb, Ba, La, Ce, Zr, Hf, Sm, отрицательные аномалии Ti, Ta, Nb, Sr, P. От мусковитсодержащих гранитов к биотитовым наблюдается снижение содержания РЗЭ (Σ РЗЭ снижается от 192–217 до 42,18 мкг/г) и фракционированности РЗЭ (величина $(La/Yb)_N$ от 6,32–8,02 снижается до 4,13), но увеличение Eu-минимума (величина Eu/Eu^* от 0,39–0,58 до 0,29).

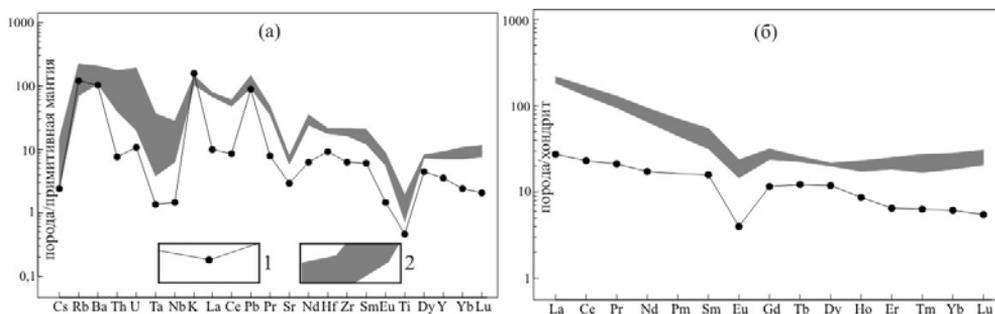


Рис. 22. Мультиэлементные диаграммы для аляскитовых гранитогнейсов экитского комплекса

1 – белые аляскитовые гранат-биотитовые гранитогнейсы; 2 - белые и розовые аляскитовые гранат-мусковитовые гранитогнейсы.

Для 10 измерений U-Pb методом циркона из биотит-гранатовых аляскитовых гранитогнейсах получена дискордия с верхним пересечением 2083 ± 25 млн лет. По 6 измерениям с минимальным возрастом вторая линия дискордии дает верхнее пересечение 2054 ± 31 млн лет, которое принимается в качестве возраста кристаллизации циркона в биотит-гранатовых аляскитовых гранитогнейсах.

Для циркона из гранатсодержащих мусковитовых аляскитовых гранитогнейсов по 10 измерениям получено значение конкордантного возраста

2046 ± 8 млн лет и верхнее пересечение линии дискордии 2051 ± 8 млн лет, которые совпадают в пределах погрешности измерений.

По геохимическим данным изученные аляскитовые граниты подобны жильной фазе Ортокинского массива, петротипического для экинского комплекса в Оленёкской СФЗ [Сметанникова и др., 2013; Гладкочуб и др., 2008; Легенда..., 2009ф]. В петротипическом массиве жильная фаза представлена розовато-серыми, мелкозернистыми аплитами и гранит-аплитами со значительным количеством альмандина. Кроме присутствия граната их сближает плюмазитовость состава и содержание высокоглиноземистых минералов (граната и мусковита в случае с изученными гранитами), умеренная фракционированность спектров распределения РЗЭ и хорошо выраженная отрицательная Eu-аномалия. Для гранитов в петротипе было получено два возрастных кластера 2111 ± 20 и 2036 ± 11 млн лет [Гладкочуб и др., 2008; Легенда..., 2009ф], последний из которых в пределах погрешности измерений перекрывается с полученными нами датировками 2054 ± 31 и 2051 ± 8 млн лет.

Граниты экинского комплекса относятся к группе гранитов S-типа, формирующихся за счет метаосадочного источника. Граниты такого типа относятся к категории «холодных» и часто содержат большое количество унаследованного от протолита более древнего циркона. На Оленёкском поднятии граниты интерпретируются как постколлизийные, внедрение которых происходило после приращения образований экинской серии с востока к Хапчанскому блоку. Это коллизийное событие – внутреннее для Хапчанского террейна, на Анабарском щите фиксируются только его слабые отголоски в виде дайкообразных и жильных тел гранат- и мусковитосодержащих аляскитовых гранитов. Граниты экинского комплекса предшествуют гранулитовому метаморфизму с возрастом 1,97 млрд лет, связанному с коллизией и сочленением террейнов Анабарской и Оленёкской провинций по Салтах-Билляхской тектонической (коллизийной) зоне [Гладкочуб и др., 2008]. В Оленёкской СФЗ с гранитами экинского комплекса связана редкометаллическая минерализация в виде жил гранит-аплитов и мусковитовых турмалиносодержащих пегматитов с касситеритом и колумбитом.

Магматизм с возрастом 2054 ± 31–2051 ± 8 млн лет более чем на 50 млн лет предшествует времени формирования гранитоидов билляхского комплекса (1980 млн лет) и должен рассматриваться в качестве самостоятельного (экинского) интрузивного комплекса, который выделяется по аналогии с Оленёкским поднятием.

Амбардах-коялахский плутонический комплекс габбронорит-анортозитовый (η PR_{1ak}). Магматические образования амбардах-коялахского комплекса развиты в северной части Котуйкан-Монхолинской СФпЗ, в бассейне р. Котуйкан [Лутц, 1974а; Куликов и др., 1979ф, 1984ф; Суханов и др., 1983] и представлены тремя наиболее крупными массивами Анабарского щита (от 7×30 до 17×45 км) и двумя значительно меньшими по площади (1×5,5 и 1,6×6,4 км) – на правом берегу р. Монхоло, в осевой части Котуйкан-Монхолинской зоны [Геологическая карта..., 1984]. Массивы имеют линзовидную форму, субмеридиональное простирание, окружены катаклазитами и blastsмилонитами, лишь местами сохранились секущие интрузивные контакты. Центральные части массивов сложены массивными круп-

нозернистыми лейкократовыми анортозитами с линзами и полосами габбронорит-анортозитов и норит-анортозитов, а краевые части – полосчатыми амфиболлизированными анортозитами, габбронорит-анортозитами и норит-анортозитами. Характерны ксенолиты вмещающих пород. Анортозиты представляют собой светло-серые средне-крупнозернистые породы с аллотриоморфнозернистой, на отдельных участках с порфиробластокатакластической структурой. В их составе, помимо плагиоклаза лабрадор-битовнитового состава, присутствуют роговая обманка (1–5%), диопсид (1–2%), а также эпидот, цоизит, мусковит, шпинель, корунд, апатит, сфен, циркон.

На территории листа R-49 Котуйкан-Монголинской СФПЗ обнажается Балаганахский массив амбардах-коялахского комплекса. Его размеры 6 × 1 км, в центральной части массив сложен мономинеральными анортозитами, иногда с корундом [Лутц, Эринчек, 1971]. В краевых частях массива анортозиты постепенно сменяются габбро-анортозитами, сложенными деформированным P1 (An₆₀₋₇₀) (80 – 85%) иногда с округлыми включениями кварца (до 5%) и темноцветными минералами Am+Chl +Ep (15%).

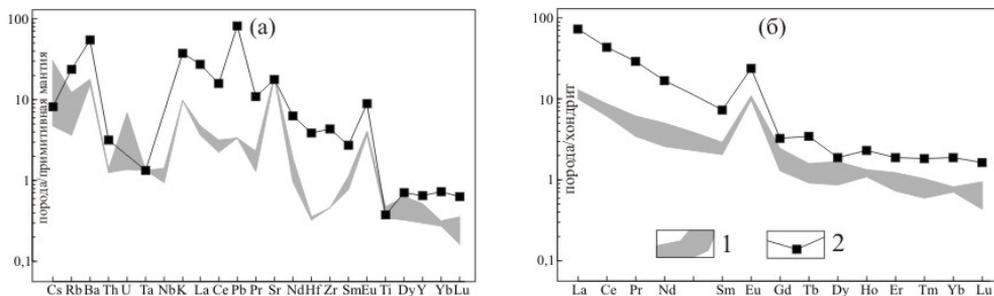


Рис. 23. Мультиэлементные диаграммы для анортозитов амбардах-коялахского комплекса

1 – анортозиты Балаганахского массива в Котуйкан-Монголинской СФПЗ; 2 – диорит-анортозиты в Салтах-Билляхской СФПЗ

Кроме того, к амбардах-коялахскому анортозитовому комплексу отнесены диорит-анортозиты из Салтах-Билляхской СФПЗ. Диорит-анортозиты - белые и светло-серые породы с гранобластовыми структурами. Минеральный состав их с явным преобладанием плагиоклаза (An₅₀₋₆₀) 80%, содержание пироксена и амфибола – 10%, кварца - до 10%.

Анортозиты обеднены редкими элементами (рис. 23), характерны очень низкие содержания Th и Nb и ниже, чем в примитивной мантии, содержания Zr, Ti, Y, ΣPЗЭ = 9–14 мкг/г. Отмечаются положительные аномалии Cs, Rb, Ba, U, K, Pb, особенно выражены Sr и Eu (Eu/Eu* 4–6). В них отчетливо проявлено фракционированное распределение PЗЭ (La/Yb)_N 11,3–17,4.

Верхний возрастной предел формирования амбардах-коялахского комплекса ограничивается возрастом прорывающих анортозиты двуслюдяных гранитов и связанных с ними мусковитовых пегматитов монголинского ком-

плекса. К-Аг возраст мусковитовых пематитов, прорывающих анортозиты, – 1,9–2,1 млрд лет [Бибикова и др., 1985]. Для определения возраста пород анортозитовых массивов бассейна р. Котуйкан применялся метод термоизохронного датирования по циркону. Радиологический возраст анортозитов (7 определений) составил 1510–2100 млн лет, по данным К-Аг датировок – 1650–1950 млн лет [Суханов и др., 1984]. Для анортозитов из Центрального массива по Sm-Nd датированию была получена минеральная (Pl-Орх-Срх-WR) изохрона 2,18 млрд лет при отрицательной величине $\epsilon_{Nd}(T)$ –6,1 [Суханов и др., 1990]. По валовым пробам из Восточного массива построена Sm-Nd изохрона 2,55 млрд лет, на основании чего для анортозитов, формирующихся в результате плавления гранулитов нижней коры, предполагается возраст 2,6 млрд лет [Розен и др., 2000]. Анортозиты Котуйкан-Монхолинской СФпЗ по изотопным характеристикам Sm и Nd близки к вмещающим гранулитам и этим отличаются от анортозитов расслоенных интрузий основной магмы. В расслоенных интрузиях анортозиты характеризуются положительными (мантийными) величинами $\epsilon_{Nd}(T)$, например, комплекс Chinalpahad в Индии от +2,6 до +7,7 [Dharma Rao et al., 2011], Харловский титаноносный массив на Алтае +7,9 [Гусев, 2015] и другие [Ashwal, 2010, McLelland et al., 2010]. Анабарские анортозиты, в отличие от анортозитов расслоенных базитовых интрузий, имеют отрицательные (коровые) величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от –2,6 до –8,1.

Экспериментальные данные плавления основных гранулитов, подтверждают, что они могут быть приняты в качестве источника родоначальных магм для протерозойских анортозитов КМ СФпЗ при условии их полного переплавления [Суханов и др., 2000]. Формирование анортозитов в процессе анатексиса нижней коры при андерплейтинге базальтов обосновано геохимическими данными [Bedard, 2001]. Образование анортозитового расплава при частичном плавлении габброидных и диоритовых гнейсов в обстановке гранулитовой фации показано в работах [Daczko et al, 2001; Schroter et al., 2004], в том числе с притоком флюидов [Clarke et al., 2005], а также метасоматическим путем [Blattner, 2005]. По-видимому, в образовании массивов Анабарского щита существенная роль принадлежала анортозитизации – процессу щелочноземельного метасоматоза в зоне кислотного выщелачивания с накоплением Ca, Al₂O₃ и выносом K, Na, Fe, Mg [Геологический словарь, 2010]. В результате образуются метасоматические анортозиты, сопряженные с одной стороны с продуктами основного метасоматоза (пироксениты, габброиды), а с другой – с формированием метасоматических гранитоидов (чарнокитов, мангеритов) [Геологический словарь, 2010].

Анортозиты и габбро-анортозиты внедрялись в уже рассланцованные породы, согласно данным Б.Г. Лутца и Ю.М. Эринчека: «зафиксированы контакты массивного габбро-анортозита с милонитизированным слоистым биотитовым гнейсом» [Лутц, Эринчек, 1971, с. 104]. Высокие отношения $(La/Yb)_N$ 11,27–17,42 и Sr/Y 166–308 свидетельствуют о гранатосодержащем рестите в магматическом источнике при экстракции анортозитового расплава в условиях гранулитового метаморфизма. В анортозитах Балаганахского массива установлен ультрамагнетный циркон двух возрастных диапазонов 1959±9 млн лет и 1862±25 млн лет [Гусев, 2013; Гусев и др., 2013;]. При изучении геохимии циркона из анортозитов, выяснилось, что циркон с аномаль-

но высоким содержанием европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 4,15$) имеет возраст 1920 ± 84 млн лет. Учитывая, что наиболее специфической чертой распределения РЗЭ в анортозитах является резко выраженная положительная аномалия европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 4-6$), возраст аномального по европию циркона является прямым указанием на время формирования анортозитов. При выплавлении анортозитов из гранулитов нижней коры, происходило наследование от гранулитов коровых характеристик изотопного состава неодима ($\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от $-8,1$ до $-2,6$), обогащенности радиогенным стронцием и модельного возраста протолита около 3 млрд лет. Близкий возраст 1979 ± 10 млн лет получен для диорит-анортозитов в Салтахском массиве Салтах-Билляхской СФПЗ. Наиболее молодой ультраметагенный циркон в анортозитах по времени образования 1858 ± 6 млн лет близок к циркону гранитов монхолинского комплекса ($1858 \pm 6-1818 \pm 27$ млн лет) и судя по геологическим взаимоотношениям с гранитами монхолинского комплекса указывает на время процессов наложенной на анортозиты гранитизации.

Аналогичные результаты недавно получены для анортозитовых массивов на листе R-48. По данным U-Pb датирования цирконов и Sm-Nd систематике, установлено, что массивы сложены габбро-анортозитами с возрастом 1,96 млрд лет и олигоклазитами (1,93 млрд лет) в ассоциации с монцодиоритами и порфиробалластическими гранитами (1,84–1,9 млрд лет) [Глуховский и др., 2015].

Весьма характерной является геологическая позиция массивов анортозитов Анабарского щита. Они размещаются только в зонах тектонических нарушений большой протяженности как по латерали, так и на глубину. По мнению Б. Г. Лутца [1974а] формирование анортозитового расплава было связано с потоками высокотемпературных подкоровых ювенильных флюидов, проникающих в земную кору по тектоническим зонам, нарушающим сплошность гранулитового слоя в основании коры. Под воздействием высокотемпературных флюидов происходило формирование анортозитового расплава как результат переплавления глубокометаморфизованных пород и очистка расплава по механизму зонной плавки [Лутц, 1974а].

Геодинамическая обстановка формирования анортозитов рассматривается как посторогенная [Вишневский и др., 1974]. Формирование анортозитов в поздне- и постектонической обстановке установлено также для протерозойских анортозитов гор Адирондак в Северной Америке [Ashwal, 2010; McLelland et al., 2010]. По мнению М.З. Глуховского с соавторами [2015] генерация анортозитов происходила в архее (3,2–2,7 млрд лет) в нижней коре из исходного вещества кварцево-диоритового состава в плюм-тектоническом режиме. В протерозое породы были выведены в верхние горизонты коры в результате импакт-триггерного процесса и образовали тектонически совмещенный магматический комплекс [Глуховский и др., 2012, 2015]. Развитие анортозитовых массивов исключительно в пределах зон смятия (Чурбукулахской, Ламуйкской, Западной, Верхнекуонамской на листе R-48 [Липенков и др., 2016], Котуйкан-Монхолинской и Салтах-Билляхской на листе R-49), ставит под сомнение гипотезу об импакт-триггерном механизме происхождения анортозитов Анабарского щита [Глуховский, Кузьмин, 2012]. На основании полученных U-Pb датировок возраст комплекса принимается

раннепротерозойским, что соответствует серийной легенде [Легенда..., 2009ф]. В Центральном массиве Котуйкан-Монголинской СФпЗ за пределами площади листа R-49 с зонами катаклаза в анортозитах связана сульфидная медно-никелевая минерализация [Липенков и др., 2016].

Билляхский плутонический комплекс гранодиорит-гранит-граносиенитовый ($\gamma\delta\text{-}\gamma\xi\text{PR}_1bl$). Гранитоиды билляхского комплекса наиболее развиты в Хапчанской СФЗ, Салтах-Билляхской, Ченгелехской и Харапской зонах смятия. В Ченгелехской зоне смятия комплекс представлен Ченгелехским мигматит-плутоном [Куликов и др., 1979ф] площадью около 1000 км². Он обладает неоднородным строением, нередко включает полосы гнейсов. В составе плутона выделяются все разновидности пород ряда гранодиорит-гранит-граносиенит, преимущественно средне- крупнозернистые с порфиробластовой структурой и неяснополосчатой или массивной текстурой. Структура основной массы пород гранобластовая, лепидогранобластовая и мозаичная. В минеральный состав в переменных количествах входят калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, роговая обманка и биотит. Около 2–3% занимают рудные минералы. Из акцессорных постоянно встречаются циркон, апатит, сфен, монацит, рутил, ортит. Возрастное положение гранитоидов этого комплекса определяется тем, что они и их жильные дериваты прорывают интрузии габброноритов харапского комплекса и затронуты процессами катаклаза и милонитизации.

В пределах Харапской зоны смятия комплекс развит ограниченно и представлен линзовидными телами мощностью до 500–600 м, которые прослеживаются согласно общему простиранию гнейсовой толщи до 4–5 км. Границы тел распычатые и обычно постепенно переходят во вмещающие породы. Характерны неоднократные чередования порфиробластических гранитоидов с полосами гнейсов и амфиболитов. В пределах одного тела нередко выделяются разности от диоритов до граносиенитов и гранитов включительно.

В Салтах-Билляхской СФпЗ расположен петротип – Билляхский массив размером 13×60 км в пределах обширной зоны гранитизации и мигматизации пород хапчанской серии [Лопатин и др., 1965ф, 1966ф]. Строение массива неоднородное, гранитоиды составляют не более 60% и чередуются с метаморфизованными в различной степени породами субстрата. Преобладающими разновидностями являются порфиробластовые граносиениты, связанные постепенными переходами с гранодиоритами. Подчиненное значение имеют кварцевые сиенит-диориты. Сиениты, кварцевые монцониты и кварцевые монцодиориты – среднезернистые породы серо-розового цвета с большим количеством меланократовых округлых более крупнозернистых включений размером 0,5–3 см. Минеральный состав (в %): антипертитовый Pl (An_{10}) 60, Mi 15, Q 5–10, Amf 10, Bt 5. В меланократовых включениях кварц отсутствует, содержание темноцветных минералов, которые в равных соотношениях представлены ортопироксеном и амфиболом, достигает 25%. Пегматиты встречаются сравнительно редко и тяготеют к полям мигматитов. Весьма разнообразны акцессорные минералы: монацит, чевкинит, циркон, апатит, рутил, анатаз, молибденит, пирит, флюорит, магнетит и в одном случае – уранинит.

В пределах Билляхской и Салтахской зон смятия также встречаются мелкие тела порфиробластовых гранитоидов, для которых характерна умеренная кремнеземистость, несколько повышенное содержание темноцветных минералов при высокой щелочности. Изучению билляхского комплекса посвящено несколько публикаций последних лет [Смелов и др., 2008; 2009; 2012; Молчанов и др., 2011], по материалам которых приводится дальнейшая характеристика комплекса.

Форма границ Билляхского массива обусловлена наложением складчатых деформаций сдвигового характера [Смелов и др., 2008]. Параллельно осевым плоскостям складок формируются линейные зоны бластомилонитов, в которых локализованы тела слабо рассланцованных аляскитовых гранитов и аплитов. Гранитоиды Билляхского массива характеризуются слабой гнейсовидностью. Практически во всех разновидностях гранитоидов присутствуют порфиробласты калиевого полевого шпата, а основная масса породы имеет гранобластовую или лепидогранобластовую структуру. Порфиробласты представляют собой реликтовые магматические порфиroidные выделения, ориентированные вдоль плоскостей наложенной сланцеватости. Кроме полевых шпатов, присутствуют роговая обманка, биотит, кварц в различных количественных соотношениях. В меланократовых разностях преобладает зеленая или буро-зеленая роговая обманка в ассоциации с коричневым биотитом и редко клинопироксен. В лейкократовых породах биотит становится главным темноцветным минералом, а в лейкогранитах – единственным.

По химическому составу гранитоиды Билляхского массива соответствуют кварцевым монцонитам, кварцевым сиенитам (граносиенитам), умеренно-щелочным гранитам, гранодиоритам, а также иногда кварцевым диоритам. От основных к кислым породам уменьшаются содержания Zr, Nb, Ta, Y, Hf, Sr, Ba, V, Co, ΣP3Э. Суммарное содержание P3Э убывает в диапазоне 1150–207 мкг/г. P3Э характеризуются фракционированным распределением ($La_N/Yb_N=19-52$) с Eu-минимумом ($Eu/Eu^* 0,36-0,50$). Содержания Rb, Cs, U, Th, низкие и тенденций их изменений в зависимости от кислотности пород не установлено. Для пород среднего состава отмечаются anomalно высокие содержания (мкг/г): Ce 300–495; Sr 1011–1442; Ba 4216–4078; Zr 1365–1660, указывающие на участие щелочной магмы в формировании комплекса.

В процессе полевых работ при составлении ГГК-1000/3 изучить петротипический Билляхский массив не удалось, но были обследованы гранитоиды билляхского комплекса в Салтах-Билляхской зоне юго-западнее (сопка Сергея) и северо-западнее петротипического массива в коренных выходах по долине р. Налим-Рассоха.

Гнейсовидные гранитоиды на сопке Сергея и в ее окружении по составу варьируют от кварцевых монцонитов до гранитов. Они содержат согласные с гнейсовидностью тела аляскитовых гранитов. В бассейне р. Налим-Рассоха с гранитоидами билляхского комплекса ассоциируют также тела сургучно-красных пегматитов и белых гнейсовидных пегматоидных гранитов.

По минеральному составу гранитоиды варьируют от амфибол-биотитовых с пироксеном до биотитовых. В петрохимическом отношении породы магнезиальные, известково-щелочные и метаглиноземистые. По содержанию крупноионных литофилов гранитоиды сопки Сергея характеризуются ровным по-

вышенным содержанием Rb, Th, U, K, Ba (Ba 1430–2650 мкг/г) и слабо выраженными понижениями Ta, Nb (рис. 24). В других разностях отмечаются отрицательные аномалии U и Th и более глубокие минимумы по Ta, Nb. По остальным редким элементам примерно одинаковые минимумы, а также по Sr, P, Ti. Для всех разновидностей фиксируется положительная аномалия Zr (500–913 мкг/г). Отсутствует положительная аномалия Pb, характерная для пород корового происхождения. От более основных пород к кислым уменьшаются содержание РЗЭ (Σ РЗЭ от 378,65 до 216,50 мкг/г) и Eu-минимум (величина Eu/Eu^* от 0,63 до 0,96), но увеличивается фракционированность РЗЭ ($(La/Yb)_N$ от 7,70 до 37,08).

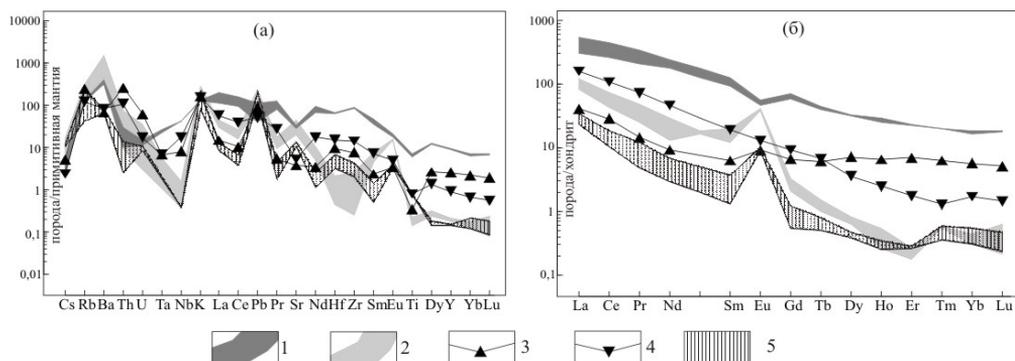


Рис. 24. Мультиэлементные диаграммы для гранитоидов билляхского и маганского комплексов.

1 – билляхский комплекс, гранодиоритогнейсы; 2 – 5 – маганский комплекс: 2 – пегматоидные граниты; 3 – 4 – аляскитовые граниты: 3 – на сопке Сергея, 4 – в правом борту р. Бол. Куонамка юго-восточнее сопки Сергея, 5 – аплитовидные граниты, в том числе в Салтахском плутоне.

Таким образом, по сравнению с петротипическим массивом в гранитах на сопке Сергея также фиксируются повышенные содержания Ba и Zr, но они не достигают ураганных величин, приведенных для Билляхского массива [Смелов и др., 2012].

Изохронным U-Pb методом по навеске циркона магматического облика из порфирированных кварцевых монцодиоритов Билляхского массива был определен возраст 1983 ± 3 млн лет. Аналогичные значения 1985 ± 13 – 1983 ± 9 и 1985 ± 24 млн лет получены U-Pb методом (SHRIMP II) по циркону [Молчанов и др., 2011].

По изотопному составу неодима источником гранитоидов билляхского комплекса были протерозойские породы с модельным возрастом протолита $T_{Nd}(DM)$ 2,42–2,24 млрд лет и величинами $\epsilon Nd(T)$ от +1,6 до -0,5 (табл. 9), близкими по составу к слабо деплетированной мантии или нижней коре. Однако, по данным А. В. Молчанова с соавторами [2011] величина $\epsilon Nd(T)$ для билляхского комплекса является коровой и варьирует от -4,4 до -8,9, а Nd-модельный возраст протолита архейский: $T_{Nd}(DM_{2S})$ 3,18–2,81 млрд лет, что

указывает на более существенный вклад местами архейского корового материала при формировании магмы Билляхского массива

Таблица 9

Sm-Nd изотопная система в гранитоидах Билляхского массива

№ пп.	№№ проб	T возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2St})$ млрд лет
1	0226-1	1980	19,20	110,1	0,1052	0,51142	-0,5	2,42	2,49
2	0301-4	1980	1,89	8,4	0,1356	0,511925	1,6	2,38	2,32
3	0308-1	1980	10,39	67,3	0,0933	0,511284	-0,1	2,36	2,46
4	0309-4	1980	4,91	34,9	0,0850	0,511256	1,4	2,24	2,33
5	0326-2	1980	13,11	82,2	0,0964	0,511327	-0,1	2,36	2,46
6	0425/1	1970	22,90	145,9	0,0949	0,511122	-3,7	2,59	2,76
7	77	1985	13,40	74,2	0,1095	0,511277	-4,3	2,83	2,81
8	Кн-49	1983	4,27	20,1	0,1282	0,511292	-8,9	3,29	3,18

Примечание. 1-6 данные А.П. Смелова с соавторами [2012], 7-8 по А. Молчанову [2011]: 0226-1 – кварцевые монцодиориты; 0301-4 – микроклиновые кварцевые монцодиориты; 0308-1 и 0326-2 – кварцевые сиениты; 0309-4, 77, Кн-49 – граниты; 0425/1 – дайка кварцевого монцодиорита.

Изохронным U-Pb методом был также датирован циркон из кварцевого метамонцодиорита дайкового комплекса с высоким содержанием РЗЭ $\Sigma\text{PZЭLa}_N/\text{Yb}_N=18,7$ и хорошо выраженным Eu-минимумом ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,46$) метамонцодиоритов 1971 ± 4 млн лет (СКВО 0,15). Для дайковых пород изотопные характеристики неодима ближе к результатам А. В. Молчанова и др. [2011]: $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) - 3,7$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) 2,76$ млрд лет (табл. 9).

С учетом приведенных датировок гранитоидов в петротипе [Смелов и др., 2012; Молчанов и др., 2011], а также наших данных, полученных в районе сопки Сергея и в бассейне р. Налим-Рассоха [Свириденко и др., 2013ф, Гусев, 2013], формирование билляхского комплекса происходило в возрастном диапазоне $2007 \pm 13 - 1972 \pm 10$ млн лет, когда в Салтах-Билляхской зоне протекали интенсивные дислокационно-метаморфические процессы, на заключительном этапе сопровождавшиеся катаклизмом, анатексисом, калиевой гранитизацией и диафторезом. На их фоне происходило формирование гранитоидов Билляхского плутона специфического химического состава (высоко Ba-Sr шшонитовые граниты), обязанные своим происхождением участию вещества мантийного плюма. Выявление и картирование гранитоидов, аналогичных Билляхскому плутону, требует специальных детальных работ, проведение которых нереально при подготовке листа к изданию. Поэтому для ГК-1000/3 листа R-49 билляхский комплекс принимается в расширенном толковании, и объединяет всё разнообразие гранитоидов возрастного диапазона 2000–1970 млн лет. На основании этих данных возраст билляхского комплек-

са принимается раннепротерозойским, что соответствует возрасту по серийной легенде [Легенда..., 2009ф]. С магматическими образованиями билляхского комплекса ассоциирует непромышленная золоторудная минерализация [Кравченко и др., 2010].

Маганский плутонический комплекс аляскит-лейкогранит-мигматитовый (lymPR_1mg). Граниты аляскитового типа пользуются повсеместным развитием в пределах Анабарского щита, где они связаны с обширными полями послонных мигматитов. Выделяются две главные разновидности: лейкократовые двуполевошпатовые граниты и собственно аляскиты [Геологическая ..., 1983]. Главной морфологической особенностью гранитов аляскитового типа является залегание их в виде небольших пластовых тел мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров и протяженностью от первых сотен метров до 3–5 км с расплывчатыми контактами или даек и жил (собственно аляскиты).

Петротипический Маганский массив залегает в образованиях амбардахской толщи верхнеанабарской серии Маганской СФЗ на территории листа R-48 [Рабкин, 1959]. Массив сложен в основном среднезернистыми розовато-красными аляскитами (ортоклаз, микроклин-пертит, альбит) с незначительным содержанием биотита, иногда амфибола, салита, гиперстена.

Между обликом гранитов аляскитового типа и вмещающих их метаморфических пород существует тесная зависимость, являющаяся одним из признаков ультраметагенного происхождения [Геологическая ..., 1983]. В толщах верхнеанабарской и далдынской серий развиты розово-красные граниты, содержащие помимо биотита реликтовые зерна роговой обманки, гиперстена и салита, и в заметном количестве магнетит, влияющий на повышенную магнитную восприимчивость (окисленная магнетитовая серия). В породах хапчанской серии распространены светло-серые граниты, почти немагнитные, как вмещающие биотит-гранатовые и клинопироксеновые плагиогнейсы, и включающие такие минералы, как гранат, салит, графит (восстановленная ильменитовая серия).

По текстурно-структурным особенностям, морфологии тел и характеру взаимоотношений с метаморфическими породами биотитовые и аляскитовые граниты делятся на метасоматические и анатектитовые [Геологическая ..., 1983]. Метасоматические граниты залегают в виде неоднородных пластовых тел мощностью от нескольких метров до нескольких сотен метров при протяженности наиболее крупных до 3–5 км, на контактах, постепенно сливающихся с послонными мигматитами. Их преобладающей разновидностью являются полосчатые и гнейсовидные лейкократовые двуполевошпатовые биотитовые граниты. Анатектические граниты (по составу обычно аляскиты) образуют мелкие (до 20 м мощностью) дайкообразные или жильные тела, как согласные, так и секущие. Редко они залегают в форме штоков (на правом берегу р. Аччыгый-Хаптасыннах). Акцессорные минералы в гранитах аляскитового типа разнообразны: магнетит, ильменит, циркон, апатит, пирит, пирротин, рутил, монацит, чевкинит и торит, редко уранинит.

Пространственно и генетически с аляскитовыми гранитами связаны жильные аплиты и пегматиты. Мощность жил не превышает первых метров, протяженность может достигать первых десятков метров. Аплиты почти полно-

стью лишены темноцветных минералов. Пегматиты отличаются от гранитов крупнозернистой пегматоидной структурой, графические структуры редки. Они представлены плагиоклазовыми, двуполевошпатовыми и существенно микроклиновыми разностями, а также биотитовыми пегматитами с повышенной радиоактивностью ториевого типа, содержащие монацит, циркон, торит или чевкинит (до 2% объема пород). Практического интереса пегматиты не представляют.

Общими особенностями химизма гранитов аляскитового типа являются: сильная пересыщенность кремнеземом, низкое содержание темноцветных компонентов, повышенная калиевая щелочность, и, нередко, пересыщенность глиноземом.

Пегматоидные плагиограниты по содержанию микроэлементов близки к вмещающим гранат-гиперстеновым эндербитогнейсам (Σ РЗЭ 105,41 г/т) с положительной Eu-аномалией ($Eu/Eu^*=4,33$) и сильным фракционированием РЗЭ ($(La/Yb)_N$ 58,4. Характерно высокое содержание в породе Zr 942 г/т [Гусев и др., 2016].

Калиевые пегматоидные граниты содержат K_2O до 5%, сильно обогащены РЗЭ (Σ РЗЭ 1142 г/т), с хорошо выраженным Eu-минимумом ($Eu/Eu^*=0,61$) и аномально сильным фракционированием РЗЭ $(La/Yb)_N=663$. Они отличаются высокими содержаниями Th (165 г/т), U (1,72 г/т) и Ва (3110 г/т) [Гусев и др., 2016].

U-Pb датирование по циркону (SHRIMP II) было выполнено для главных петрографических разновидностей комплекса: аляскитовых гранитов (1984 ± 16 млн лет и 1969 ± 7 млн лет), лейкогранитов (1952 ± 10 млн лет), пегматоидных плагиогранитов (1970 ± 16 млн лет), пегматоидных калиевых гранитов (1954 ± 12 млн лет) и пегматитов (1960 ± 12 млн лет).

По результатам U-Pb датирования возрастной интервал формирования гранитов маганского комплекса 1984 ± 16 – 1952 ± 10 млн лет. Изотопный K-Ar возраст по результатам шести определений пород дает более широкий возрастной диапазон в интервале 1800–2100 млн лет [Рабкин, Лопатин, 1973]. Причина этого заключается в том, что комплекс аляскитовых гранитов является «сборным» и объединяет разновозрастные аляскитовые граниты. Например, аляскитовые граниты, залегающие в Салтахском плутоне имеют возраст 1969 ± 7 млн лет, аналогичные граниты в Котуйкан-Монхолинской зоне имеют датировку 1818 ± 27 млн лет, гранат-содержащие аляскитовые граниты экинского комплекса – 2054 млн лет. По петрографической характеристике и геохимическим параметрам протерозойские аляскитовые граниты с возрастом 1818 ± 27 млн лет совершенно неотличимы от архейских аляскитовых гранитоидов с возрастом 2767 ± 27 млн лет, что, видимо, свидетельствует о петрологической универсальности архейских и протерозойских процессов анатексиса по сходному субстрату. Как следствие, существует проблема идентификации разновозрастных гранитов аляскитового типа при геологическом картировании Анабарского щита.

Монхолинский гипабиссальный комплекс лейкократовых двуслюдяных гранитов ($lyPR_1mh$). Граниты монхолинского комплекса являются наиболее характерными для Котуйкан-Монхолинской СФпЗ, где слагают мелкие согласные пластовые тела. Вместе с тем, в северной части подзоны, в

бассейне истоков р. Меркю, закартирован тектонический блок размером 3–4×28 км и в истоках р. Улахан-Дьянака – массив площадью около 20 км². Название комплекса дается по серии наиболее детально изученных линзовидных тел, образующих единую полосу шириной 1,5–2,5 км в бассейне р. Монголо (лист R-49-XXV) [Геологическая..., 1984].

В Харапской зоне мощность пластообразных тел двуслюдяных гранитов колеблется от нескольких метров до сотен метров, а протяженность – от десятков метров до 3–5 км. С ними связаны жилы мусковитсодержащих пегматитов и аплитов мощностью до 3–6 м. От гранитов пегматиты отличаются более высоким содержанием мусковита в пластинках до 5 см в поперечнике и присутствием турмалина и апатита. Граниты имеют лепидогранобластовую и бластокатакластическую структуру. Содержание породообразующих минералов колеблется в широких пределах. Наряду с мусковитом характерно присутствие граната и микроклина. Акцессорные минералы представлены апатитом, флюоритом, монацитом и цирконом. В петрохимическом отношении эти граниты близки к более ранним гранитам аляскитового типа маганского комплекса.

В петротипической местности двуслюдяные граниты представлены светло-розовыми средне-крупнозернистыми породами массивной текстуры, сложенными примерно в равных соотношениях микроклином, плагиоклазом, кварцем и слюдой (мусковитом и биотитом). С двуслюдяными гранитами пространственно ассоциируют жилы и гнезда мусковитых пегматитов, реже жилы аплитов и кварца.

В Котуйкан-Монхолинской СФпЗ мусковитовые пегматиты представлены двумя разновидностями: 1) гигантозернистыми мусковитовыми и редкоземельными пегматитами (обычно альбитизированными) и 2) двуполевошпатовыми мусковитовыми гранит-пегматитами [Геологическая..., 1983].

Гигантозернистые мусковитовые и редкоземельные апографические пегматиты в истоках р. Улахан-Дьянака образуют крутопадающие жилообразные тела северо-западного и меридионального простирания до 125 м в длину и 15 м в ширину. Пегматиты сложены кристаллами розового альбита (величиной до 20 × 7 × 3 см), гнездообразным мусковитом в кристаллах гексагональной формы (до 5×1 см), оранжево-красным микроклином и кварцем. В химическом составе мусковита отмечается высокое содержание железа [Геологическая..., 1983]. Изредка вдоль контакта мусковитовых гнезд с пегматитовой массой находятся крупные кристаллы самарскита, виикита и монацита.

В юго-восточной части Котуйкан-Монхолинской зоны жилообразные тела гигантозернистых мусковитовых пегматитов прослежены на 1,5 км при мощности 8 м [Потуроев и др., 1966ф, Побережский и др., 1966ф]. Некоторые из них зональны (левобережье р. Монголо) с наиболее крупнозернистой центральной зоной и кварцевым ядром. Пегматиты содержат гранат, апатит, турмалин, магнетит, ильменит, рутил, циркон, ортит, пирит, пирротин и халькопирит.

Минеральный состав гранитов монхолинского комплекса (в %): Pl (An₁₅₋₁₈) 20-40, Q 30–50, Mc 15–25, Bt+Chl 5, Mus 2, Ap, Sil, Mnz Mgt <1. В них отчетливо выражены (рис. 25) положительные аномалии K, U, Pb, отрицательные – Nb, P, Ti, отмечается высокое содержание Ba и PЗЭ (Σ PЗЭ 100–355 мкг/г),

отчетливо выражен Eu-минимум ($Eu/Eu^* 0,64-0,70$) и фракционированное распределение РЗЭ ($(La/Yb)_N 81-118$) при высоком отношении $Sr/Y 27,4-40$. По геохимическим характеристикам формирование гранитного расплава происходила в поле стабильности граната, вероятно в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

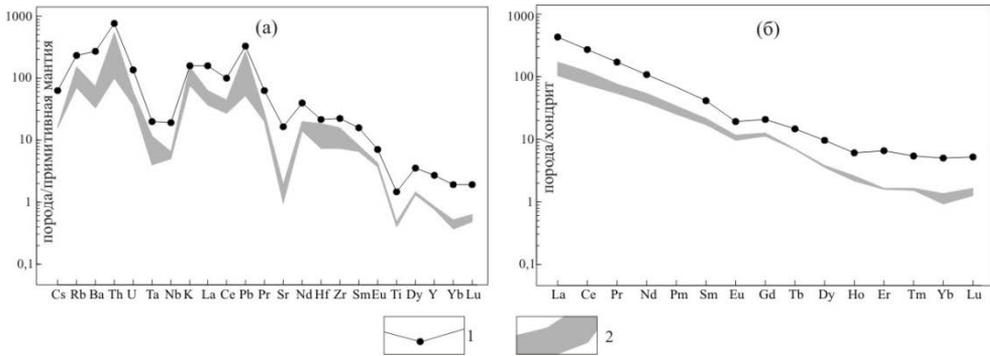


Рис. 25. Мультиэлементные диаграммы для двуслюдяных гранитов монголинского комплекса

1 – алякситовые двуслюдяные граниты; 2 – кварцеванные двуслюдяные граниты.

Двуслюдяные граниты характеризуются отрицательными (коровыми) величинами $\epsilon Nd(T)$ $-8,3$ и $-8,4$, позднеархейским модельным возрастом протолита $T_{Nd}(DM-2st)$ $3,0-3,04$ млрд лет и сильно обогащены радиогенным стронцием ($\epsilon_{Sr}(T_{1800})$ $53,79-228,6$).

Значения U-Pb возраста (SHRIMP), по четырем пробам гранитов: $1858 \pm 6,2$, 1845 ± 12 , 1831 ± 11 и 1818 ± 27 млн лет в пределах погрешности измерений перекрываются между собой, а также с U-Pb датировками микроклиновых гранитов в Маганском блоке: по навеске циркона – 1843 ± 12 млн лет [Степанюк, 1991] и там же (SHRIMP II) – 1854 ± 16 млн лет [Молчанов и др., 2009ф]. Возраст формирования гранитов монголинского комплекса укладывается в диапазон $1860-1820$ млн лет. Несмотря на сходство вещественного и химического состава временной разрыв между формированием маганского и монголинского комплексов составляет порядка 100 млн лет.

РИФЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Глобальные проявления рифтогенеза в рифее сопровождалось широким развитием базитового магматизма. Наиболее полно рифейский магматизм проявлен в пределах сводового поднятия кристаллического фундамента Анабарского щита. В восточной части Анабарского щита выделен Восточно-Анабарский пояс даек [Округин, 1999], с преимущественным развитием раннерифейских даек кендейского и чиэресского комплексов. Вдоль его южного

склона развиты дайки раннерифейских кенгединского, токурского и средне-рифейского будьурхайского комплексов, слагающих полосу широтного простирания, известную под названием «Кенядский пояс даек» [Каденский, 1961]. Севернее указанной полосы дайки этого возрастного интервала встречаются весьма редко, а с юга граница их распространения ограничивается выходами пород старореченской свиты венда. Азимуты падения даек меняются от 330–360° до 0–30°, углы падения – от 60 до 90°.

Время формирования даек подтверждено большим количеством К-Аг определений возраста, в меньшей степени U-Pb и Sm-Nd датировок и геологическими данными, позволившими выделить четыре цикла тектономагматической активизации, иногда приуроченных к стратиграфическим перерывам [Легенда..., 2009ф]. Этапы магматической активизации подтверждаются Nd-модельными возрастными базальтоидных расплавов $T_{Nd}(DM)$ и $T_{Nd}(DM-2St)$, фиксирующими время отделения вещества от мантии (табл. 10).

Таблица 10

Sm-Nd изотопная система в породах рифейских даек

№№ проб	T возраст, млн лет	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$ млрд лет	$T_{Nd}(DM-2St)$ млрд лет
Кендейский комплекс кварцевых долеритов ($q\beta RF_1 kn$)								
631	1700	6,28	33,1	0,1147	0,511499	-4,0	2,53	2,58
666-б	1700	14,07	76,0	0,1119	0,511436	-5,0	2,56	2,63
Кенгединский комплекс кварцевых габбродолеритов и монцитит-порфиров ($qv\beta$-$qmRF_1 kg$)								
731	1500	4,4730	17,1800	0,1574	0,512283	+0,6	2,34	2,01
838	1500	5,1140	21,010	0,1472	0,512115	-0,7	2,37	2,12
Токурский комплекс кварцевых долеритов ($q\beta$-$qmRF_1 cr$)								
178	1380	12,31	57,0	0,1305	0,512022	-0,3	2,06	1,99
230	1380	14,19	65,4	0,1311	0,512031	-0,2	2,06	1,98
243	1380	14,62	67,6	0,1307	0,512010	-0,6	2,09	2,01
1502-1	1380	12,89	58,65	0,1329	0,511996	-1,2	2,17	2,06
273	1384	8,09	36,6	0,1337	0,512089	+0,5	2,02	1,93
Котуйканский комплекс кварцевых габбродолеритов ($qv\beta RF_2 kt$)								
2032-1	1100	4,5400	20,6000	0,1331	0,512453	+5,4	1,32	1,29
795-2	1100	2,4830	10,084	0,1489	0,512601	+6,0	1,29	1,23

Примечание. Анализ пробы 2032-1 на листе R-48 заимствован из работы [Липенков и др., 2016]

Кендейский гинабиссальный комплекс кварцевых долеритов ($q\beta RF_1 kn$) выделен в северо-восточной части Анабарского щита, где представлен дайками, слагающими Восточно-Анабарский пояс [Округин, 1999] северо-западного простирания шириной около 40 км и протяженностью до

150 км. На северо-западе и юго-востоке полоса выхода даек скрывается под отложениями нижнего рифея. Дайки этого комплекса имеют сравнительно прямолинейные контуры, северо-западное простирание, согласное с общим простиранием гнейсовой толщи, мощность 10–30 м и протяженность до 10 км. Дайки субвертикальные с падением на северо-восток. Все они сложены кварцевыми долеритами, часто плагиоклаз- и пироксен-порфиrowыми, в эндоконтакте – микродолеритами и порфиrowыми микродолеритами. Экзоконтатные изменения незначительны.

В дайках, изученных в левом борту нижнего течения р. Налим-Рассоха в верховьях ее левого притока руч. Пологий, минеральный состав варьирует от двупироксеновых габбродиоритовых порфиrowитов до плагиоклаз-порфиrowых монцодиоритовых порфиrowитов, с содержанием (в %): Pl (An_{50}) – 45–55, Crx 20, Орх 0–10, Ор 0–15, Q 0–10, П 2–8, Mgt 0–3, Ap- 1–2.

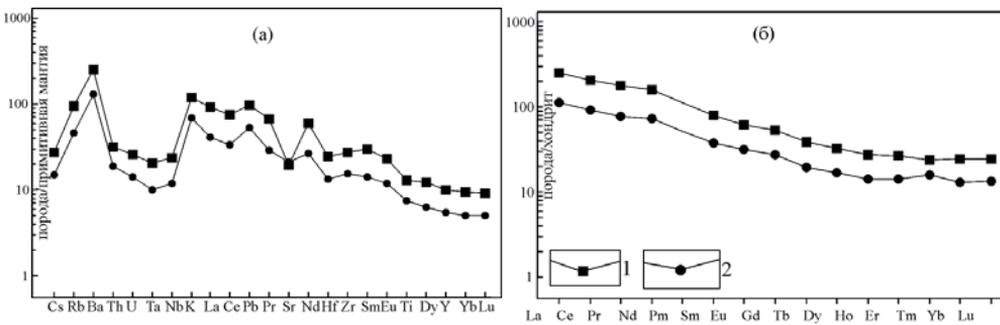


Рис. 26. Мультиэлементные диаграммы для даек кендейского комплекса

1 – монцодиоритовые порфиrowиты плагиоклаз-клинопироксеновые; 2 – габбродиоритовые порфиrowиты двупироксеновые.

По химическому составу (содержание SiO_2 около 54%), породы даек метаклинозитовые, по соотношению магния и железа принадлежат к железистой ($mg\#$ 29–46) толеитовой серии, по калиевой щелочности варьируют от шошонитов до латиандезитов. Они относятся к калиевой (K_2O 2,01–3,39%, $K_2O > Na_2O$) серии, высокотитанистые (TiO_2 1,49–2,58%) и фосфатистые (P_2O_5 0,37–1%). При нормировании на состав примитивной мантии отчетливо проявлены положительные аномалии K, Ba, La, Ce, Sm, а также отрицательные аномалии Th, U, Ta, Nb, Sr, Hf, Ti (рис. 26). Кроме высокой калиевости характерно высокие содержание Zr 164–288 мкг/г и $\Sigma PЗЭ = 148–322$ мкг/г.

Дайки кендейского комплекса характеризуются отношениями $^{147}Sm/^{144}Nd$ 0,1119–0,1147, свидетельствующими об удовлетворительной сохранности этой изотопной системы, отрицательными величинами $\epsilon Nd(T)$ от -4,4 до -5,0 и позднеархейским модельным возрастом протолита $T_{Nd}(DM)$ 2,53–2,56 млрд лет, $T_{Nd}(DM-2st)$ 2,58–2,63 млрд лет и сильным обогащением радиогенным стронцием ($\epsilon_{Sr}(T_{1700})$ 46,66–174,01). Можно полагать, что эти дайки дают представление о характере мантийного магматизма крупной извер-

женной провинции (LIP), приведшей к расколу суперконтинента Конорленд на рубеже архея и протерозоя [Condie, 2014].

Датирование нами возраста даек по циркону не увенчалось успехом [Свириденко и др., 2013ф], весь извлеченный циркон оказался метаморфогенным с возрастом около 2 млрд лет и является захваченным дайкой из боковых пород.

Образования комплекса включены в схему возрастного расчленения базитов Сибирской платформы как первый и наиболее ранний этап тектономагматической активизации [Олейников, Томшин, 1991]. Возрастное положение даек определяется тем, что они прорывают раннепротерозойские аляскитовые и лейкократовые биотитовые граниты и перекрываются отложениями нижнего рифея. Радиологический (K-Ar и Rb-Sr) возраст – 1603, 1676, 1688, 1716, 1746, 1771 млн лет [Округин, 1999; Okrugin et al., 1990] указывает на их формирование в конце раннего протерозоя или в раннем рифее. Такой же Ar-Ar возраст около 1730 млн лет (ранний протерозой) получен по дайке северо-западного простирания из Восточно-Анабарского пояса [Эрнст и др., 2008].

Отнесение двух изученных нами даек к кендейскому комплексу является в некоторой степени условным. Возраст этих даек по материалам ГГС-50 [Куликов и др., 1984ф] считался раннетриасовым. Сравнительный анализ геохимии базальтоидов даек триасового и докембрийского возраста показал их существенные различия [Васильева, Копылова, 2015]. Докембрийские базальтоиды по общей щелочности относятся к умеренно-щелочному типу и отличаются от мезозойских траппов высокими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Rb, Zr, Nb, Hf, Ta. Характер распределения РЗЭ отличается заметным фракционированием $(La/Yb)_N = 6,0-9,2$, суммарное содержание РЗЭ 136–174 мкг/г значительно превосходит их содержание 66–79 мкг/г в траппах [Васильева, Копылова, 2015]. В триасовых дайках, в отличие от приведенных выше данных для докембрийских даек, существенно отличаются Sm-Nd изотопные системы. По нашим данным триасовые умереннощелочные долериты Тунгусской синеклизы характеризуются величинами $\epsilon Nd(T)$ от -6 до -9,2, и Nd-модельным возрастом протолита TNd(DM) 1,86–2,0 млрд лет. То есть, к моменту проявления траппового магматизма произошло замещение архейской мантии под Сибирским кратоном на более молодую – раннепротерозойскую. Как видно из табл. 9, влияние раннепротерозойской мантии с возрастом около 2 млрд лет начинает проявляться уже при формировании кенгединского комплекса даек с возрастом 1503 ± 5 млн лет. Поэтому, охарактеризованные выше дайки в нижнем течении р. Налим-Рассоха с Nd-модельным возрастом протолита около 2,5 млрд лет, есть основания считать наиболее древними на Анабарском щите и выделять в самостоятельный кендейский комплекс.

Кенгединский гипабиссальный комплекс кварцевых габбро-долеритов и кварцевых монцонит-порфиров ($qv\beta$ - $qmRF_1kg$) участвует в строении «Кенядского пояса даек» [Каденский, 1961], выделенном на южном склоне Анабарского щита. Дайки кенгединского комплекса субвертикальные двухфазные, мощностью до 55 м и протяженностью до 6 км субширотного простирания, составляют около 20% количества даек в «Кенядском поясе», слагающем полосу широтного простирания шириной более 20 км. Дайки кен-

гединого комплекса залегают в архейских гнейсах и в раннепротерозойских гранитах и габброноритах и прорываются дайками токурского и будурхайского комплексов [Машак, Богатых, 1971]. Краевые части даек сложены микродолеритами, порфиrowыми микродолеритами, кварцевыми долеритами, габбродолеритами и габбродиоритами, а центральные (вторая фаза), составляющие треть мощности дайки, – кварцевыми монцонит-порфирами и кварцевыми монцодиоритами. Все дифференциаты рассекаются жилками аплитов и плагиоаплитов мощностью до 3 см и протяженностью до 2,5 м.

Кварцевые долериты – мелко-среднезернистые породы темно-серого цвета с офитовой структурой, в составе которых (в %): Pl (An_{51–62}) 47–54, Av (fs_{23–27}) 20–27, Rob 5–11, Chl 2–7, Q 3–6, Kfs 1–3, рудные минералы 4–6 и до 3 % могут составлять биотит, пирит и апатит. Плагиоклаз частично сосюритизирован, авгит по периферии амфиболизирован, калиевый полевой шпат интенсивно пелитизирован и обычно находится в графических сростаниях с кварцем. Среди рудных минералов доминирует титаномагнетит.

Кварцевые габбро-долериты – средне-крупнозернистые породы зеленовато-серого цвета с преобладающей габбро-офитовой структурой. В состав пород входят (в %): Pl (An_{49–61}) 46–60, Av (fs_{24–29}) 10–21, Rob 9–18, Chl 3–8, Kfs 1–3, Q 4–7, рудные минералы 2–7, в количествах до 3 % присутствуют апатит, эпидот, биотит и кальцит. Авгит замещается роговой обманкой, которая замещается хлоритом с выделением биотита и магнетита. Среди рудных минералов преобладают кристаллы титаномагнетита октаэдрического облика.

Кварцевые габбро-диориты – средне-крупнозернистые породы с преобладающей гипидиоморфнозернистой структурой зеленовато-серого цвета с красноватыми выделениями калиевого полевого шпата. Для породы характерно почти полное отсутствие клинопироксена и сравнительно высокое содержание апатита, эпидота и сфена. В состав пород входят (в %): Pl (An_{42–47}) 44–55, Rob 15–20, Chl 4–12, Kfs 6–10, кварц Q 6–10, рудные минералы 4–7. Плагиоклаз интенсивно пелитизирован и хлоритизирован, роговая обманка замещается спутанно-волокнистым хлоритом с «окнами» биотита. Интерстиции плагиоклаза выполнены кварцем и калиевым полевым шпатом, часто в графических сростаниях; обычно присутствуют апатит и эпидот.

Монцогаббро – крупнозернистые породы с габбро-офитовой структурой зеленовато-серого цвета с красноватыми пятнами выделений калиевого полевого шпата. В их состав входят (в %): Pl (An_{35–43}) 44–57, Av (fs_{19–25}) 2–10, Rob 4–9, Chl 10–13, Kfs 9–18, Q 1–5, рудные минералы 4–7 и до 6 % составляют апатит, пирит, сфен, кальцит, эпидот. Плагиоклаз преобладает в форме пелитизированных и серицитизированных призматических кристаллов с включениями апатита и титаномагнетита. Авгит с разной интенсивностью замещается амфиболом, хлоритом и участками кальцитом, на фоне которых выделяются реликтовые включения кварца, апатита, титаномагнетита, циркона, а также мелкие зерна эпидота. Калиевый полевой шпат слагает интенсивно пелитизированные бурые агрегаты в интерстициях плагиоклаза. Рудные минералы представлены октаэдрическими кристаллами титаномагнетита и удлиненно-пластинчатыми ильменита. Магнетит и пирит преобладают в виде мелких вкрапленников во вторичных минералах.

Кварцевые монцонит-порфиры – зеленовато-красные породы с характерной скорлуповато-плитчатой формой отдельности. Структура породы криптовая с аплитовой или гранофировой структурой основной массы. Характерны структурная неустойчивость, высокое содержание кварца, калиевого полевого шпата и микропегматита. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом (An_{42-48}) 15–43 %. В состав основной массы входят: (в %): Pl (An_{34-40}) 42–51, Q 11–20, Kfs 10–19, Rob 4–17, Chl 4–12, рудные минералы 2–9, а также пирит, биотит и апатит (до 4 %). Плагиоклаз в порфириновых выделениях и в основной массе интенсивно пелитизирован. В порфириновых выделениях представлен призматическими кристаллами размером до 5–6 мм, в основной массе – ксеноморфными зернами размером 0,3–0,5 мм. Роговая обманка слагает длиннопризматические коричневатозеленые таблицы размером до 5–6 мм, по краям замещенные спутанно-волокнустым хлоритом синезеленого цвета с выделением биотита и магнетита, или же превращена в глинистокарбонатный агрегат. Кварц и калиевый полевой шпат на участках аплитовой структуры слагают мелкие изометричные зерна или находятся в графических сростаниях.

Аплиты и плагиоаплиты – тонкозернистые сиренево-красные породы с аплитовой структурой. Плагиоаплиты состоят главным образом из кварца и плагиоклаза (An_{28-35}), в аплитах существенная роль принадлежит калиевому полевному шпату (23–32 %). Присутствуют также роговая обманка (1–3 %) и хлорит (2–6 %). В агрегате хлорита довольно часто встречаются мелкие зерна эпидота и циркона.

Микродолериты и порфириновые микродолериты – массивные породы темно-серого цвета с микродолеритовой, участками с гиалопилитовой структурой. В порфириновых разностях отчетливо выделяются вкрапленники плагиоклаза. В состав основной массы входят плагиоклаз, авгит и рудные минералы. Иногда значительную часть породы составляют хлорит и продукты его замещения.

Для геохимической характеристики мы использовали дайку с возрастом 1503 ± 5 млн лет, датированную по бадделеиту [Ernst et al., 2000] в среднем течении р. Бол. Куонамка в 3 км ниже устья р. Оставной, и еще одну, совершенно геохимически идентичную – на водоразделе рек Монхоло и Бол. Куонамка. По химическому составу породы классифицируются как габбронориты толеитовой серии (mg# 40–48). Содержание K_2O 0,47–0,54%. При нормализации на состав примитивной мантии выделяются положительные аномалии Rb, Nd, Zr, Ti, отрицательные аномалии Pb, Sr и P. Иногда наблюдаются повышенные содержания Cu 257 мкг/г, Ni 120 мкг/г. Содержание $\Sigma PЗЭ$ 84,74–93,61 мкг/г, Eu-минимум выражен слабо или отсутствует ($Eu/Eu^* 0,81-1,08$), величина $(La/Yb)_N 2,83-4,05$.

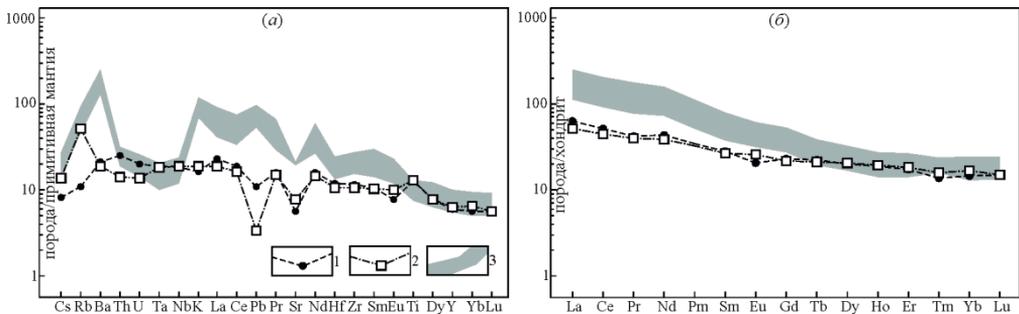


Рис. 27. Мультиэлементные диаграммы для раннерифейских даек

1, 2 – кенгединский комплекс: 1 – габродолериты дайки нижне устья р. Оставной с возрастом $1503 \pm$ млн лет, 2 – габродолериты дайки с водораздела рек Монголо и Бол. Куонамка; 3 – дайки кендейского комплекса.

Дайки комплекса характеризуются несколько повышенными отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0,1472 – 0,1574, близкими к нулевым величинам $\epsilon\text{Nd}(T)$ от -0,7 до +0,6, при пересчете на возраст 1500 млн лет и Nd-модельным возрастом протолита $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 2,37–2,34 млрд лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ 2,12–2,0 млрд лет. Геохимические и изотопные отличия даек кендейского и кенгединского комплекса довольно определенные (рис. 27, табл. 9).

Многочисленные данные K-Ar датировок – 1502 ± 18 , 1506 ± 9 , 1530 , 1540 ± 23 , 1550 ± 15 , 1570 ± 47 , 1580 ± 30 млн лет [Мащак, 1973; Мащак, Потуроев, 1976] указывают на внедрение субширотных даек в раннем рифее до формирования осадков лабазстахской свиты. Субширотная дайка кенгединского комплекса в левом борту р. Бол. Куонамка в 3-х км ниже устья руч. Оставной была датирована U-Pb методом по бадделеиту [Ernst et al., 2000]. Полученное значение 1503 ± 5 млн лет подтверждается Ar-Ar датированием [Эрнст и др., 2008] и указывает на раннерифейский возраст Куонамского роя даек кенгединского комплекса. Близкие по возрасту базиты установлены на севере Анабарского выступа, где для долеритов из силла в долине р. Фомич ниже устья руч. Бурустах была получена Sm-Nd минеральная изохрона (Pl-Ar-Нур-Орх II-WR) 1513 ± 51 млн лет [Веселовский и др., 2006].

Токурский гиабиссальный комплекс кварцевых долеритов (*qBRF_{itk}*). Дайки токурского комплекса составляют до 30 % количества даек широтного «Кенядского пояса даек» на южном склоне Анабарского щита. Дайки имеют сравнительно прямолинейные контуры, преобладающее субширотное простирание, мощность 15-35 м и протяженность 5–8 км. Все дайки сложены кварцевыми долеритами, в эндоконтактах – микродолеритами и порфиоровыми микродолеритами, встречаются жилки аплитов и плагиоаплитов. В качестве петротипа рассматривается дайка V-498, расположенная в приустьевой части р. Харап [Мащак, 1973]. Простирание дайки северо-восточное ($40\text{--}70^\circ$), протяженность 8 км, мощность 40–50 м. Дайка прорывает раннепротерозойские граниты маганского и монхолинского комплексов, раннерифейскую дайку П-600 кенгединского комплекса и прорывается средне-рифейской дайкой будьурхайского комплекса [Мащак, 1973].

Кварцевые долериты – среднезернистые породы серого или темно-серого цвета с преобладающей долеритовой структурой. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз An_{53-65} (46–51 %), авгит Fs_{19-22} (14–26 %) и роговая обманка (10–18 %). Постоянно также присутствуют хлорит (2–6 %), кварц (2–5 %), калиевый полевой шпат (до 3 %) и окисно-рудные минералы (3–6 %). Встречаются также биотит и апатит. Плагиоклаз обычно свежий, авгит частично по периферии замещается роговой обманкой, которая в свою очередь хлоритом с включениями биотита и вкрапленниками магнетита. В составе окисно-рудных минералов доминирует титаномагнетит ромбовидной формы.

Аплиты – тонкозернистые породы красновато-желтого или красно-коричневого цвета с аплитовой структурой. Основной минеральный состав аплитов представлен плагиоклазом An_{24-35} (19–22 %), кварцем (40–42 %) и калиевым полевым шпатом (32–36 %), не более 6 % занимают роговая обманка, хлорит, эпидот, апатит, кальцит и циркон.

Эндоконтактовые микродолериты – черные массивного облика породы с едва различимой зернистостью, с микропорфировой структурой и с микродолеритовой структурой основной массы. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз, авгит и рудные. Постоянно присутствуют кварц, роговая обманка, хлорит и биотит. Плагиоклаз в порфировых выделениях представлен свежими призматическими кристаллами, в основной массе – пелитизированными шестоватыми лейстами, интерстиции которых выполнены амфиболлизированными и хлоризированными мелкими зернами авгита. На участках развития вторичных минералов характерна довольно частая вкрапленность пирита.

Данные радиологических датировок (K-Ar метод) – 1400 ± 42 , 1405 , 1407 ± 10 , 1410 ± 42 , 1412 ± 4 млн лет [Мащак, 1973; Мащак, Потуроев, 1976] указывают, что внедрение даек этого комплекса вероятно происходило в раннем рифее до формирования осадков котуйканской свиты.

По-видимому, к токурскому комплексу относится чизресская дайка, которая обычно рассматривалась как петротипическая для чизресского пояса даек [Okrugin et al., 1990; Округин, 1999; Королева и др., 1999; Округин, Королева, 2000; Ernst et al., 2000]. Дайка находится в правом борту р. Чизрес в 200 м от её устья при впадении в р. Бол. Куонамка. Дайка вытянута в восточно-восточном направлении, имеет ширину около 75 м, в краевой части состоит из габброидов и долеритов, центральная часть шириной около 50 м сложена монцонитами и монцодиоритами и пересекается более поздними аплитовыми дайками.

Краевые части дайки сложены трахидолеритами шошонитовой серии (K_2O 2,23–2,29%). Минеральный состав пород (%): Pl (An_{40-50}) 50–65, Spx 18–20, Mi_{pert} 10, Spt 5–10, TiMgt 5, Ap 1–2. В породе содержался первичный оливин, замещившийся серпентином. Клинопироксен с краев уралитизирован и частично замещен пумпеллиитом, актинолитом и биотитом. Монцониты содержат (в %): сосюртитизированный плагиоклаз (An_{10}) 40–45, Or 15, Rob 10, Q 12, TiMgt 4, Ap 1.

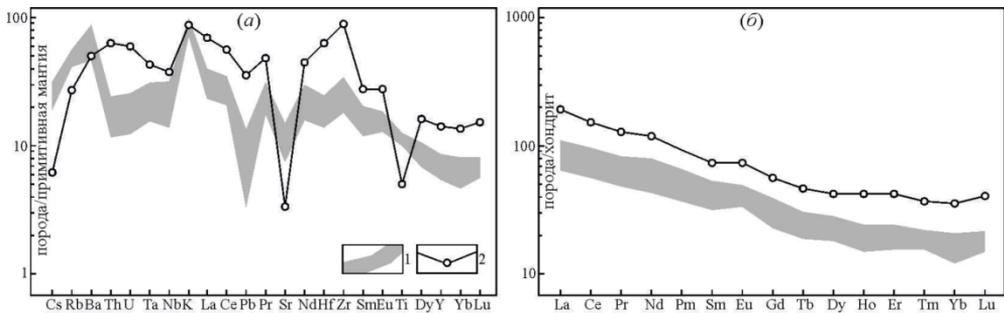


Рис. 28. Мультиэлементные диаграммы для пород чирчесской дайки.

1 – трахидолериты (4 пробы), 2 – монцониты.

При нормализации на состав примитивной мантии (рис. 28а) выявляются положительные аномалии К, Cs, Rb, Ba, Zr, отрицательные Th, U, Pb, Sr и умеренное содержание РЗЭ (Σ РЗЭ 109,14–153,23 мкг/г). Отчетливо проявлена положительная Eu-аномалия (Eu/Eu^* 1,22–1,32) и отрицательный наклон графиков распределения РЗЭ (величина $(La/Yb)_N$ 4,96–5,14). Монцониты, по сравнению с габброидами, обогащены РЗЭ (Σ РЗЭ 263,3 мкг/г) и Y 60,3 мкг/г, но сильнее деплетированы Cs, Sr, Ti. Характерно высокое содержание циркония: в габброидах 189–360 мкг/г, в монцонитах – 943 мкг/г.

Трахидолериты чирчесской дайки характеризуются величиной $\epsilon_{Nd}(T_{1384}) +0.5$, модельным возрастом протолита $T_{Nd}(DM)$ 2,02 млрд лет, $T_{Nd}(DM-2st)$ 1,93 млрд лет и обогащены радиогенным стронцием ($\epsilon_{Sr}(T_{1384})$ 19,88). Изотопная систематика Nd и Sr указывает на обогащенный мантийный (плюмовый) источник магмы.

Из чирчесской дайки в разное время было датировано четыре пробы. В 2000 году были опубликованы результаты определения возраста U-Pb методом по навеске бадделеита из монцодиоритов этой дайки, показавшие значение 1384 ± 2 млн лет [Ernst et al., 2000], что соответствует раннему рифею. Позже из этой же дайки был получен Ag-Ag возраст по амфиболу 1337 ± 11 млн лет [Эрнст и др., 2008], соответствующий среднему рифею (граница нижнего и среднего рифея – 1350 млн лет).

С целью проверки указанного несоответствия нами были проведены дополнительные определения U-Pb возраста (SHRIMP II) по циркону и бадделеиту. По 16 измерениям циркона из монцонитов центральной части этой же дайки получен возраст 1380 ± 9 млн лет с высокой степенью конкордантности (вероятность 0,97, СКВО 0,0017). Результаты датирования по бадделеиту (24 измерения) оказались менее достоверные: 1402 ± 14 млн лет (СКВО 5,5, вероятность конкордантности 0,023), но в целом близки к ранее выполненным U-Pb определениям. Средневзвешенный возраст по 24 измерениям, скорректированный на ^{208}Pb , составил 1387 ± 18 млн лет (СКВО 0,39, вероятность 0,996). Таким образом, внедрение чирчесской дайки вероятнее всего происходило в нижнем рифее. В связи с близостью по возрасту формирования чирчесская дайка отнесена к токурскому комплексу. При этом, стал открытым вопрос о петротипе для позднерифейского чирчесского комплекса,

дайки которого прорывают среднерифейские отложения некулээхской свиты.

По петрографическому составу, геохимическим особенностям и изотопным характеристикам Nd и Sr трахидолериты чизэресской дайки не отличаются от трахидолеритовых даек центральной части Анабарского щита, обнажающихся в долине р. Бол. Куонамка (пр. 178, 230, 243, 1502-1), которые также отнесены к токурскому комплексу (табл. 10).

Будьурхайский гипабиссальный комплекс кварцевых габбродолеритов и такситовых долеритов ($qv\beta-\omega\beta RF2bd$). Дайки будьурхайского комплекса составляют основной объем «Кенядского пояса» даек. Петротип – Будьурхайская дайка, расположенная в бассейне среднего течения р. Кенгеде, в 3 км выше устья р. Будурхай. Она представляет собой вертикальное, а на отдельных участках пологозалегающее ($40-50^\circ$) тело в основном субширотного простирания с частыми раздувами, пережимами и апофизами. Мощность апофиз меняется от нескольких сантиметров до 5–8 м, протяженность иногда достигает нескольких десятков метров. Мощность дайки колеблется от 50 до 280 м, длина около 15 км. На всем протяжении дайка залегает в архейских гнейсах и кристаллических сланцах, а на восточном окончании прорывает раннепротерозойские аляскитовые граниты.

Мощность и протяженность даек будьурхайского комплекса колеблется в очень широких пределах – наряду с короткими и маломощными встречаются тела мощностью до 500 м и протяженностью до 18 км. Преобладающее простирание даек субширотное, падение крутое – $60-90^\circ$. Вмещающие породы мощностью до 3, иногда до 20 м ороговикованы и иногда превращены в гранофиры или пегматитоидные гранитоиды. Характерны зоны брекчирования. Дайки сложены в основном кварцевыми габбродолеритами с редкими шлирами кварцевых габбродиоритов и жилками плагиоаплитов мощностью до 5 см, а краевая часть – такситовыми долеритами, включающими ксенолиты вмещающих пород, реликты глубинных пород в виде сегрегаций меланократовых обособлений ультраосновного состава.

Кварцевые габбро-долериты слагают не менее 80 % объема даек, характеризуются однородным составом и представлены крупнокристаллическими породами с офитовой и габбро-офитовой структурой. Сложены они длинно-призматическими пелитизированными и серицитизированными кристаллами плагиоклаза An_{54-66} (43–51 %) и призматическими или неправильной формы кристаллами высокоизвестковистого авгита Fs_{18-24} (7–24 %). По пироксену развивается бурая волокнистая роговая обманка (8–20 %) и волокнистый бурый или пластинчатый зеленый хлорит (3–11 %). Интерстиции выполнены кварцем (2–8 %), альбитом и калиевым полевым шпатом (до 3–5 %), иногда находящимися в графических сростаниях. С ними ассоциируют апатит, эпидот, сфен, хлорит. В составе рудных минералов (4–15 %) доминирует титаномагнетит. В продуктах замещения авгита развита вкрапленность магнетита и пирита.

Кварцевые габбро-диориты – крупнозернистые зеленовато-серые породы с габбро-офитовой и гипидиоморфной структурой. В их составе основной объем занимает плагиоклаз An_{29-38} (53–62 %), не более 10 % составляет авгит Fs_{25-30} , преобладающий в виде реликтов на фоне роговой обманки или хлори-

та, занимающих до 19–22 %, и до 6–12 % – кварц и интенсивно пелитизированный калиевый полевой шпат, которые совместно с хлоритом выполняют интерстиции плагиоклаза. Среди окисно-рудных минералов (3–9 %) преобладает титаномагнетит. Во вторичных продуктах широко развита мелкая вкрапленность магнетита и пирита, также присутствуют апатит, эпидот, сфен.

Аплиты и плагиоаплиты – мелкозернистые оранжево-желтые породы массивного сложения с аплитовой структурой. В плагиоаплитах главный породообразующий минерал – плагиоклаз an_{24-32} , а в аплитах существенно преобладает калиевый полевой шпат. Кварц и полевые шпаты образуют ксеноморфные зерна, полевые шпаты пелитизированы и по периферии замещаются эпидот-хлоритовым агрегатом. Присутствуют также магнетит, апатит, сфен и циркон.

Такситовые долериты в одних дайках слагают в эндоконтактных зонах шширообразные гнезда мощностью до 1–2 м, в других – прослеживаются вдоль контактов в виде прерывистых полос (в раздувах до 8–9 м), в-третьих – слагают самостоятельные жилы или неправильной формы тела мощностью до первых десятков метров, насыщенные ксенолитами вмещающих пород и сегрегациями в виде сфероидов размером от нескольких мм до 8–10 см. Они включают породы, различающиеся как по составу, так и по структурно-текстурным особенностям. Наряду с породами мелко- и среднезернистого строения присутствуют крупно- и гигантозернистые разновидности. Лейкократовые породы повсеместно ассоциируют с меланократовыми. Значительную долю среди них составляют оливинсодержащие породы, в которых наряду с оливином присутствует гиперстен и пижонит. Обычны трахитоидные текстуры, структуры протоклаза, сегрегации меланократовых обособлений. Довольно частое явление – наличие ксенолитов. В составе такситовых долеритов в разных соотношениях выделяются оливиновые и безоливиновые долериты, реже троктодолериты, габбродолериты, меланократовые габбро, плагиоклазовые пироксениты и другие, характеризующиеся сочетанием таксито-офитовой, пойкилоофитовой, габбро-офитовой, габбровой, гипидиоморфнозернистой, пегматоидной и других структур. Количественные содержания породообразующих минералов колеблются в очень широких пределах: плагиоклаз An_{39-67} (7–58 %), авгит Fs_{18-25} (22–85 %), оливин Fa_{42-46} (0–15 %), гиперстен и пижонит (0–8 %), окисно-рудные минералы (1–6 %), сульфиды (0–12 %). В составе пород также присутствуют роговая обманка, хлорит, биотит, флогопит, пренит, тальк, серицит, кальцит, скаполит, боулингит, эпидот, сфен, апатит. В целом в химическом составе такситовых долеритов в сравнении с основными дифференциатами даек этого комплекса в 1,2–1,5 раз выше содержание Al_2O_3 , MgO , CaO и ниже TiO_2 , FeO и особенно Fe_2O_3 . Резко возрастает содержание Cr , Ni , Co , Au и особенно Cu и Ag . Сульфиды распределены крайне неравномерно. Доминирующее положение занимает вкрапленный тип с размером вкрапленников до 5 мм, реже встречаются шшировые обособления размером до 15×60 мм. Минеральный состав вкрапленников: пирит, пирротин и халькопирит. Шшировые обособления сульфидов имеют полиминеральный состав: кубанит, халькопирит и в резко подчиненных количествах – пентландит, макинавит, виоларит, бравоит, пирит. В шшировых

обособлениях сульфидов содержание Cu – 4,49–26,70 %, Ni – 0,78–2,75 %, Co – 0,008–0,098 %, Ag – 14×10^{-4} – 6×10^{-3} %, Au – $6,4 \times 10^{-6}$ – $3,7 \times 10^{-5}$ %.

Нижняя возрастная граница внедрения даек будьурхайского комплекса определяется прорыванием даек кенгединского и токурского комплексов, а верхняя – временем формирования довендской коры выветривания по породам даек этого комплекса [Машак, 1970]. Данные радиологических (K-Ar) датировок – 1240 ± 12 , 1246 ± 40 , 1250 ± 37 , 1290 ± 10 млн лет [Машак, 1973; Машак, Потуроев, 1976] указывают на внедрение даек этого комплекса в среднем рифее до формирования осадков неюлээхской свиты.

Котуйканский гипабиссальный комплекс кварцевых габбродолеритов (qvβRF₂kt). Петротипом комплекса являются пологозалегающие силлы мощностью 4–35 м, а также крутопадающие дайки северо-восточного простирания мощностью 2–20 м и длиной 1–6 км в бассейне верхнего течения р. Фомич и на междуречье ее с р. Эриечкой. Дайки и силлы залегают в породах котуйканской и неюлээхской свит. Они сложены кварцевыми долеритами и габбро-долеритами, а в эндоконтакте – микродолеритами. Встречаются прожилки плагиоаплитов мощностью до 2–3 см. Пластообразные интрузии развиты в рифейских образованиях северо-западного склона Анабарского щита. Мощность их колеблется от первых метров до 20–30 м, а площадь выхода не превышает первых км². Дайки пользуются преимущественным развитием в пределах кристаллического фундамента. Они имеют преобладающее северо-восточное простирание, вертикальное падение, мощность 20–50 м и длину 3–5 км, единичные – до 8–10 км. Дайки прямолинейные, реже изогнутые с разветвлениями и пережимами.

Падение даек субвертикальное, угол наклона не менее 70–75°. В эндоконтакте интрузий (мощностью до 0,5–1 м) долериты тонкозернистые темно-серые, в зоне закалки – почти черные скрытокристаллические, часто миндалекаменные. Центральные части даек обычно сложены средне- и крупнозернистыми долеритами темного зеленовато-серого цвета с характерными красными или розоватыми пятнами мезостазиса. В центральных частях отдельных относительно мощных даек выделяются шлиры (до 0,3–0,5 м) крупнозернистых габбродолеритов или долерит-пегматитов светлого зеленовато-серого, пятнами сиренево-красного цвета со спорадической вкрапленностью пирита с размером кристаллов до 1–2 мм. Контакты шлиров с вмещающими долеритами четкие, но не резкие. Характерны жилки аплитов мощностью до 1–10 см красновато-желтого цвета.

Основной объем как хонолитов, так и даек занимают среднекрупнозернистые оливин- и кварцсодержащие долериты с офитовой структурой в сочетании с толеитовой. В их минеральном составе около 50 % занимает плагиоклаз, представленный относительно свежими сдвойникованными лейстами андезин-лабрадора преобладающего размера 1,10–2,15 мм с неровными контурами. Часто по периферии лейст плагиоклаза отмечаются включения авгита и оливина. Нередко по трещинам вдоль двойниковых швов плагиоклаз пропитан стекловатым интерстиционным материалом. Остальную часть объема долерита занимает толеитовый мезостазиэ весьма разный по составу и структуре. В его составе около 10–15 % занимают короткопризматические слабоокрашенные трещиноватые кристаллы авгита размером 0,2–

0,4 мм, не более 2–5 % – бесцветные трещиноватые кристаллы оливина и остальную часть мезостазиса занимает тальк-карбонатный или полевошпат-кварцевый агрегат. Тальк и карбонат местами слагают округлые сферолитовые миндалины размером до 0,2–0,3 мм. На отдельных участках тальк-карбонатный мезостазис включает субпараллельно расположенные длинно-призматические кристаллы ортопироксена средним размером 0,03 × 0,20 мм, густо усеянные пылевидным магнетитом. Местами последний в тальк-карбонатной массе образует скопления размером до 0,3–0,5 мм. Общее содержание рудного минерала составляет не менее 4–6 %, а содержание ортопироксена не более 3–5 %. В полевошпат-кварцевом мезостазисе также присутствуют чешуйки красно-бурого биотита и игольчатые выделения апатита размером до 0,01 × 0,20 мм. На отдельных участках в интерстициях плагиоклаза встречаются хлорит и палагонит, образуя желто-коричневые почти изотропные аморфные агрегаты, замещающиеся тонкочешуйчатой слюдой. На их фоне выделяются тонкие шестоватые лейсты полевого шпата и местами зерна кварца размером до 0,2 мм. Пятнами проглядываются микрографические прорастания кварца и калиевого полевого шпата, усеянные пылью и тонкими ветвистыми игловидными выделениями окисно-рудных минералов.

Габбро-долериты с габбро-офитовой структурой, участками с толеитовой или пегматоидной, слагают шпиры в относительно мощных хонолитах и дайках. Это сравнительно крупнокристаллические породы, в минеральный состав которых входят плагиоклаз – 30–35 %, авгит – 13–18 %, рудные минералы – 6–9 %, кварц – 3–5 %, толеитовый мезостазис, представленный тальком, актинолитом, хлоритом, боулингом, минералами группы смектитов, карбонатом, апатитом и др., – 35–40 %. Плагиоклаз преобладает в виде призматических лейст андезин-лабрадора размером до 0,7 × 1,2 мм. Единичные кристаллы достигают 2 мм по удлинению. Обычно лейсты плагиоклаза трещиноваты и с различной интенсивностью замещаются скаполитом, бесцветной слюдой и в отдельных кристаллах – минералами группы смектитов. Авгит представлен бесцветными призматическими изометричной формы кристаллами размером от десятых долей мм до 1,4 × 1,9 мм; обычно трещиноватый, нередко гранулированный, но без заметных следов замещения вторичными минералами. Относительно крупные кристаллы содержат единичные мелкие включения плагиоклаза и довольно частые – титаномagnetита. Около 3–5 % объема породы слагают тальк-хлоритовые псевдоморфозы по оливину преобладающего размера 0,5–0,6 мм. Реликтов оливина не сохранилось. Рудные минералы представлены спорадической вкрапленностью пластинчатых зерен титаномagnetита размером до 0,8–1,0 мм и агрегатными дендритовидными выделениями магнетита во вторичных минералах, достигающими 1,2–1,4 мм по удлинению. С ними также ассоциируют жилородные выделения сульфидов. Кварц и калиевые полевые шпаты выполняют интерстиции, слагая ксеноморфные зерна размером до 1 мм в агрегате смектитов. Иногда находятся в микрографических сростаниях, усеянных иглами и пластинками апатита. В составе вторичных минералов, занимающих около 1/3 объема породы, преобладают тонкочешуйчатые, пластинчатые и сферолитовые тальк-хлоритовые агрегаты, усеянные рудной пылью. На фоне этого агрегата местами сохраняются желтовато-коричневые чешуйчатые, землистые, рыхлые

или плотные массы сапонита, а также сноповидные и радиально-лучистые актинолит-тремолитовые выделения. Тальк-хлоритовый агрегат пятнами карбонатизирован, содержит мелкие чешуи биотита, мелкие зерна сфена и лейкоксена, а также вкрапленность окисно-рудных минералов и сульфидов.

В краевых частях интрузий (хонолитов и даек) доминируют долериты среднезернистые с преобладающей пойкилоофитовой структурой. В их минеральный состав входят плагиоклаз (35–40 %), авгит (32–37 %), амфибол (10–15 %), тальк-хлоритовый агрегат (8–12 %), титаномагнетит (6–8 %), присутствуют также биотит, апатит, сфен и сульфиды. Плагиоклаз представлен свежими лейстами основного лабрадора размером 0,12–0,60 мм, включенными в пойкилокристы почти бесцветного авгита размером 0,5–3,2 мм. Вдоль трещин спайности и в краевой части пойкилокристы замещаются бурым волокнистым уралитом, который в свою очередь – тремолит-хлоритовым агрегатом с выделением рудых минералов. На фоне тальк-хлоритового агрегата местами встречаются чешуи светло-коричневого магнезиального биотита. Окисно-рудные минералы представлены титаномагнетитом, образующим пластинчатые выделения размером 0,1–0,5 мм и дендритовидные выделения, местами цементирующими силикатные минералы, образуя сидеронитовые структуры. Встречаются пирит-пирротиновые обособления размером до нескольких миллиметров.

В эндоконтакте даек и хонолитов долериты мелкозернистые, нередко миндалекаменные с микроофитовой, участками пегматоидной структурой. В минеральный состав породы входят плагиоклаз (38–43 %), авгит (23–27 %), тальк, пренит, тремолит, хлорит, карбонат (25–30 %), рудные минералы (8–12 %). Плагиоклаз представлен шестоватыми лейстами, интерстиции которого сложены изометричными зернами почти бесцветного авгита. Участками авгит находится в пегматоидных срастаниях с плагиоклазом. На фоне тальк-хлоритового агрегата выделяются светло-коричневые чешуи биотита размером 0,03 × 0,1 мм и тонкая сыпь магнетита. Миндалины обычно округлой формы размером 0,1–0,8 мм, сложены карбонатом, тальком и нередко лучистым или сферолитовым пренитом с каймами магнетита. Встречаются дендритовидные выделения сульфидов, магнетит и титаномагнетит, слагающие спорадическую вкрапленность размером 0,02–0,10 мм. В краевых частях даек встречаются жилки аплитов и плагиоаплитов желтовато-красного цвета мощностью до 8–12 см.

Для геохимической характеристики используются долериты дайки, датированной в правом берегу р. Котуйкан в 1,3 км ниже устья р. Вюрбюр [Липенков и др., 2016]. Аналогичные долериты наблюдались нами в дайке на правом борту р. Бол. Куонамка в 5 км выше устья р. Курунг-Юрэх (пр. 795-2).

Характерна повышенная величина $mg\# = 44–60$, при нормализации на состав примитивной мантии отмечаются положительные аномалии K, Rb, Ba, разнонаправленное поведение Sr, отсутствие положительной аномалии Pb и отрицательной аномалии Ti (рис. 28). Наблюдается относительно низкое содержание РЗЭ ($\Sigma РЗЭ$ 43,26–98,67 мг/г), отсутствие Eu-минимума (Eu/Eu* 0,88–0,96) и слабая фракционированность РЗЭ (величина $(La/Yb)_N$ 2,92–3,81).

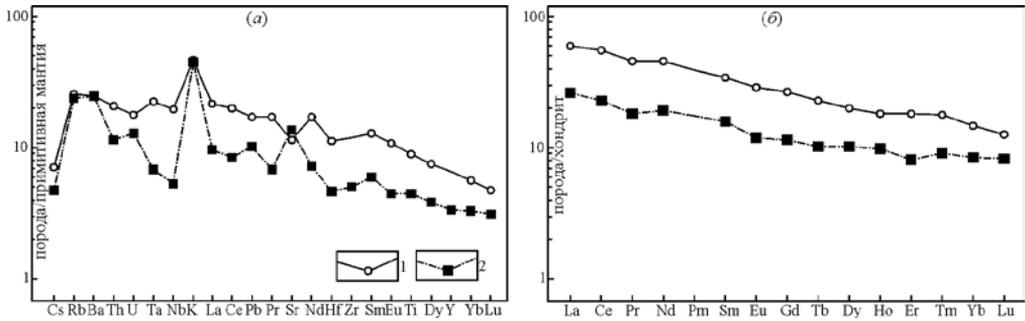


Рис. 28. Мультиэлементные диаграммы для долеритов котуйканского комплекса.

1 – дайка на правом борту р. Котуйкан (лист R-48); 2 – дайка в правом борту р. Бол. Куонамка в 5 км выше устья р. Курунг-Юрэх (лист R-49).

Обе дайки имеют сходные изотопные характеристики Sm-Nd, которые резко отличаются от всех ранее охарактеризованных даек (табл. 10). При удовлетворительной сохранности изотопной системы (величины отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0,1331–0,1489), характерны положительные величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ +5,4 и +6,0, и наиболее молодой модельный возраст протолита пород $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 1,29–1,32 млрд лет.

Время формирования интрузий котуйканского комплекса определяется прорыванием отложений некулээхской свиты (K-Ar возраст 1054–1103 млн лет) и трансгрессивным перекрытием отложениями старореченской свиты (K-Ar возраст 624–627 млн лет), Rb-Sr возраст 560 млн лет назад [Горохов и др., 2010]. K-Ar возраст кварцевых долеритов и габбро-долеритов из силла левого притока р. Фомич составил 912 и 1135 млн лет, а из силла среднего течения р. Фомич – 1085 млн лет [Беляков и др., 1970; Геологическая ..., 1984, Легенда..., 2009ф]. Для долеритов из дайки на правом берегу р. Котуйкан, в 1,3 км ниже устья р. Вюрбюр (пр. 2032/1, лист R-48), Sm-Nd возраст по минеральной изохроне Pl-Cpx-Am-WR составил 1017 ± 30 млн лет [Липенков и др., 2016]. По радиологическим данным формирование котуйканского комплекса происходило в конце среднего рифея, что по времени может совпадать с началом распада суперконтинента Родиния.

Чиэресский гипабиссальный комплекс кварцевых долеритов и кварцевых монцитит-порфиров (qβ-qμRF₃чр). Петролит комплекса находится в бассейне р. Чиэресс где был детально изучен А. В. Округиным и др. [Okrugin et al., 1990; Округин, 1999; Королева и др., 1999; Округин, Королева, 2000; Ernst et al., 2000]. Дайки этого комплекса выполняют основную систему разрывных нарушений Анабаро-Немакит-Далдынской зоны разломов, слагают полосу северо-западного простирания (290°), шириной около 30–40 км и протяженностью более 200 км, прослеживающуюся как в кристаллических породах Анабарского щита, так и в терригенно-карбонатных образованиях рифея северо-западных и восточных его склонов. Это обычно весьма протяженные и прямолинейные тела. Они прорывают отложения лабазтахской и котуйканской свит в бассейне р. Кучугуй, р. Старая, но наиболее широко развиты в бассейнах верхних течений рек Попигай и Хаптасыннах. В пределах Анаба-

ро-Немакит-Далдынской зоны разломов дайки распределены неравномерно, но северо-западное простирание их в целом сохраняется. Мощность даек колеблется от 15 до 50–70 м, протяженность до 50 км. Дайки двухфазные: краевые части (первая фаза) сложены миндалекаменными микродолеритами, кварцевыми долеритами с линзами и шлирами кварцевых габбродолеритов и кварцевых габбродиоритов, центральные (вторая фаза) – кварцевыми монцонит-порфирами, кварцевыми монцодиоритами. Встречаются прожилки аплитов.

Порфировые миндалекаменные микродолериты и тонкозернистые долериты являются характерными породами эндоконтактовых зон даек. Это породы скрытокристаллического облика с отчетливо выраженной порфировой структурой и миндалекаменной текстурой, серого или зеленовато-серого цвета. Структура основной массы микродолеритовая, реже интерсертальная. В их минеральном составе плагиоклаз составляет 50–55 %, калиевый полевой шпат – 10–15 %, характерны высокие концентрации рудных минералов (5–15 %) и интенсивные автометаморфические преобразования. Содержание миндалин может составлять до 15–20 % основной массы породы. Миндалины заполнены в разных соотношениях смектитами, опалом, халцедоном, кальцитом и калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз представлен лейстами лабрадора, часто калишпатизированными или альбитизированными. Клинопироксен обычно замещен вторичными минералами и нередко на их фоне сохраняются лишь реликты размером до 0,1 мм. Рудные минералы чаще представлены ильменитом в форме игл, реже титаномагнетитом в форме пластинок и пылевидной вкрапленностью магнетита во вторичных минералах. Основная масса вторичных минералов представлена тонкоструктурным или сферолитовым агрегатом смектитов с участками хлорита и зеленой роговой обманки. Изредка встречаются лучистые агрегаты актинолита. Постоянно в состав основной массы также входит калиевый полевой шпат с частыми иглами ильменита и игольчатыми выделениями апатита.

Кварцевые долериты с линзами и шлирами кварцевых габбро-долеритов и кварцевых габбро-диоритов слагают основной объем краевых частей даек. Это крупнозернистые породы с преобладающей офитовой структурой, для кварцевых габбро-долеритов также характерна габбро-офитовая структура, а для кварцевых габбро-диоритов – призматическизернистая. Вместе с тем они существенно различаются количественными соотношениями главных порообразующих минералов и интенсивностью автометаморфизма. В минеральный состав кварцевых долеритов входят плагиоклаз (50–59 %), клинопироксен (7–16 %), кварц и микропегматит (7–12 %), рудные минералы (4–6 %) и вторичные (14–21 %). В составе кварцевых габбро-долеритов содержание плагиоклаза не превышает 50 %, а клинопироксена достигает 21–30 %. В целом несколько ниже содержание кварца и микропегматита и выше – рудных минералов. Характерно постоянно высокое содержание апатита. Кварцевые габбро-диориты отличаются более лейкократовым составом. Содержание плагиоклаза в них достигает 60–65 %, клинопироксена не превышает 9 %, ильменита и титаномагнетита – 2–4 % и вторичных минералов – до 19–22 %. Плагиоклаз представлен основным андезином или кислым лабрадором, образующим свежие лейсты среднего размера 0,3 × 1,9 мм. В габбро-долеритах

они более широкотаблитчатые с неровными контурами, присутствуют зональные таблицы с изъеденными контурами размером до $1,5 \times 2,5$ мм, иногда с включениями призм и шестигранных пластинок апатита. Клинопироксен представлен железистым авгитом светло-кремового цвета. Он обычно находится в интерстициях плагиоклаза в скоплениях изометричных зерен, присутствуют также призматические кристаллы размером до 3 мм. По трещинам и по периферии замещается роговой обманкой, которая в свою очередь – актинолитом, хлоритом с чешуйками биотита. В габбро-диоритах сохраняются лишь реликты авгита на фоне тонкоструктурного или сферолитового актинолит-хлоритового или смектитового агрегата. В габбро-долеритах клинопироксен обычно более свежий и часто в сростании с рудными минералами. Все интерстиции плагиоклаза выполнены ксеноморфным кварцем с размером зерен до 1,8 мм и его микрографическими сростаниями с полевыми шпатами, густо усеянными крупными шестигранными таблицами и призматическими кристаллами апатита. Обычно кварц и микропегматит ассоциируют с тонкоструктурным или сферолитовым агрегатом смектитов, актинолит-хлорита с реликтами роговой обманки, чешуями биотита и рудной вкрапленностью. Рудные минералы представлены в основном пластинками ильменита со структурами распада титаномагнетита.

Кварцевые монцонит-порфиры и монцодиориты – массивные мелко- и среднезернистые порфировые породы серого или темного коричневатосерого цвета с микроаплитовой или микропойкилитовой структурой основной массы с частыми порами и пустотами. Стенки пустот выстланы хлоритом и карбонатом, часто поры выполнены кальцитом, халцедоном. Часть мелких пор выполнена карбонат-смектитовым агрегатом. Встречаются также включения интенсивно метаморфизованных габбро-диоритов с нечеткими контурами. От 5–7 до 15–20 % объема породы занимают вкрапленники плагиоклаза, представленные разноориентированными лейстами основного андезина размером до $0,8 \times 3,2$ мм. Они часто калишпатизированы, имеют нечеткие и неровные контуры. Иногда по плагиоклазу развивается кальцит, тонкоструктурный агрегат смектитов или сферолитовый хлорит. Основная масса сложена кварцем и калиевым полевым шпатом, находящимися в микроаплитовых или микропойкилитовых сростаниях. До 5–10 % основной массы занимают таблитчатые лейсты свежего санидина размером до $0,1 \times 0,3$ мм и до 15–20 % – призматические кристаллы роговой обманки размером $0,08 \times 0,3$ мм в агрегате хлорита. Довольно часто встречаются призматические кристаллы циркона и неправильных форм зерна рутила размером в сотые доли миллиметра. До 2–5 % основной массы занимают относительно крупные (до 0,5 мм) порфировидные выделения апатита и титаномагнетита.

Нижняя граница внедрения даек чизрэсского комплекса, согласно серийной легенде [Легенда..., 2009ф] определяется их прорыванием отложений неолээхской свиты среднего рифея в бассейне р. Чизрэсс. Возраст кварцевых долеритов и кварцевых монцонит-порфиров, определенный К-Аг методом, по многочисленным датировкам колеблется в пределах 1201–902 млн лет [Okrugin et al., 1990; Округин, Королева, 2000; Королева и др., 1999]. По геологическим данным и на основании К-Аг датировок в серийной легенде сделано заключение, что внедрение даек этого комплекса вероятнее

всего происходило в позднем рифее (950 ± 50 млн лет), но до формирования осадков чурбукской свиты, поскольку даек этого комплекса в отложениях верхнего рифея не установлено [Легенда..., 2009ф]. В связи с тем, что для петротипической дайки чизресского комплекса из правого борта р. Чиерес получен раннерифейский возраст (см. раздел по токурскому комплексу), становится открытым и необходимо решить вопрос о составе, возрасте и петротипе для позднерифейского чизресского комплекса.

ТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ

В пределах площади листа R-49 в этом возрастном интервале выделяется три интрузивных комплекса базальтоидов нормальной щелочности (молодинский, катангский, оленек-велингнинский), один умеренно-щелочной (эбегаинский) и один кимберлит-карбонатитовый (куонамский). Возрастное положение комплексов установлено по взаимоотношению интрузий, взаимоотношению их с вмещающими породами и на основании радиологических датировок.

Молодинский гипабиссальный комплекс долеритовый (βT_{1m}). Долеритовые дайки, силлы и штоки молодинского комплекса прослеживаются полосой северо-западного простирания от р. Анабар через бассейны рек Федор, Доруоха и Эге-Юряге до северной оконечности Попигайской котловины.

Петротип комплекса описан В. Д. Стаднюком [1984] в бассейне р. Кютингде (лист R-51). Впоследствии эти тела были детально изучены на левобережье р. Оленёк И. М. Осташкиным с соавторами [1990; 1994], по представлениям которых они являются сложно построенными интрузиями долеритов, генетически связанными с вулканогенными образованиями молодинской толщи (см. гл. «Стратиграфия»), и аналогичны субвулканическим образованиям, изученным в краевых частях Тунгусской синеклизы [Краковский, 1967; Черников и др., 1976].

Полого- и крутосекущие пластообразные тела, силлы переменной мощности, дайки и штоки залегают на разных стратиграфических уровнях, прорывая отложения кембрия и перми. Наиболее крупные силлы закартированы на водоразделах рек Федор-Кычкин и Федор-Доруоха (горы Сыгынахта и Лонгтогор). В плане они имеют сложные очертания, иногда многоярусное строение. Мощность отдельных силлов варьирует от 3–5 до 25 м, общая мощность интрузии – до 90 м.

Мощные дайки обычно сложены крупно-, средне- и мелкозернистыми долеритами, в зоне эндоконтакта переходящими в базальты, а маломощные – мелкозернистыми долеритами или базальтами.

Наиболее распространены долериты с офитовой или пойкилоофитовой структурой, состоящие из плагиоклаза (An_{70-58}) – 40–65%, моноклинного пироксена (пижонит, авгит) – 30–35%, оливина (гиалосидерит, хризолит) – 5–15%, редко ромбического пироксена до 1% и рудного минерала (титаномагнетит, магнетит, ильменит). Содержание вулканического стекла не превышает 3%. Текстура долеритов массивная, порфириовидная. Базальты сложены плагиоклазом и оливином, образующими порфириовые выделения, погружен-

ные в хлоритизированную стекловатую (20–50%) основную массу, состоящую из микролитов лабрадора и битовнита, авгита, оливина. Текстура массивная и миндалекаменная, структура от гиалопилитовой до интерсертальной.

Породы комплекса относятся к нормальному ряду (тип щелочности – натровый и калинатровый), низко- и умеренноглиноземистые преимущественно мезо- и меланократовые.

Время формирования интрузий комплекса принимается раннетриасовым, т.к. они залегают в отложениях перми и прорываются дайками эбехаинского комплекса ($\tau\beta T_{1eb}$). Кроме того, комагматичная молодинская толща на соседней с востока территории перекрывается нижнеюрскими осадками, базальные конгломераты которых содержат в большом количестве гальки долеритов и их туфов [Геологическая..., 1989]. Интрузивные тела молодинского комплекса на соседнем с севера изданном листе S-49 [Проскурнин и др., 2013] показаны как катангский комплекс, как это предусмотрено Норильской серийной легендой.

Катангский гипабиссальный комплекс долеритовый (βT_{1kt}). Интрузии комплекса развиты во всех трех структурно-формационных зонах Анабаро-Тунгусской СФО, занимающих большую часть площади листа R-49. Комплекс выделен в 1962 году на Сибирской платформе М. Л. Лурье, В. Л. Масайтисом и Л. А. Полуниной [1962]. Петротип находится в бассейне р. Катанга и представлен недифференцированными интрузиями долеритов, широко распространенными на Сибирской платформе. Наибольшим развитием образования комплекса пользуются за пределами листа R-49 на площади Тунгусской синеклизы. В петротипических разрезах преобладающей формой залегания являются силлы, пологосекущие пластообразные тела, реже дайки и штокообразные тела, имеющие развитие в карбонатных отложениях нижнего и среднего палеозоя и терригенных карбона и перми.

На рассматриваемой территории образования комплекса представлены, в основном, крутопадающими в самых различных направлениях (контролируемых, как правило, различными системами разломов), дайками силлами и штоками долеритов, прорывающих позднеархейские и раннепротерозойские образования и позднепротерозойские и кембрийские отложения.

Мощность даек обычно не превышает нескольких метров, протяженность – первых км. Сложены они в основном оливиновыми и безоливиновыми долеритами и в эндоконтакте микродолеритами. Мощность зоны экзоконтактово-измененных пород – 0,2–0,5 м, редко – до 1,5–2,0.

В среднем течении р. Налим-Рассоха выявлены шесть трубок взрыва, пространственно приуроченные к тем же тектоническим зонам, что и дайки долеритов. Лучшее других изучена трубка «Водопадная», расположенная на правом берегу р. Налим-Рассоха в 4 км выше устья р. Кенгдей. Форма трубки овальная, размеры 100 × 50 м. Контакты с вмещающими гнейсами хаптасынаховской толщии крутые. В зоне экзоконтакта, шириной 0,5 м, гнейсы расланцованы и обогащены слюдой. Центральная часть трубки сложена эруптивной брекчией, а эндоконтактовые – ксенокластолавой. Остроугольные обломки эруптивной брекчии размером от 0,2 до 2–3 м представлены, преимущественно, рифейскими красноцветными кварцевыми песчаниками и гнейсами.

Цементирующая масса – витролитокристаллокластический туф с хлоритизированным базальным цементом.

В ксенокластолавах миндалекаменный гиалобазальт, состоящий из слабо-раскристаллизованной хлоритизированной и карбонатизированной основной массы с миндалинами хлорита, карбоната, кварца и рудных минералов цементирует многочисленные оплавленные и измененные обломки вмещающих пород.

Образования трубок взрыва произошло, вероятно, одновременно с дайками долеритов, при достижении магматическим расплавом близких к поверхности уровней (фреатический взрыв) [Государственная..., 1987].

Интрузии сложены среднезернистыми оливиновыми и безоливиновыми долеритами с преобладающей пойкилоофитовой структурой и в эндоконтакте микродолеритами. В отдельных относительно мощных интрузиях появляются шпирь и линзы троктодолеритов, габбро-долеритов и пегматоидных габбро-долеритов.

Оливиновые и безоливиновые долериты являются преобладающими породами комплекса. В их составе около 57–66 % занимает плагиоклаз, не более 25–36 % – авгит и до 3–6 % – оливин. Содержание рудных минералов обычно не превышает 1–3 % и до 5–7 % могут занимать вторичные продукты, представленные иддингситом, тальком, хлоритом, иногда присутствует кварц. Плагиоклаз представлен в основном лейстами лабрадора средним размером 0,15 × 0,4 мм, авгит преобладает в форме пойкилокрстов размером до 3–5 мм. Оливин, представленный железистым гиалосидеритом, сохраняется чаще в виде реликтов на фоне иддингсита, который часто замещается тальк-хлоритовым агрегатом с выделением магнетита.

Троктодолериты – мелко-среднезернистые породы с таксито-офитовой структурой, участками с гломеропорфировой и пойкилоофитовой. Их минеральный состав характеризуется сравнительно высоким содержанием плагиоклаза (45–65 %) и оливина (13–19 %) и относительно низким – авгита (15–25 %), рудных минералов (до 2–3 %), а также присутствием иддингсита, талька, хлорита (до 3–5 %).

Габбродолериты обладают габбро-офитовой структурой. В их минеральный состав входят плагиоклаз – 45–55 %, авгит – 15–45 %, кварц – 0–5 %, рудные минералы – 2–6 % и до 5–6 % занимают хлорит, актинолит, кальцит, сфен, эпидот. Плагиоклаз обычно представлен лейстами кислого лабрадора или основного андезина, интерстиции которых выполнены авгитом. В составе рудных минералов доминирует титаномагнетит, реже присутствует ильменит.

Эндоконтактные микродолериты, тонко- и мелкозернистые долериты обладают микродолеритовой, микроофитовой и долеритовой структурой. Непосредственно в эндоконтактной части проявлен сравнительно интенсивный автотаморфизм. Сложены эти породы лейстами плагиоклаза (46–52 %), авгитом (28–35 %), волокнисто-пластинчатым хлоритом, развитым по авгиту (до 15–17 %), и титаномагнетитом (5–6 %).

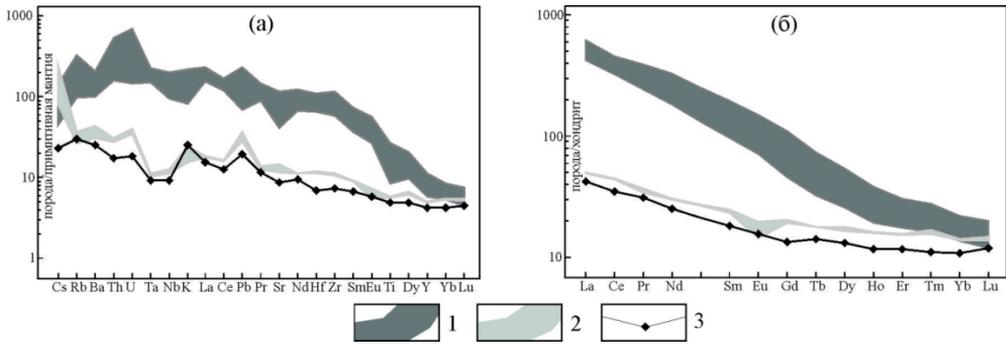


Рис. 29. Мультиэлементные диаграммы для триасовых даек долеритов

1 – эбехаинский комплекс; 2 – катангский комплекс; 3 – миндалекаменные долериты из дайки в среднем течении р. Налим-Рассоха. Для эбехаинского и катангского комплексов использованы данные [Копылова, Томшин, 2012].

Геохимическими особенностями базитов нормального ряда катангского комплекса являются относительно низкие содержания К, Ti, P, Cs, Rb, Ba, Th и РЗЭ (Σ РЗЭ 66–79 мкг/г), слабая фракционированность РЗЭ (величина $(La/Yb)_N$ 2–3,66), Eu-минимум отсутствует (0,93–1,0). Эти характеристики были установлены в дайке миндалекаменных долеритов в среднем течении р. Налим-Рассоха вблизи поля развития трубок взрыва. Графики распределения редких и рассеянных элементов максимально приближены к типовым для катангского комплекса (рис. 29).

Rb-Sr возраст долеритов катангского комплекса 254 ± 2 млн лет [Копылова, Томшин, 2012] в большей степени соответствует рубежу перми и триаса. Раннетриасовый возраст интрузий катангского комплекса определяется тем, что, за пределами листа R-49, на западе в Меймеч-Котуйской СФЗ они интродуцируют терригенные породы перми и перекрываются туфогенными образованиями правобоярской свиты, а на востоке, на площади Бур-Уджинской СФЗ, прорываются дайками эбехаинского комплекса раннего триаса [Томшин и др., 1997].

Оленек-велингинский гипабиссальный комплекс габродолеритов и такситовых долеритов ($\nu\beta$ - $\omega\nu T_{10\nu}$). На площади листа R-49 интрузии этого комплекса присутствуют на южном склоне Анабарского поднятия, в пределах Мойеро-Оленекской СФЗ, главным образом, в бассейнах нижнего течения рек Аргасала и Кюэнелекян, слагая небольшие по площади слабодифференцированные пластообразные неправильно секущие и кольцевые тела и дайки, залегающие в карбонатных отложениях кембрия платформенного чехла. Петротипом комплекса, выделенным М. С. Машаком, А. А. Панкратовым и А. И. Пономаренко в 1966 г. [Машак и др., 1966], является интрузия Велингна, расположенная на водоразделе среднего течения р. Велингна и истоков р. Мойерокан на площади листа Q-48. Долериты инъецируют тектонические структуры Вилуйско-Котуйской зоны глубинных разломов, слагая полосу северо-западного простирания 290 – 320° протяжен-

ностью до 500 км от бассейна р. Котуй на северо-западе до Вилуйской синеклизы на юго-востоке.

Ареал компактно расположенных долеритовых интрузий в бассейне рек Кюэнелекян и Аргасала имеет размеры 40×80 км и вытянут в северо-западном направлении. Он расположен точно напротив скрывающейся под платформенным чехлом Котуйкан-Монхолинской зоны смятия Анабарского щита, видимо в данном случае раннетриасовый интрузивы проникали через эту ослабленную зону в фундаменте платформы.

Наиболее крупные массивы выявлены в нижнем течении р. Кюэнелекян, междуречье рек Арга-Сала и Кукусунда, в долине р. Олёнок. Интрузия в нижнем течении р. Кюэнелекян (около 80 км в поперечнике) залегает в карбонатных отложениях кембрия. Мощность интрузии 30–140 м. Она имеет сложное строение, обусловленное сочетанием дугообразных, дайкообразных и разносекущих пластообразных тел мощностью от 15–30 до 100–140 м. Вмещающие карбонатные породы на контакте превращены в мраморы, монтичеллитовые (с мелилитом), пироксен-монтичеллитовые и гроссуляр-пироксеновые скарны, а глинисто-песчанистые отложения и туфы – в роговики. Сложена интрузия оливиновыми и биотит-оливиновыми долеритами и габбро-долеритами со шпирями пегматоидных габбро-долеритов [Геологическая карта..., 1977].

В силлах и субпластовых залежах небольшой мощности устанавливается следующая последовательность в разрезе (сверху-вниз): пойкилоофитовые долериты кровли (10 м), оливиновые офитовые габбро-долериты (6–7 м), габбро-долериты призматически-офитовые средней части разреза (12–15 м), офитовые долериты донной части (3 м) [Олейников, Савинов, 1980].

В 50–70 км северо-восточнее Арга-Салинской интрузии расположена одна из самых крупных на Сибирской платформе Олёнская дайка, протягивающаяся в северо-западном направлении от р. Оленёк до верховьев р. Кюэнелекян на 230–240 км. Она представляет собой систему крутопадающих кулисообразных тел, мощность которых изменяется от 10 до 25 м [Олейников, 1979]. Дайка прорывает докембрийские образования и отложения кембрия. Как и пластовые тела она сложена мелко-среднезернистыми пойкилоофитовыми оливиновыми долеритами, состоящими из лабрадора (An_{63}), гиалосидерита (Fa_{50-52}) и двух разновидностей авгита (Fs_{13}) и (Fs_{22-23}). В краевых частях расположены микродолериты с порфиоровыми выделениями битовнита (An_{80}). По мнению Б. В. Олейникова [1979] эрозионный срез дайки 1,5 км.

Оливиновые, биотит-оливиновые долериты, троктодолериты и габбро-долериты – средне- и крупнозернистые породы с офитовой, пойкилоофитовой, таксито-офитовой и реже габбро-офитовой структурой. В их минеральный состав входят плагиоклаз (40–55 %), авгит (20–45 %), оливин (5–18 %), биотит (0–4 %), рудные минералы (1–6 %), встречается гиперстен и до 18 % составляют минералы автотеморфизма: тальк, хлорит, роговая обманка, актинолит, иддингсит, боулингит и др. Плагиоклаз представлен свежими лейстами и реже зональными призмами лабрадор-битовнита, авгит преобладает в форме пойкилокрстов, призматических и ксеноморфных кристаллов. В габбро-долеритах по периферии замещается роговой обманкой, актинолитом и

хлоритом с выделением магнетита. Оливин кристаллизуется в основном в виде мелких изометричных зерен гиалосидерита, собранных в гломеропорфиновые скопления, в габбродолеритах преобладает в форме пойкилокрystalлов гортонолита. С различной интенсивностью, вплоть до полных псевдоморфоз, замещается иддингситом, боулингитом, тальком с выделением магнетита. Гиперстен встречается редко и лишь в виде реакционного замещения авгита с характерным «микропертитовым» строением. Биотит образует обособленные чешуйки в сростании с титаномагнетитом или мелкие чешуйчатые агрегаты в ассоциации с тальк-хлоритовым агрегатом. В составе рудных минералов преобладают пластинчатые выделения титаномагнетита, тонкая вкрапленность магнетита и сульфидов во вторичных минералах. Сульфиды также присутствуют и в виде коротких жил и прожилков.

Пегматоидные габбродолериты – крупнозернистые породы темного зеленовато-серого цвета с пегматитовой или пегматофириковой структурой, в состав которых в переменных количествах входит плагиоклаз (38–52 %), представленный олигоклаз-андезином в форме лейст размером $1,2 \times 4,8$ мм. Часто находится в пегматитовых сростаниях с авгитом, содержание которого обычно не превышает 18–22 %. Постоянно в состав породы входит кварц (до 8 %) в виде обособленных ксеноморфных выделений или в графических сростаниях с полевыми шпатами. Характерны высокие (до 7 %) содержания рудных минералов в пегматоидных сростаниях с авгитом, а также апатита (1–3 %). До 20 % занимают минералы автометаморфизма, представленные роговой обманкой, актинолитом, хлоритом, заполняющие прожутки между плагиоклазом и авгитом.

Эндоконтактные микродолериты – породы с порфириковой структурой и микродолеритовой структурой основной массы. Порфириновые вкрапленники представлены призматическими лейстами плагиоклаза (лабрадор-битовнита) и оливина состава магнезиального гиалосидерита. В основной массе преобладают плагиоклаз (30–55 %) в форме узких лейст лабрадора, часто карбонатизированный и сосюритизированный, и ксеноморфный авгит (25–45 %), подверженный замещению волокнистой роговой обманкой, актинолитом и хлоритом. Характерно высокое (до 20 %) содержание минералов автометаморфизма, представленных хлоритом, тальком, актинолитом, встречается биотит, а также рудные минералы (до 8–12 %), представленные титаномагнетитом, магнетитом и сульфидами.

Породы комплекса относятся к нормальному ряду, тип щелочности натровый и калинатовый, низко- и умеренноглиноземистые, мелано- и мезократовые, коэффициент фракционирования (Кф 57,8–65,7) свидетельствует об отсутствии дифференциации, отношение $TiO_2 \times 100 / (Fe_2O_3 + FeO)$ варьирует в пределах 8,7–13,5 [Олейников, Савинов, 1980]. По петрохимическим параметрам породы комплекса идентичны недифференцированным траппам и покровным базальтам восточной и центральной частей Тунгусской синеклизы и тоже именуется траппами [Васильева, Копылова, 2015].

Возрастное положение интрузий оленек-велингинского комплекса определяется их залеганием в межформационной плоскости карбонатных отложений силура и ордовика и терригенных – карбона и перми. Данные радиологических (K-Ar) датировок 203 ± 12 , 245 ± 12 , 242 ± 5 , 237 ± 5 млн лет [Машак,

Потуроев, 1976; Олейников, 1979; Государственная..., 1999] дают основание полагать, что формирование интрузий комплекса происходило в раннем триасе, вероятно, после формирования интрузий катангского комплекса [Легенда..., 2009ф].

Эбехаинский гипабиссальный комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta T_{1eb}$). Дайки и малые интрузии базитов эбехаинского комплекса образуют на правом берегу р. Анабар субширотную полосу до 200 км длиной и 20 км шириной. Они размещаются на северном склоне Анабарской антеклизы в пределах Бур-Уджинской и Попигай-Куонамской СФЗ и являются восточным окончанием протяженного дайкового пояса, трассирующего Молодо-Попигайскую зону глубинных разломов. Петротип комплекса впервые выделен А. А. Рябченко [1974] в Бур-Уджинской зоне и назван по г. Эбе-Хая, расположенной на правом берегу Анабара. Впоследствии эбехаинский комплекс был детально изучен М. Д. Томшиным с соавторами [Томшин и др., 1997].

Комплекс представлен дайками северо-западного простирания мощностью от 3–4 до 50–60 м и протяженностью до 20–25 км, штокообразными телами до 2–3 км в поперечнике, сложенными порфиrowыми трахидолеритами со шширами и полосами тешенитов и монцонит-порфиrow и редкими жилками плагиоаплитов [Рябченко, 1974], а также трубками взрыва размером от 35–20 м до 2 км в поперечнике, выполненными базальтами и лавобрекчиями с крупными ксенолитами пород венда, кембрия и перми.

Порфиrowые трахидолериты представляют собой зеленоvато-серые тонко-мелкозернистые породы с порфиrowыми вкрапленниками титанавгита, реже плагиоклаза и апатита с микролитовой и пилотакситовой основной массой. Титанавгит, составляющий основную массу порфиrowых вкрапленников, отчетливо зонален, розовато-коричневого цвета. По контуру кристаллов развивается цепочка мельчайших зерен окисно-рудных минералов. Плагиоклаз в порфиrowых вкрапленниках представлен главным образом лабрадором, в основной массе преимущественно андезином. Базис трахидолеритов выполняют калиевый полевой шпат, характерно обилие биотита и апатита, постоянно присутствуют кальцит, роговая обманка и сфен. Встречаются хлоритовые и кальцитовые миндалекаменные разности.

Монцонит-порфиры – мелкозернистые зеленоvато-серые породы с пилотакситовой основной массой. Порфиrowые вкрапленники представлены табличками и призматическими кристаллами лабрадор-андезина, роговой обманки, титанавгита и апатита и ксеноморфными зернами ильменита. Порфиrowые вкрапленники титанавгита замещаются амфиболом, биотитом, хлоритом и гидроксидами железа. Роговая обманка по составу отвечает паргаситу. Основную массу породы слагают щелочные полевые шпаты, биотит, ильменит, апатит.

В петрохимическом отношении порфиrowые трахидолериты недосыщены SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO и чрезвычайно богаты TiO_2 , P_2O_5 и щелочами, в монцонит-порфирах резко возрастает содержание SiO_2 , Al_2O_3 и заметно снижается TiO_2 , ΣFeO и особенно MgO и CaO . Характерны также повышенные концентрации Ba , Sr , Zn , Pb . По сравнению с долеритами катангского комплекса трахидолериты отличаются высокой титанистостью (до 7,6%) и превышением содержания оксидов калия и фосфора в 3–5 раз. Сходство геохимических

особенностей трахидолеритов и монцонитов, а также, в отличие от долеритов катангского комплекса, повышенные концентрации Rb, Ba, Sr, Zn, Pb, Th, U (рис. 29), позволяют отнести их к продуктам кристаллизации щелочного оливин-базальтового расплава из более глубоких очагов магмообразования, чем источники толеит-базальтового расплава [Томшин и др., 1997; Копылова, Томшин, 2011, 2012].

Анализ работ [Шахотько и др., 1986 ф; Куликов, 1987; Васильева, 1989; Легенда..., 2009 ф], посвященных составу, тектонической позиции и возрасту эбехаинского трахидолеритового комплекса, показывает, что формирование интрузий комплекса, вероятно, приурочено к границе раннего и среднего триаса: они прорывают отложения нижней и верхней перми, содержат ксенолиты раннетриасовых долеритов молодинского комплекса и трансгрессивно перекрываются отложениями нижней юры. Присутствие обломков щелочных пород в конгломератах раннего триаса (карнийский ярус) [Граханов, Коптиль, 2003] подтверждает, что формирование даек эбехаинского комплекса произошло на рубеже нижнего и среднего триаса [Копылова, Томшин, 2012]. Данные 21-го K-Ar определения возраста, выполненные в лаборатории ЯИГН СО РАН [Томшин и др., 1997], охватывают интервал от позднего карбона (325 млн лет) до мела (121 млн лет). Значение Rb-Sr возраста составляет 237 ± 16 млн лет [Копылова, Томшин, 2012]. В соответствии с серийной легендой возраст эбехаинского комплекса принимается раннетриасовым, но более поздним, чем возраст катангского и молодинского комплексов. Высказывается предположение, что магматиты эбехаинского дайкового комплекса могут быть источником россыпных алмазов на северо-востоке Сибирской платформы [Томшин, 2010].

Куонамский гипабиссальный комплекс кимберлит-карбонатитовый (1-9T₂-J₁kn) рассматривается в качестве рудопродуктивного для Анабарского алмазоносного района и представлен более чем 300 телами кимберлитов и карбонатитов интрузивной (дайки, массивы центрального типа, штоки, жилы) и взрывной (трубки взрыва и единичные жилы) фаций. Этот ареал кимберлит-карбонатитового магматизма занимает значительную территорию вдоль восточной границы Анабарского щита и прослеживается в субмеридиональном направлении от истоков р. Улукит на юге (за пределами листа R-49) до устья р. Хара-Мас на севере на расстоянии до 300 км. Образования комплекса сконцентрированы в 10 кимберлитовых полях, из них в пределах листа R-49 (с севера на юг) расположены: Орто-Ыаргинское, Старореченское (Нижнекуонамское), Ары-Мастахское (Среднекуонамское), Верхнекуонамское, Дюкенское, Биригиндинское, Макаровское, Куранахское. Карбонатитовые трубки взрыва развиты лишь в Орто-Ыаргинском и Старореченском полях, где составляют около 80% всех тел. В остальных полях карбонатиты развиты ограниченно и представлены единичными дайками и штоками. В Биригиндинском поле, наряду с трубками, жилами, штоками и дайками кимберлитов, установлены [Шахотько и др., 1986ф.; Тимофеев и др., 1987ф] четыре массива карбонатитов центрального типа с сопровождающими их трубками, штоками, дайками.

Тектоническая позиция куонамского карбонатит-кимберлитового магматического ареала определяется его приуроченностью к северной ветви зоны

глубинного Муна-Анабарского разлома [Межвилк, 1979], разделяющего Анабарский (на западе) и Оленёкский (на востоке) блоки фундамента. По геофизическим данным зона разлома, протяженностью 960 км, трассируется вдоль северо-восточного края Анабарского щита от устья р. Попигай через Попигайскую депрессию до пос. Жиганск. Кимберлиты и карбонатиты рассматриваются как две петрогенетические группы, сформировавшиеся в результате внедрения двух магматических фаз [Ковальский и др., 1969].

Кимберлитовые тела интрузивной фации полностью слагают Верхнекуонамское поле, сравнительно широко они также развиты в Лучаканском, Бирингиндинском и Куранахском, а в остальных полях развиты ограниченно. Дайки и жилы крутопадающие, мощность даек 2–4 м, жил – 0,04–0,5 м, протяженность от 5–10 до 500–800 м. Штоки имеют вертикальное падение, изометричные или овальные формы и размер от 10×30 до 60×150 м. Дайки, жилы и штоки сложены кимберлитами и альнеитами. Нередко тела альнеитов пространственно сопряжены с кимберлитовыми, встречаются сложенные одновременно альнеитами и кимберлитами. Альнеиты представлены монтичеллитовыми, реже мелилитовыми и пироксеновыми разновидностями. Кимберлиты эксплозивной фации составляют основной объем. Трубки обычно мелкие – от 10×14 до 100×170 м, редко – до 300×400 м, одно-двухфазные, неправильной в плане формы, часто вытянутые. Обычны многочисленные апофизы различной формы и размеров. Трубки тесно сопряжены в пространстве с дайками, штоками и жилами. Сложены трубки кимберлитовыми (эруптивными) брекчиями с массивной или автолитовой структурой основной массы. Содержат включения главным образом осадочных пород, ксенолиты метаморфических немногочисленны, а ультраосновных и эклогитов – весьма редки. Трубки во всех полях выполнены кимберлитовыми брекчиями с массивной и автолитовой структурами основной массы, нередко брекчиями обоих типов. Трубки кимберлитов Анабарского района являются слабоалмазоносными и относятся к категории слюдяных кимберлитов. Алмазы обнаружены лишь в 10% опробованных трубок с содержанием в основном от 0,001 до 0,05 карат/т. Наиболее алмазоносные трубки выявлены в Куранахском и Лучаканском полях. В Куранахском поле установлено 25 кимберлитовых тел. Алмазы обнаружены в трубках Малокуонамская, Харьковчанка, Университетская, им. Комарова, Сенкю-Северная, Сенкю-Южная [Зайцев, Смелов, 2010]. Все кимберлитовые тела прорывают карбонатные породы среднего кембрия. Промышленный интерес представляет тр. Малокуонамская.

Трубка Малокуонамская (далее описание по [Харьков и др., 1998]) расположена на юго-востоке территории листа R-49 в верхнем течении р. Мал. Куонамка, на ее левом притоке в 0,5 км от русла. Она прорывает отложения верхнего протерозоя и нижнего кембрия и перекрывается маломощным чехлом элювиально-делювиальных отложений. Размеры трубки 320×255 м, глубина изученности – 100 м. Трубка состоит из двух сопряженных между собой «рудных столбов», отвечающих двум этапам формирования диатремы и сложенных различными типами кимберлитовых пород. Северный «рудный столб» ниже глубины изученности по геофизическим данным переходит в дайку шириной до 20 м. Северная часть трубки сложена порфировым кимберлитом первой фазы внедрения, инъецированным по отдельным тре-

щинам автолитовой кимберлитой брекчией второй фазы. Порфиновый кимберлит относится к слюдяным кимберлитам, кроме оливина, в том числе не измененного, и флогопита, в основной массе присутствуют зерна пикроильменита, пиропы, перовскита, апатита, а также обломки осадочных пород. На участках кимберлитов с большим содержанием ксенолитов они приобретают брекчиевую структуру.

Южное тело сложено в основном автолитовой кимберлитовой брекчией с содержанием автолитов, достигающих 40%, а на отдельных участках 75% объема породы. В них присутствуют пироп и пикроильменит. Результаты датирования образцов рубидий-стронцевым методом: 228–239 и 188 млн лет подтверждают полихронность формирования трубки.

Минеральный состав кимберлитов трубки отличается постоянством. Среди минералов тяжелой фракции преобладают диопсид, в том числе хромдиопсид, и авгит. По всему разрезу трубки пикроильменит преобладает над пиропом. Пиропы алмазного парагенезиса редки.

Химический состав кимберлитовых пород разных этапов внедрения и разных генетических разновидностей качественно практически не отличается. Отмечаются лишь некоторые количественные колебания в содержании магния и кальция. Наиболее магниезиальными породами являются порфиновые кимберлиты, для которых характерно более низкое содержание алюминия, кальция и калия.

Алмазоносность северного и южного «столбов» различается в два раза. Наиболее алмазоносными являются порфиновые кимберлиты. Качество алмазов в целом по трубке высокое, содержание ювелирных кристаллов достигает 20% от общей массы изученных.

Определение возраста U-Pb методом по цирконам (SHRIMP II) выполнено для кимберлитов Южного рудного «столба» (9 измерений) и Северного рудного «столба» (4 измерения) [Лохов и др., 2010]. Перекрывающийся в пределах погрешности измерений конкордантный возраст по двум «столбам» составляет 229 ± 6 млн лет и 235 ± 12 млн лет. Близкий возраст 226 ± 6 млн лет недавно был вновь подтвержден для цирконов из этой трубки [Соболев и др., 2015].

Датирование (SHRIMP II) в Куранахском поле кимберлитов трубки Аномалия 20/85 (Университетская) по 5 измерениям показало сходный результат: 230 ± 7 млн лет, (СКВО=1,05) [Лохов и др., 2010]. Таким образом, изученные кимберлиты малокуонамского комплекса в Куранахском кимберлитовом поле имеют среднетриасовый возраст. По Rb-Sr изотопным данным в Куранахском поле присутствуют производные двух геологических эпох: триасовой и юрской. Юрские датировки 170–188 млн лет были получены по второй фазе трубки Малокуонамская, но они требуют заверки U-Pb методом [Зайцев, Смелов, 2010].

Надежной может считаться датировка слюдяных пикритов в Бирингиндинском поле, где по перовскиту из двух тел (шток S-1 и дайка S-26) U-Pb методом (SHRIMP II) получены одинаковые возрасты 193 ± 4 млн лет [Кинни и др., 1997].

В северной части Куонамской зоны для датирования нами был извлечен циркон из двух тел: кимберлитовой дайки на р. Мачала (Ары-Мастахское по-

ле, пр. 581) и трубки на р. Тылкачи (Старореченское поле, пр. 276). Положительный результат получен только по трубке Тылкачи, из кимберлитов дайки на р. Мачала определен только ксеногенный архейский и протерозойский циркон.

В кимберлитах тр. Тылкачи по 10 измерениям выявлены два разновозрастных кластера. Более древняя группа цирконов с возрастом $242,8 \pm 2,6$ млн лет (средний триас) близка ко времени проявления кимберлитового магматизма в Старореченском поле [Зайцев, Смелов, 2010]. В то же время, аналогичный возраст (SHRIMP II) имеют цирконы из высокоалмазных карнийских туффилов Булкурской антиклинали (конкордантные значения возраста по двум пробам $241,5 \pm 6,4$ и $242,4 \pm 6$ млн лет) и кимберлитовые цирконы в промышленных четвертичных россыпях Эбеляхского района [Граханов, Смелов, 2011]. Одно зерно циркона из тр. Тылкачи по двум измерениям показало возраст $156,2 \pm 3,4$ млн лет (поздняя юра). Это значение может интерпретироваться как возраст кристаллизации кимберлитовой магмы, поскольку близкий возраст $148,7 \pm 2,5$ млн лет получен по цирконам (SHRIMP II) из карбонатитовых брекчий Орто-Баргинского поля [Граханов, Смелов, 2011]. По нашим данным подтверждается, что в пределах Старореченского поля имели место две эпохи магматизма: первая (246–221 млн лет) характеризовалась проявлением кимберлитов и альнеитов, вторая (202–147 млн лет) – карбонатитов.

Таким образом, в отличие от преобладающего ранне-среднетриасового возраста кимберлитов южной части Куонамской карбонатит-кимберлитовой зоны, в северной ее части трубки содержат среднетриасовый и позднейорский циркон. Немаловажным является и совпадение по возрасту циркона из россыпей Эбеляхского района и из кимберлитов тр. Тылкачи. Существующее мнение о мезозойском возрасте коренного источника алмазов в россыпях [Граханов, Смелов, 2011, Граханов и др., 2015] существенно обостряет интерес к кимберлитам типа трубки Тылкачи и им подобным в северной части Куонамской зоны.

Интрузивные карбонатиты встречаются редко. В Биргиндинском кимберлитовом поле, площадь которого на листе R-49 составляет 497 км^2 Мальджангарский, Западно-, Восточно- и Усть-Биригиндинский карбонатитовые массивы имеют кольцевую или овальную форму, достигающую в поперечнике 6 км и концентрически-зональное строение: центральная часть сложена карбонатитами, краевая – шириной до 40–50 м – фенитами [Шахотько, Багдасаров, 1983; Шахотько и др., 1986ф; Тимофеев и др., 1987ф; Молчанов и др., 2007]. К востоку в 5 км от Мальджангарского массива и к западу в 20 км обнаружены разрушенные выходы еще двух массивов. По геофизическим данным также предполагается наличие еще 9 мелких массивов. Все тела располагаются в узком блоке протерозойских метаморфических пород (биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллосланцев), общей площадью 75 км^2 , который вытянут с СЗ на ЮВ. Выявлены единичные крутопадающие дайки мощностью 0,1–0,5 м и протяженностью до 100 м. Сложены они массивным карбонатитом с порфировой структурой [Маршинцев, 1974].

Мальджангарский массив вскрыт шестью скважинами глубиной до 100 метров. Он имеет овальную форму и вытянут с СЗ на ЮВ. Площадь мас-

сива 10,5 км², размеры по длинной оси 4,2 км и по короткой – 2,5 км. По СЗ и ЮВ контакту и в центре массива наблюдаются узкие зоны брекчий. Карбонатиты белого, желтоватого, серого и коричневатого цвета, средне-, мелко-, до микрозернистых, по структуре зернистые, зерна лейстовидные, иногда с трахитоидными текстурами. Встречаются микрозернистые вулканогенные карбонатитовые прожилки кальцитового и анкеритового состава, которые обычно секут интрузивные карбонатиты. Иногда встречаются микрозернистые прожилки трахитоидных апатитолитов, с вытянутыми зернами апатита. Контакты этих прожилков с интрузивными карбонатитами резкие, без зон взаимодействия. По минеральному и химическому составу выделяются кальцитовые, доломитовые, анкеритовые карбонатиты и переходные между ними разновидности. Основной объем массива занимают Fe-доломит-анкеритовые разновидности карбонатитов. Некоторые участки сложены чисто кальцитовыми карбонатитами, в других кальцит заполняет интерстиции между зернами доломит-анкерита, иногда замещая их. Так же обнаружены апатит, флогопит, щелочной амфибол, редко магнетит. Из аксессуарных встречен циркон, редкоземельный карбонат, барито-целестин и в некоторых карбонатитах в большом количестве пироклор. Карбонатиты лейкократовые, второстепенных минералов обычно менее 5%, за исключением апатита, содержания которого в некоторых карбонатитах достигает 20–30%. В геохимическом отношении для карбонатитов Мальджангарского массива характерно присутствие в значительных количествах типичных для карбонатитов элементов – Sr, Ba, Nb, Ta, P, Y, TR, чем они похожи на карбонатиты Томторского массива. Многие участки карбонатитов являются рудами на Nb, TR, Sr и P. Наивысшие содержания (по данным более 100 анализов) – Nb – 8000 г/т, TR – 4%, Sr – 10%, Y-800 г/т. Карбонатиты Мальджангарского массива являются, вероятно, верхней частью нескрытого массива пока не ясной формационной принадлежности: щелочно-ультраосновная-карбонатитовая или пикрит-кимберлитовая формация, как в диатремовых карбонатитах этого района. Хотя по рудной минерализации эти карбонатиты более соответствует первой формации.

Сопровождающие массивы трубки (от 5×10 до 100×400 м) сложены брекчией кристаллических пород, сцементированных карбонатом, штоки и дайки (мощностью от первых см до 3–4 м) сложены кальцитовыми или доломит-кальцитовыми карбонатитами. Трубки взрыва Усть-Бирингиндского массива рассматриваются как кимберлитовые [Ковальская и др., 1995], причем возраст кимберлитов (шток и дайка) в Бирингиндинском поле 193 ± 4 млн лет [Кинни и др., 1997].

Эксплозивные карбонатиты широко развиты лишь в Орто-Ыаргинском и Старореченском полях, где установлено более 70 тел. Размеры трубок колеблются от 20×20 до 250×500 м, форма в плане вытянутая, иногда овальная или неправильная. Пространственно они тяготеют к центральным частям полей (в краевой – трубки кимберлитов). Все трубки выполнены карбонатитовыми (эруптивными) брекчиями, состоящими на 25–35% из ксенолитов пород, автолитов интрузивных карбонатитов и фенитизированных кристаллических пород. Последние характеризуются пятнисто-полосчатой коричневатозеленой окраской с характерным преобладанием щелочного амфибола, эги-

рина и эпидота над альбитом, калиевым полевым шпатом и кварцем [Маршинцев, 1974].

По геохимическим особенностям кимберлиты куонамского комплекса принадлежат железотитанистому типу ($TiO_2 > 1,5-7\%$), причем в Старореченском и части Арымастахского полей они относятся к низкокалийевому типу ($K_2O < 1,5\%$), а в Лучаканском и части Арымастахского полей – к высококалийевому типу ($K_2O > 1,5-5\%$). [Костровицкий и др., 2007].

По имеющимся у нас данным кимберлиты штока Сербьян, залегающего среди гранулитов бекелехской толщи архея и не содержащие в своем составе карбонатов, классифицируются как кимпикриты и в отличие от кимберлитов, залегающих в карбонатном чехле, имеют более высокие содержания SiO_2 , TiO_2 и K_2O , но с низким содержанием CO_2 , что более характерно для пород лампроитового семейства. Отмечается недостаточно высокая для кимберлитов магнезиальность ($Mg\# = 78,8-79,8$), в результате чего породы штока Сербьян размещение между полями кимберлитовой и камафугитовой серий на диаграмме $mg\# - SiO_2$.

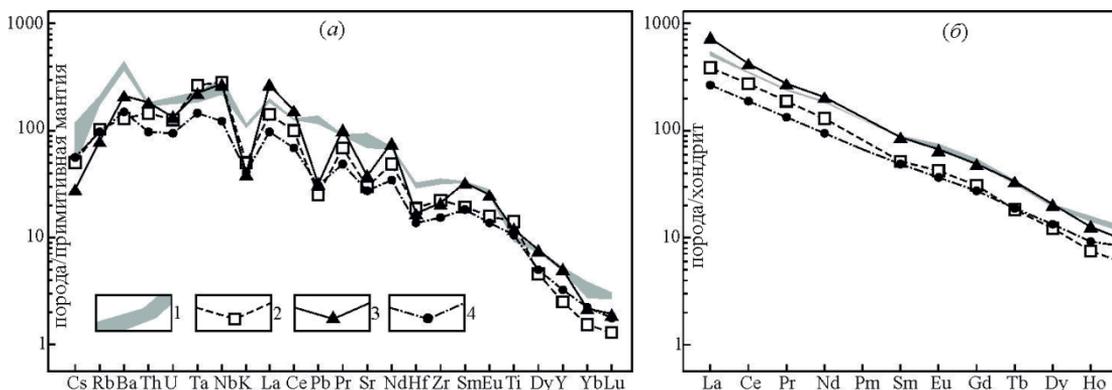


Рис. 30. Мультиэлементные диаграммы для кимберлитов куонамского комплекса

1 – шток Сербьян (3 анализа), 2 – дайка Мачала; 3 – трубка Тылкачи; 4 – трубка Старая.

Кимберлиты штока Сербьян, по сравнению с кимберлитами трубок, содержащими карбонат, содержание CO_2 в которых от 1,06 до 10,75%, практически не отличаются от них по уровням концентрации и спектрам распределения редких и редкоземельных элементов (рис. 30), на что указывалось и ранее [Костровицкий и др., 2007]. Характерны положительные аномалии Ba, Ta, Nb, La, Pr, Nd, Sm и на их фоне минимумы по K, Pb, Sr, Hf (рис. 30). Содержание РЗЭ варьируют следующим образом: наиболее высокое в трубке Тылкачи - $\Sigma PЗЭ$ 590 мкг/г, $La_N/Yb_N = 122$, среднее - в штоке Сербьян - $\Sigma PЗЭ$ 476–490 мкг/г, $La_N/Yb_N = 47-70$, минимальное в трубке Старая - $\Sigma PЗЭ$ 257 мкг/г, $La_N/Yb_N = 43$. Как видно, с уменьшением содержания РЗЭ уменьшается степень их фракционированности.

Карбонатитовые брекчии, выполняющие отдельные трубочные тела, по сравнению с кимберлитами отличаются более высоким уровнем щелочно-земельных, редкоземельных и радиоактивных элементов, а также Ta и Nb

[Костровицкий и др., 2007]. По содержанию Cs, Rb, Ba, Hf, Zr карбонатиты сопоставимы с кимберлитами, однако ассоциирующие с карбонатитами кимберлиты отличаются сильной фракционированностью РЗЭ (La_N/Yb_N в среднем составляет 354 [Костровицкий и др., 2007]).

По изотопным характеристикам Sm и Nd кимберлиты неоднородны. Величина $\epsilon Nd(T)$ варьирует от $-0,4$ (Сербинский шток) до $+3,81$ (тр. Лось в Куранахском поле) и $+5,3$ (тр. Прима в Старореченском поле) [Костровицкий и др., 2007], характеризуя более истощенный источник для кимберлитов на юго-востоке и северо-востоке Анабарского поднятия. Карбонатиты также имеют изотопные характеристики истощенного источника, сопоставимого с таковыми для алмазонасных кимберлитов [Костровицкий и др., 2007].

По геологическим данным нижняя возрастная граница формирования кимберлитов определяется наличием в большинстве трубок ксенолитов предположительно раннетриасовых долеритов, а также ксенолитов пермских углей, аргиллитов и туфопесчаников с позднепалеозойскими-раннетриасовыми органическими остатками [Брахфогель, 1984]. Верхняя граница определяется наличием минералов-спутников в базальных горизонтах отложений плинсбахского яруса, залегающих на размытой поверхности образований нижнего триаса к северо-востоку от территории листа R-49 [Структурный контроль..., 1974].

Существует большое число определений изотопного возраста кимберлитов куонамского комплекса [Дэвис и др., 1980; Брахфогель, 1984, 1997; Кинни и др., 1997; Алтухова, Зайцев, 2006 и др.], недавно обобщенные в сводной работе [Зайцев, Смелов, 2010]. В Дюкенском кимберлитовом поле (более 100 трубок и даек) по Rb-Sr датированию микролитового флогопита основной массы кимберлитов установлены тела двух эпох кимберлитового магматизма: позднедевонской – раннекаменноугольной (7 определений с возрастом 346–320 млн лет) и позднеюрской (9 определений с возрастом 205–140 млн лет) [Шамшина и др., 2002]. Получен U-Pb возраст (SHRIMP) по перовскитам из двух даек (Дюймовочка 2 и Хатырык 3) в северо-восточной части Верхнекуонамского поля 229 ± 3 и 224 ± 2 млн лет, соответственно [Кинни и др., 1997]. По неопубликованным данным Ф. Ф. Брахфогеля и Э. А. Шамшиной, в этом поле также определен возраст кимберлитов 350 млн лет [Лелюх и др., 1998; Граханов, 2001], поэтому в целом возраст кимберлитов Верхнекуонамского поля оценивается как D_3-C_1 и T_{2+3} [Брахфогель, 1997].

В других кимберлитовых полях в большинстве случаев преобладают мезозойские датировки. Данные K-Ag датировок по флогопиту из кимберлитов 14 трубок Ары-Мастахского, Лучаканского, Куранахского и Старореченского полей 227 ± 6 – 263 ± 16 млн лет, среднее 243 ± 5 млн лет [Ковальский и др., 1969; Брахфогель, 1984], (U-Pb) из 8 трубок Ары-Мастахского и Старореченского полей 188 – 246 ± 10 млн лет, среднее 223 ± 7 млн лет [Брахфогель и др., 1997; Lelukh, 1998], (U-Pb) по циркону из кимберлитов трубки Поздняя Лучаканского поля – 217,4 млн лет [Дэвис и др., 1980], а также многочисленные (U-Pb) по циркону из аллювия р. Анабар – 219,9–224,1 млн лет и р. Эбелях – 216,0–233,4 млн лет, также ограничивают время формирования кимберлитов поздним триасом. Однако по цирконам (SHRIMP II) из карбонатитовых брекчий Орто-Баргинского поля получен позднеюрский возраст

148,7±2,5 млн лет [Граханов, Смелов, 2011]. Ранее также были получены аналогичные результаты U-Pb датирования цирконов (SHRIMP II) из карбонатитов Орто-Благинского поля: 158 ± 7–152 ± 3 млн лет [Griffin et al., 1999; Зайцев, 2006].

Все выявленные тела карбонатитов пространственно и генетически связаны с кимберлитовыми телами и характеризуются сходными формами залегания. Остатки ископаемой древесины, установленные в ряде карбонатитовых трубок в Орто-Благинском и Старореченском полях, по заключению И. А. Шилкиной (БИН АН СССР им. В. А. Комарова), имеют, скорее всего, возраст рэт-лейас [Ковальский и др., 1969]. Выделенные [Ковальская и др., 1995; Брахфогель и др., 1997; Алтухова, Зайцев, 2006] позднемезозойская (105–90 млн лет) и раннекайнозойская (55–45 млн лет) эпохи кимберлитового магматизма на основе радиологических (Rb-Sr) датировок кимберлитов и выявленных в них спорово-пыльцевых комплексов из трубок Ары-Мастахского и Биригиндинского полей пока не имеют достаточных геологических обоснований.

Наиболее вероятный интервал времени формирования образований куонамского комплекса в целом – средний триас-нижняя юра [Легенда..., 2009ф]. Изотопия Lu и Hf в цирконах [Лохов и др., 2010] показывает, что среди кимберлитов Сибирской платформы алмазоносные палеозойские и юрские отвечают типу I кимберлитов – производным деплетированной мантии. Кимберлиты среднетриасового возраста обособляются в специфический (аномальный) тип, для которого характерен избыток радиогенного гафния по отношению к неодиму. Возможны различные причины этого избытка, в частности, большая степень плавления гранат-содержащего мантийного субстрата под воздействием температурного поля триасового плюма [Лохов и др., 2010]. Для цирконов из россыпи р. Эбелях получен U-Pb возраст 232–242 млн лет (одно зерно 127 млн лет) с величиной εHf(T) от +6.6 до +10.5. Следовательно, коренной источник этой россыпи может быть отчасти генетически связан с аномальными кимберлитами среднетриасового возраста. Как и по данным [Nowell, et al., 2004], изученные кимберлитовые цирконы характеризуются аномально низкой величиной $^{177}\text{Lu}/^{176}\text{Hf} < 0,0001$ [Лохов и др., 2010].

С куонамским комплексом связана непромышленная коренная алмазность (тр. Малокуонамская). Она отличается хоть и небольшими содержаниями алмазов, но высоким выходом ювелирного сырья, что гарантирует, при благоприятной конъюнктуре, ее вовлечение в эксплуатацию. По низким содержаниям минералов-спутников, высокой железистости и титанистости трубка явно относится к неалмазоносным. Однако ее редкоземельная специфика соответствует таковой высокопродуктивных кимберлитов. С интрузивными карбонатитами (Мальджангарский и др. массивы) связано орудование редких и редкоземельных металлов и радиоактивных элементов.

ЮРСКИЙ МАГМАТИЗМ

Талахтахский гипабиссальный комплекс щелочных базальтоидов ($TBJ_1 t$) представлен трубками взрыва, реже дайками, жилами и штокообразными телами. Название комплекса приводится по наименованию одноименной трубки взрыва, обнаруженной в 1960 г. С. Ф. Духаниным на левом берегу р. Бол. Куонамка в 200 м ниже устья р. Талахта [Духанин и др., 1961ф]. В. В. Ковальский [Ковальский и др., 1969] описал ее как взрывное трубчатое тело, выполненное эруптивными брекчиями щелочных базальтоидов, В. И. Ваганов и А. А. Константиновский [1978] – как ультракалиевые трахиты, С. А. Вишневский [Вишневский и др., 1986] – как лампроиты, а Е. П. Гуров и Е. П. Гурова [1984] – как импактные брекчии и импактиты. Установлено более десятка тел этого комплекса. Трубки имеют небольшие размеры (до первых сотен метров в поперечнике) и овальные формы со сложными очертаниями границ. Они заполнены агломератовой брекчией, цементированной витрокластической массой. Содержание обломочного материала, представленного вмещающими породами, основными щелочными эффузивами реже долеритами и кристаллическими породами фундамента, колеблется от 30–50 до 60–80%. Цементирующая масса, часто миндалекаменная, хлоритизирована с участками порфирировых выделений санидина, пироксена, серпентинизированного оливина, магнетита. Дайки имеют мощность от первых метров до 20–30 м и протяженность до 3–4 км. По представлениям ряда исследователей [Брахфогель, Шпунт, 1989; Конев, 1989; Подвысоцкий и др., 1997; Округин, Королева, 2000] трубки сложены ультракалиевыми магнезиальными породами близкими к лампроитам, лейцитовыми и санидиновыми высокоглиноземистыми лампроитами, бостонитами, щелочными пикритами и др. Несмотря на критическую публикацию авторитетного специалиста в этом вопросе Р.Х. Митчелла [1988], который отверг лампроитовую природу талахтахских магматитов и вновь предложил считать их высоко-калиевыми трахитами, последовательно отстаивается точка зрения на принадлежность талахтахского комплекса к санидиновым лампроитам [Вишневский, 2006]. Трубки в районе р. Талахта являются продуктами взрывного внедрения глубинных, богатых Mg и K флюидно-расплавных смесей.

Наши данные подтверждают, что по петрохимическим параметрам базиты Талахтахской диатремы ультракалиевые высокомагнезиальные ($mg\#$ 66–74) плюмазитовые (ASI 1,26–2,23) с очень низким содержанием Na_2O (0,05–0,15%) и относятся к шошонит-латитовой серии. Нетипичным для щелочных базальтоидов является низкое содержание P_2O_5 0,05–0,2%, умеренное, а иногда низкое содержание TiO_2 (0,8–2,36%). При нормализации на состав примитивной мантии (рис. 31) выявляются положительные аномалии K, Rb, Ba, и отмечается высокое содержание Li (117–257 мкг/г) (рис. 31). Хорошо выражена отрицательная аномалия Sr, слабее Pb, что характерно для пород мантийного происхождения. Для всех разностей отмечается низкое содержание PЗЭ и слабо фракционированная структура их распределения ($(La/Yb)_N$ 1,9–3,3). Содержание PЗЭ выше в стекловатых миндалекаменных разностях с редкими лейстами санидина в матриксе (Σ PЗЭ 71,76–86,55 мкг/г, Eu/Eu^* 0,85–0,63). Наиболее бедны PЗЭ низкотитанистые сферолитовые разности

($\Sigma P3Э$ 29,79 мкг/г, $Eu/Eu^*1,12$). Порфиновые оливин-санидиновые тефриты наиболее обогащены Sr (до 300 мкг/г) и характеризуются фракционированной структурой распределения легких лантаноидов, за счет чего величина $(La/Yb)_N$ увеличивается до 4,8.

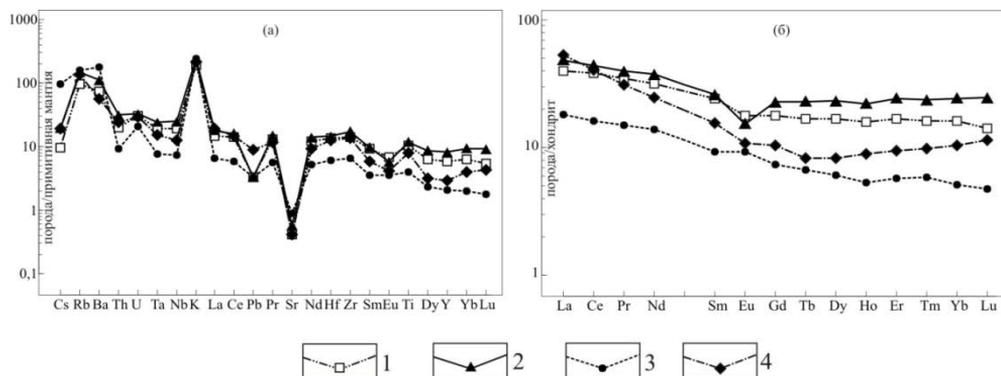


Рис. 31. Мультиэлементные диаграммы для базитов Талахтахской диатремы

1 – афировый миндалекаменный тефрит; 2 – санидиновый миндалекаменный тефрит (лейсты санидина в ом – 15%); 3 – миндалекаменный сферолитовый лавокластит; 4 санидин-оливиновый тефритовый порфирит.

Время формирования талахтахского комплекса U-Pb методом по циркону определить не удалось, весь циркон оказался захваченным из боковых пород [Свириденко и др., 2013ф]. На основании находки в трубке Халцедоновая [Пономаренко, Потуроев, 1970] обломков обугленной древесины рода *Araucariaphytus* из группы *Protopinaceae*, наиболее вероятный возраст которой, по заключению И. А. Шилкиной, рэт-лейас, возраст талахтахского комплекса принимается раннеюрским. Радиологические (K-Ar) датировки долеритов и песчаников из трубки Талахтах рифейские: 1210 ± 20 , 1280 ± 70 и 1440 ± 80 млн лет [Милашев, 1984; Брахфогель, Шпунт, 1989] и 924–1416 млн лет [Округин, Королева, 2000]. Считается, что рифейские значения возраста получены из включений долеритов рифейских даек [Легенда..., 2009ф]. Сторонниками лампроитовой природы талахтахского комплекса предполагается его потенциальная алмазность. Россыпь алмазов по р. Талахтах с проблематичным коренным источником развездана и учитывается Госбалансом (по состоянию на 01.01.2015 г.) как подготавливаемая к освоению.

Билляхский гипабиссальный комплекс кимберлитовый (tJ₃bl). Позднеюрские кимберлиты установлены в бассейне правобережья нижнего течения р. Анабар. Комплекс представлен двумя трубками – Надежда и Гренада и телом неясной морфологии. Трубка Надежда (50×15 м) имеет в плане округло-вытянутую форму и на вскрытую глубину сложена корой выветривания по кимберлитовым брекчиям, представляющей собой глинистую зеленовато-серую массу с реликтами порфировых слюдяных кимберлитов, ос-

новная масса которых сложена слюдой (60–70 %), карбонатом (30–35%) и изредка серпентином. В тяжелой фракции установлены пикроильменит, апатит, рудные минералы, сидерит и в незначительных количествах – циркон, рутил, лейкоксен, алмадин, пироп, хромит, магнетит, оливин, пироксен, эпидот, турмалин, ставролит, шпинель, пирит. Трубка Гренада имеет дайкообразную форму и размеры 120×25 м. Она сложена кимберлитовой брекчией, слюдистым кимберлитом и щелочным порфиловым пикритом. До глубины 179 м кимберлит и кимберлитовая брекчия подвержены интенсивному выветриванию. В кимберлитовых трубках установлены единичные кристаллы алмаза.

Слюдистые кимберлиты, залегающие на глубине более 179 м в трубке Гренада и сохранившиеся в отдельных блоках трубки Надежда, представляют собой плотные темные зеленоватые и серые породы с порфиловой структурой. Порфиловые выделения (15–20%) представлены псевдоморфозами карбонатов, серпентина, гидроокислов железа и глинистых минералов по оливинову и флогопиту. Основная масса состоит из гидрослюды и хлорит-серпентинового агрегата со шлирами и гнездами карбоната, флогопита и густой вкрапленностью магнетита, перовскита и лейкоксена. В тяжелой фракции преобладает магнетит, в резко подчиненном количестве присутствуют перовскит, лимонит, хромит и пирит и в единичных знаках – пикроильменит, пироп, оливин, хромдиопсид, гематит, сидерит, алмадин, пироксены, амфиболы, эпидот, ставролит, циркон, рутил, шпинель, апатит, барит. На северо-западном фланге трубки Гренада установлены беспироксеновые щелочные порфиловые пикриты свежего облика. Порфиловые вкрапленники представлены оливином (около 20%), основная масса кальцитом с немногочисленными чешуйками слюды и с густой рудной вкрапленностью, иногда в сростании с перовскитом.

Кимберлиты билляхского комплекса, слагающие тр. Гренада и Надежда имеют своеобразный состав пород лампроитовой ветви – маджганитов [Кимберлиты..., 2010, с. 95]. Трубки билляхского комплекса прорывают отложения среднего кембрия и перекрыты четвертичными образованиями. На основании двух Rb-Sr радиологических датировок (среднее 159 ± 7 млн лет) слюдяных кимберлитов трубки Гренада [Зайцев, 2006], время формирования билляхского комплекса относится к поздней юре [Легенда..., 2009ф].

Не исключено более широкое развитие позднеюрских кимберлитов: циркон с возрастом 156 ± 3 млн лет установлен нами в кимберлитах тр. Тылочки в Старореченском поле. Циркон из карбонатитовых брекчий Орто-Бяргинского поля также имеет позднеюрский возраст $148,7 \pm 2,5$ млн лет (SHRIMP II) [Граханов, Смелов, 2011]. Аналогичные результаты по карбонатитам 158 ± 7 – 152 ± 3 млн лет были получены и ранее [Griffin et al., 1999; Зайцев, 2006]. Возможно, что и другие трубки в Старореченском и Орто-Бяргинского полях сложены потенциально алмазоносными позднеюрскими кимберлитами.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метаморфические образования широко распространены на территории Анабарского щита. Полиметаморфические гранулиты слагают архейские жесткие глыбы: Ильинскую, Далдынскую, Джелидинскую и архей-раннепротерозойскую Попигайскую. В тектонических зонах, разделяющих гранулитовые глыбы, проявлен более низкотемпературный регрессивный метаморфизм амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и, в отдельных случаях, зеленосланцевой фаций. В настоящее время в пределах Анабарского щита выделяется несколько этапов регионального гранулитового метаморфизма и дислокационно-метаморфические комплексы зон разломов: Салтах-Билляхский, Ченгелех-Харапский, Котуйкан-Монхолинский и Верхнеламайский мигматит-гнейсовые комплексы. В связи с импактными событиями в позднем эоцене в Попигайском метеоритном кратере сформирован попигайский коптогенный комплекс.

Региональный метаморфизм. В пределах Анабарского щита широко проявлен региональный метаморфизм гранулитовой фации в позднем архее и в раннем протерозое. В раннем протерозое также широко проявлен региональный метаморфизм амфиболитовой фации и ограниченно – эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Позднеархейский метаморфизм гранулитовой фации (двупироксеновых гнейсов) проявлен в кристаллических сланцах и плагиогнейсах далдынской и верхнеанабарской серий. P-T условия регионального гранулитового метаморфизма соответствуют геотермальному градиенту превышающему 35 °C/км при очень высоком тепловом потоке, который может быть вызван только магматическим разогревом. Такие условия достигаются на конвергентных окраинах плит, в континентальных рифтах, горячих точках и по периферии крупных глубокозалегающих батолитов [Минц, Эриксон, 2016].

Большая часть Анабарского щита сложена пироксеновыми плагиогнейсами, которые наиболее широко развиты в нижней части разреза – далдынской и верхнеанабарской сериях. По инициативе О. М. Розена [Архей..., 1988] за этими породами устойчиво закрепилось название эндербитов или эндербитоидов, т. е. пород с характерной минеральной ассоциацией: Ну – Pl – Q.

На основании анализа парагенезисов минералов в пределах щита были выделены метаморфические (структурно-вещественные) комплексы [Вишневицкий, 1978], отражающие неоднородные условия метаморфизма гранулитовой фации и сложную геологическую историю развития региона. На терри-

тории листа R-49 таких комплексов выделялось два – анабарский и хапчанский. Анабарский комплекс соответствует метаморфическим образованиям далдынской и верхнеанабарской серий Далдынской СФЗ, хапчанский комплекс – хапчанской серии Попигаической глыбы Хапчанской СФЗ.

На основании петрографических исследований установлены закономерные минеральные парагенезисы архейских гранулитов [Лутц, 1964; Вишневский, 1978]. Наиболее глубинные гранатсодержащие основные кристаллические сланцы представлены эклогитоподобными гранат-клинопироксеновыми, гранат-двупироксеновыми и гранат-гиперстеновыми породами со следующими минеральными ассоциациями: $Gr_{157-66}+Cpx_{20-30}+Hyp_{40-45}+Cord_{18-20}+Pl+Q$, $Gr_{70-77}+Cpx_{33-52}+Pl(An_{40-80})$, $Gr_{50-60}+Hyp_{30-42}+Pl(An_{36-60})$, $Gr_{66-84}+Hyp_{47-61}+Cpx_{33-55}+Pl(An_{40-56})$ и $Gr_{53-65}+Am_{40-48}+Pl(An_{30-45})$.

Среди парагенезисов высокоглиноземистых пород присутствуют ассоциации $Hyp_{28-36}+Sil+Q$; $Gr_{41-43}+Hyp_{22-32}+Sil+Cord_{9-15}$; $Hyp_{15-41}+Saph_{7-25}+Cord_{10-20}+Sil+Bt_{5-27}$ и $Gr_{44}+Hyp_{28}+Saph_{25}+Sil+Cord_{14}+Bt_{22}$. Характерны также парагенезисы $Gr_{49-56}+Hyp_{25-29}+Cord_{18-20}+Bt_{24-30}$; $Gr_{55-65}+Cord_{14-22}+Sil$; $Gr_{58-60}+Sill+Bt$; $Gr_{53-64}+Cord+Bt_{27-50}$, которые, судя по составам слагающих их минералов, свидетельствуют о большой глубине и высоких температурах метаморфизма. В мраморах обычны парагенезисы $Di+Fo+Cc$ и $Di+Dol+Fo$ [Вишневский, 1978].

Условия метаморфизма на основании метода фазового соответствия, а также набора критических парагенезисов оцениваются давлением 8,5–12 кбар, при температуре 820–950°C. Высокие температуры метаморфизма подтверждаются наличием в центральной части Анабарского щита в верховьях р. Алы высокоглиноземистых пироп-сапфириновых пород [Лутц, Копанева, 1968], которые являются индикаторными для ультравысокотемпературного (ultrahigh temperature (UHT) >900°C) метаморфизма. Сапфириновые породы также упоминаются при описании разрезов далдынской и верхнеанабарской серий [Геологическая..., 1984].

Датирование гранулитовых комплексов является сложной задачей определения возраста исходных пород и возраста метаморфических преобразований. Первые результаты датирования цирконов из гранулитов Анабарского щита, показали, что гранулиты являются полиметаморфическими образованиями и подвергались гранулитовому метаморфизму, по меньшей мере, дважды: первый раз в архее, второй раз – в раннем протерозое. По результатам U-Pb датирования циркона было определено время проявления архейского метаморфизма 2,7 млрд лет [Архей Анабарского щита..., 1988, Бибикина и др., 1989]. Однако, в процессе дальнейших исследований, выяснилось, что в Далдынской глыбе наиболее ранние процессы гранулитового метаморфизма с возрастом $2,76 \pm 0,02$ млрд лет, фиксируются лишь местами, тогда как ареальные возрастные оценки оказываются существенно моложе: 2,0–1,8 млрд лет [Розен и др., 2000]. Тем не менее, иногда удается выявить еще более древние раннеархейские проявления метаморфизма [Степанюк и др., 1993].

Не так давно стало возможным получение изотопно-геохимических данных на микроуровне, не только для минералов, но и отдельных участков полигенных кристаллов. В последние годы зарубежными и отечественными ис-

1 Здесь и далее в подстрочном индексе указана железистость минералов.

следователями были получены новые данные о геохимических и структурных особенностях циркона, указывающие на условия его генезиса. Так, было установлено, что рост цирконов в условиях высоких ступеней метаморфизма (гранулитовая фация) происходит либо в субсолидусных условиях (твердофазном состоянии) в присутствии водного метаморфического флюида, либо из анатектического расплава [Каулина, 2010]. Состав и распределение редких и редкоземельных элементов в цирконе отражают условия кристаллизации и вероятный парагенезис минералов. Индикатором высокой степени метаморфизма является отношение Lu/Gd, по низкой величине которого фиксируется рост циркона в присутствии граната – основного минерала-концентрактора тяжелых РЗЭ в гранулитах и эклогитах или отсутствие граната в парагенезисе при высоких величинах Lu/Gd [Whitehouse, Platt, 2003; Rubatto, Herman, 2007]. Обычно гранулитовый циркон отличается низким содержанием элементов-примесей. Одним из проблемных вопросов метаморфической геохронологии является определение времени кристаллизации гранулитового циркона: происходит ли оно вблизи пика метаморфизма или гораздо позже на регрессивной стадии вследствие декомпрессионного плавления [Roberts, Finger, 1997; Schaltegger et al., 1999]. Использование химического состава циркона в точках измерений изотопного возраста позволяет соотносить время образования циркона с определенными этапами и стадиями метаморфических процессов.

Наиболее ранний процесс ультраметагенной переработки мафитов – эндербитизации дупироксенового мафитового гранулита, установленный в бекелехской толще далдынской серии на основании парагенетических и кристаллогенетических исследований циркона в комплексе с его изотопным датированием, имеет возраст 3347 ± 21 млн лет [Степанюк и др., 1993].

Наиболее ранний метаморфизм в килегирской толще был зафиксирован в плагиогнейсах пр. 167 из килегирской толщи на участке Далдын. В популяции циркона из 8 зерен с возрастом 2985 ± 9 млн лет преобладают зерна с тонкой осцилляторной зональностью магматического типа с отношением Th/U 0,75, $(Lu/Gd)_N$ 22–27. Однако в этой группе циркона краевые части зерен (9.2 и 14.2 на рис. 32) характеризуются высокими содержаниями U (920–2100 мкг/г, отношение Th/U снижается до 0,03–0,08), высоким содержанием легких РЗЭ и низким отношением $(Lu/Gd)_N$ 5–18. Обогащенные легкими РЗЭ цирконы имеют резко выраженные положительные аномалии европия ($Eu/Eu^* = 2,06–4,79$), их температура кристаллизации по титановому геотермометру (T_{Ti}^{Zir}) [Watson, Harrison, 2005] наиболее высокая: 813–1052°C.

Эти участки интерпретируются как результат ультраметагенной переработки (эндербитизации) пород в связи с ультравысокотемпературным (900–1100°C) гранулитовым метаморфизмом. Как показали недавние исследования [Korhonen et al., 2013], продолжительность ультравысокотемпературного метаморфизма может превышать 200 млн лет, широкое развитие вблизи пика УНТ-метаморфизма в это время получают эндербитовые и чарнокитовые расплавы. Приведенный пример для плагиогнейсов далдынской серии интерпретируется нами как свидетельство формирования ультравысокотемпературного циркона, сильно обогащенного легкими РЗЭ и с резко выраженными положительными аномалиями Eu с возрастом около 2985 млн лет. Этот цир-

кон интерпретируется как следствие эндербитизации гранулитов в восстановительной среде с высокой концентрацией флюидов в условиях УНТ-метаморфизма, что косвенно указывает на подслаивание (андерплейтинг) нижней части коры горячими базальтовыми магмами около 2985 млн лет.

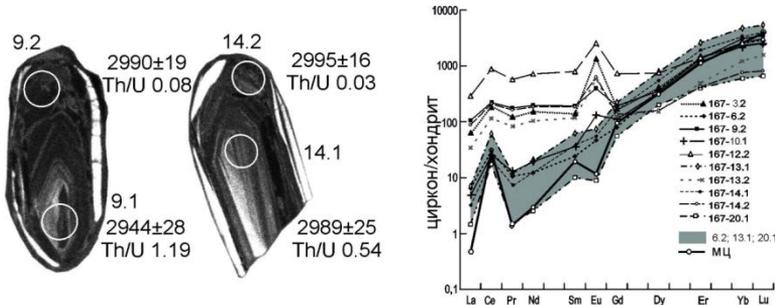


Рис. 32. Катодолюминесцентные (КЛ) изображения типовых зерен циркона из плагиогнейсов далдынской серии (пр. 167) и графики распределения РЗЭ в цирконе в точках определения возраста.

Окружностями на КЛ изображениях (диаметр 20 мкм) указаны участки определения возраста. Подписи около окружностей – номер точки измерения, возраст в млн лет по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, величина отношения Th/U. На диаграмме справа серым цветом залито поле графиков циркона магматического типа с возрастом 2985±9 млн лет. МЦ – типовой магматический циркон по [Hoskin, 2005].

Более поздний архейский гранулитовый метаморфизм фиксируется в полигенных зернах циркона из мезократовых гиперстеновых плагиогнейсов килегирской толщи (пр. 169), в которых фиксируются три разновозрастных этапа их формирования (рис. 32).

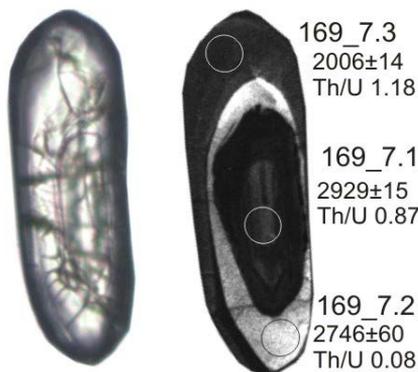


Рис. 33. Оптическое (слева) и катодолюминесцентное (КЛ) изображение (справа) полигенного зерна циркона из гиперстеновых плагиогнейсов килегирской толщи далдынской серии (пр. 169) с точками измерений, результатами определения возраста в млн лет и отношениями Th/U в точках измерения возраста.

В полигенном зерне циркона (рис. 33) сохранилось ядро с нарушенной магматической зональностью и возрастом по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 2929 ± 15 млн лет. Оно окружено белой оболочкой гранулитового циркона с возрастом 2746 ± 60 млн лет. Такой же белый в КЛ циркон присутствует в зернах на рис. 32, но их возраст там не определен из-за малой ширины оболочек. Вокруг белых оболочек развита серая кайма с возрастом 2006 ± 14 млн лет (рис. 33). Последняя интерпретируется как возраст протерозойского гранулитового метаморфизма. Конкордантный возраст архейского метаморфизма по 4 измерениям белого циркона составил 2683 ± 20 млн лет. Представляется, что этот возраст фиксирует только время завершения одного из этапов (позднего) архейского гранулитового метаморфизма и закрытия U-Pb системы белого циркона.

Раннепротерозойский метаморфизм гранулитовой фации проявлен в большинстве изученных пород далдынской и верхнеанабарской серий, для которых он является наложенным на уже метаморфизованные в архее гранулиты. Проявление протерозойского гранулитового метаморфизма фиксируется по наличию оболочек, кайм, иногда самостоятельных зерен гранулитового циркона раннепротерозойского возраста. Для пород хапчанской серии, интрузивных образований салтахского и экитского комплексов протерозойский метаморфизм 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 гранатосодержащих пород серии является, наряду с широким развитием карбонатных пород, ее специфическим признаком.

Парагенезисы высокоглиноземистых пород [Вишне夫斯基, 1978] представлены главным образом силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой и лишь частично силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфациями. Наиболее характерны парагенезисы $\text{Gr}_{61} + \text{Cord}$, $\text{Gr}_{65} + \text{Cord}_{25} + \text{Sil} + \text{Bt}_{40}$, $\text{Gr}_{65-70} + \text{Sil} + \text{Bt}_{50-55}$, а также $\text{Gr}_{60-85} + \text{Bt}_{35-61}$, $\text{Gr}_{65-72} + \text{Hyp}_{45-55} + \text{Gf}$. Дополнительными фазами каждой ассоциации являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц.

По данным А. Н. Вишневого [1978] среди парагенезисов основных кристаллических сланцев, пироксеновых и двупироксеновых гнейсов гранатосодержащие разности установлены лишь в пределах Билляхской зоны смятия и повторного метаморфизма либо вблизи нее и характеризуются ассоциациями $\text{Gr}_{66} + \text{Hyp}_{40} + \text{CPx}_{30} + \text{Pl} (\text{An}_{40}) + \text{Q}$, $\text{Gr}_{76} + \text{CPx}_{46} + \text{Pl} (\text{An}_{45}) + \text{Q}$ в самой Билляхской зоне и $\text{Gr}_{78} + \text{CPx}_{43} + \text{Hyp}_{55} + \text{Am}_{53} + \text{Pl}$ вблизи ее восточного контакта. Гранат в данной группе пород полностью отсутствует восточнее Билляхской зоны, хотя двупироксеновые кристаллические сланцы и плагиогнейсы распространены достаточно широко. Лишь в одном месте среди пород верхнеанабарской серии встречен гранат-амфиболовый гнейс, характеризующийся ассоциацией $\text{Gr}_{94} + \text{Am}_{79} + \text{Pl} (\text{An}_{37}) + \text{Ort} + \text{Q}$. Известково-силикатные и карбонатные породы включают следующие полиминеральные парагенезисы: $\text{Cc} + \text{Di} + \text{Sc} + \text{Q} + \text{Or}$,

Cc+Di+Sc+Flg+Ort, Dol+Cc+Fo+Sp, Cc+Di+Sc+Gr+Woll, Cc+Di+Sc+Gr. Один из наиболее типичных парагенезисов кальцифиров Cc+Fo₃₈+Gr₇₆+Di₄₂+Flg₂₀.

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°C) температурами по сравнению с метаморфизмом архейских толщ.

Раннепротерозойский гранулитовый метаморфизм проявлен в возрастном диапазоне от 2096±17 млн лет 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 [Розен и др., 2000].

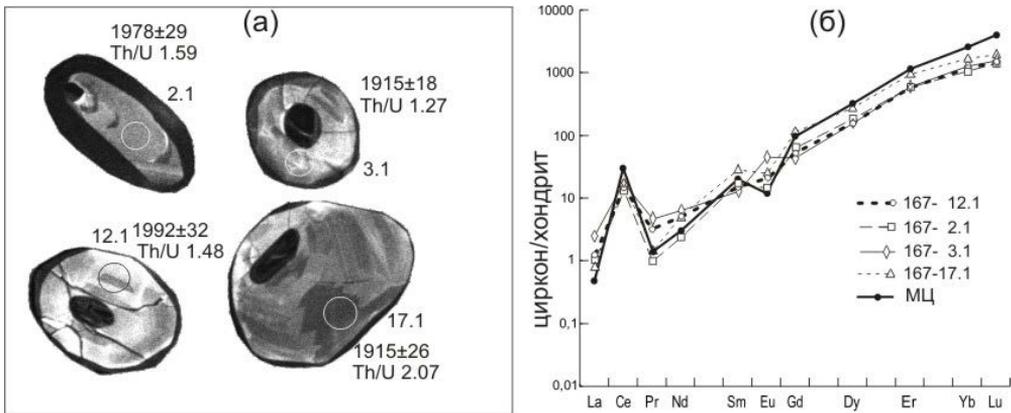


Рис. 34. КЛ изображения раннепротерозойского гранулитового циркона из плагигнейсов килегирской толщи в Далдынской глыбе.

(а) - точки измерений и результаты определения возраста по отношению ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb; (б) - графики распределения РЗЭ в точках измерения возраста. МЦ – типовой магматический циркон по [Hoskin, 2005].

Протерозойский гранулитовый циркон представлен субизометричными светлыми в КЛ 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 9257–11183; Y 444–753, ΣРЗЭ 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 РЗЭ он не отличается от типового магматического циркона, характерна его высокая температура кристаллизации по титановому геотермометру (T_{Ti^{Zir}}) [Watson, Harrison, 2005] 743–791°C. На этом основании можно предполагать, что циркон мог кристаллизоваться из межзернового распла-

ва при частичном плавлении гранулитов в процессе изотермальной декомпрессии. Кроме того, в КЛ вокруг светлого гранулитового циркона (рис. 34) часто видны черные каймы высокоуранового циркона, появление которого связано, по-видимому, с гранитизацией пород в условиях амфиболитовой фации на регрессивной стадии метаморфизма.

Раннепротерозойский метаморфизм амфиболитовой фации наиболее интенсивно проявлен в связи с зонами разломов, разделяющими гранулитовые глыбы, породы гранулитовой фации подверглись диафторезу, т.е. наложенному метаморфизму главным образом амфиболитовой и, частично, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также гранитизации и мигматизации. На площади листа R-49 выделяются верхнеламуйская, котуйкан-монхолинская, ченгелех-харапская и салтах-билляхская зоны диафтореза, соответствующие одноименным тектоническим зонам разломов ранга структурно-формационных подзон.

Верхнеламуйский комплекс мигматит-гнейсовый (dgPR_{1v}l) в Ламуйской СФпЗ, которая полностью совпадает с границами одноименной зоны диафтореза, имеющей ширину до 30 км и протяженность более 200 км. Простираение подзоны северо-западное, совпадающее с общим простираением гнейсовой толщи, границы большей частью тектонические. Границами листа R-49 захватывается только ее небольшой юго-восточный участок вблизи западной рамки площади в бассейне р. Ламуйка. Его протяженность 30 км и ширина до 10 км в наиболее широкой части.

Верхнеламуйский (ламукский) комплекс выделен Б. Г. Лутцем [1964] и представлен чередующимися биотитовыми, биотит-амфиболовыми и биотит-гранатовыми гнейсами и сланцами, которые повсеместно мигматизированы. Катаклиз и милонитизация проявлены сравнительно слабо [Лутц, Оксман, 1990]. В восточной части Ламуйской СФпЗ встречаются горизонты амфиболитов, часто гранатсодержащих, а также прослой кварцитов, линзы силлиманито-кордиеритовых и биотито-силлиманитовых гнейсов, мраморов, кальцифириров и филлитовидных сланцев. Характерен более интенсивный катаклиз, прослеживающийся на большие расстояния. Значительные по площади участки слагает комплекс мигматитов и гранитоидов, а комплекс тектонитов (катаклизитов, милонитов и бластомилонитов) – протяженные полосы.

Восточный контакт Ламуйской зоны проявлен нечетко. При пересечении контакта постепенно исчезают гранитизированные и диафторированные породы и появляется однообразная толща песочно-желтых гиперстеновых плагиогнейсов верхнеанабарской серии [Лутц, Оксман, 1990]. В магнитном поле выходы полиметаморфических пород верхнеламуйского комплекса характеризуются однородным отрицательным магнитным полем интенсивностью 400–1000 гамм.

Формирование верхнеламуйского комплекса связано с раннепротерозойской тектоно-магматической активизацией территории, заложением и развитием раннепротерозойских глубинных разломов. Верхняя возрастная граница определяется внедрением позднепротерозойских даек долеритов и габбро-долеритов, не затронутых милонитизацией и диафторезом. Определения абсолютного возраста комплекса К-Аг методом по биотиту и амфиболу дают значения 2000–1850 млн лет [Государственная..., 1978]. Раннепротерозой-

ский возраст комплекса принимается также по аналогии с более изученными подобными комплексами, в частности в Котуйкан-Монхолинской СФпЗ.

Котуйкан-монхолинский комплекс мигматит-гнейсовый (dgPR₁km) выделен в одноименной СФпЗ - самой крупной зоне диафтореза в пределах Анабарского щита. Она протягивается в северо-западном направлении на 300 км при ширине от 25–30 км в средней части до 60–70 км в южной и северной ее частях. На территории листа R-49 выходит ее южная половина вблизи западной рамки площади. Зона имеет линзовидно-блоковое строение с широко проявленными катаклазом и милонитизацией. Контакты с гранулитовыми блоками тектонические. Наряду с образованиями котуйкан-монхолинского комплекса широким развитием пользуются интрузивы билляхского, амбардах-коялахского и монхолинского комплексов, на севере подзоны закартированы интрузии салтахского, а на юге – маганского комплекса и единичные интрузии харапского комплекса. В целом степень наложенного метаморфизма неравномерна, местами сохранились участки с гранулитовыми ассоциациями верхнеанабарской и, возможно, далдынской серий. В вещественном составе преобладают интенсивно мигматизированные и гранитизированные биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, часто гранатсодержащие гнейсы и амфиболовые кристаллические сланцы, встречаются кварциты и глиноземистые гнейсы. В центральной части зоны присутствуют диафториты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации, представленные эпидот-актинолитовыми, эпидот-хлорит-актинолитовыми и эпидот-биотитовыми кристаллосланцами. Степень динамометаморфизма разная, довольно широко развиты бластомилониты очковой текстуры. Б. Г. Лутц и В. С. Оксман [1990] отмечают, что процессы метаморфизма и динамометаморфизма в пределах зоны проявлялись неоднократно. Процессы регрессивного метаморфизма гранулитов с привнесом водного флюида, последующее повсеместное образование мигматитов и выплавление гранитоидов происходило в условиях падения давления от 6 до 4 кбар и температур от 800 до 500°C и завершились формированием тектонитов зеленосланцевой фации при P=0,7 кбар и T=200–300°C, что соответствует подъему с глубин около 20 км до глубин 2–3 км [Розен, 1995].

В магнитном поле выходы полиметаморфических пород котуйкан-монхолинского комплекса характеризуются сравнительно однородными отрицательными значениями, интенсивностью 400–1000 гамм, которые осложняются узкими положительными аномалиями интенсивностью 500–1500 гамм.

Имеющиеся многочисленные K-Ar датировки диафторированных гнейсов Котуйкан-Монхолинской зоны охватывают интервал 1760–2030 млн лет [Легенда..., 2009ф]. U-Pb датировки по циркону из кварц-амфиболовых кристаллосланцев, гранитогнейсов и бластокатаклазитов гранитного состава дают основание предполагать для котуйкан-монхолинского мигматит-гнейсового комплекса интервал его формирования 1963±16–1897±25 млн лет [Гусев и др., 2013]. Аналогичный возраст 1916±9 млн лет ранее был получен для гранитогнейсов в Котуйкан-Монхолинской СФпЗ [Молчанов и др., 2011]. Возможно, что с гидротермально-метасоматическим процессом этого возраста

связан один из этапов формирования урановой минерализации в Котуйкан-Монхолинской СФпЗ [Молчанов и др., 2011].

Ченгелех-харапский комплекс мигматит-гнейсовый (dgPR₁ĉh) занимает основную часть площади Харапской и широко развит в Ченгелехской зонах смятия в пределах Ченгелех-Харапской СФпЗ. Харапская и Ченгелехская зоны смятия пространственно обособлены друг от друга по Анабарскому глубинному разлому. Харапская зона имеет северо-западное простирание, состоит из двух ветвей, имеющих в плане клиновидную форму и сужающихся к северу. Границы Харапской зоны с гранулитами тектонические. Они трассируются полосами катаклазированных и милонитизированных пород шириной 100–150 м. Вблизи границ Харапской зоны отмечается чередование линз диафторированных пород и резкое увеличение интенсивно мигматизированных разностей.

В формировании комплекса большую роль сыграли процессы дислокационного метаморфизма и связанного с ним анатексиса, полностью изменившие свойства пород гранулитовой фации. Тектонические движения со значительными перемещениями создали наложенную брахискладчатость, а более позднее – привели к образованию зон катаклаза и милонитизации. Тем не менее, наличие широких полос гранатовых и силлиманитовых гнейсов, графитосодержащих кварцитов и кальцифиров, указывают, что в западной ветви диафторезу подверглись, вероятно, породы подобные хапчанской серии, а наличие в восточной ветви магнетитовых кристаллических сланцев и широкое развитие амфиболитов свидетельствуют о возможных полиметаморфических преобразованиях пород далдынской или верхнеанабарской серий.

Комплекс включает в себя очень широкий спектр пород от основных разностей до средних, кислых и ультракислых силекситов [Лутц, Оксман, 1990]. Породы комплекса сильно гранитизированы, в количественном отношении преобладают гранитоидные породы, близкие к мясо-красным гранитам аляскинского типа и их мигматиты. В Ченгелехской зоне смятия процессы гранитизации проявлены наиболее интенсивно (возможно за счет более глубокой эродированности зоны). Основной объем зоны занимает Ченглёхский мигматит-плутон билляхского комплекса, а также множество крупных (протяженностью до нескольких десятков км и мощностью 2–3 км) и более мелких конформных тел гранитоидов. В строении Ченгелехского плутона и его обрамления принимают участие метаморфические породы субстрата, представляющие по внешнему виду и составу различные стадии преобразования гиперстеновых и двупироксеновых плагиогнейсов амбардахской толщи в порфиробластические гранитоиды [Государственная..., 1987].

Наиболее характерными негранитизированными образованиями являются биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, они слагают полосы шириной до 3–4 км и протяженностью до 20 и более км. Следующие по распространенности полосчатые кварц-полевошпатовые гнейсы и разгнейсованные породы, в которых в качестве темноцвета присутствуют биотит, роговая обманка, иногда гранат. В высокоглиноземистых разностях содержится также кордиерит и силлиманит. В известковистых разностях гнейсов в качестве темноцвета присутствует роговая обманка, иногда роговая обманка и биотит, в существенно известковистых – появляется диопсид [Лутц, Оксман, 1990].

Амфиболиты слагают линзовидные и пластовые тела мощностью до 2 км и протяженностью до 10–15 км. Они переслаиваются с биотитовыми, амфиболовыми, гранат- и силлиманитсодержащими гнейсами, нередко образуя будинаж-структуры. Присутствуют графитсодержащие кварциты и кальцифиры. Изредка встречаются реликтовые слои пироксеновых плагиогнейсов. Характерными образованиями зоны являются «очковые» гнейсы. В пределах зон интенсивной милонитизации развиты хлорит-актинолитовые, эпидот-хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы.

Раннепротерозойский возраст комплекса принимается по аналогии с более изученными подобными комплексами котуйкан-монхолинским, ламуйкским, салтах-билляхским.

Салтах-билляхский комплекс мигматит-гнейсовый (dgPR_{1sb}) распространен в восток-северо-восточной части Анабарского щита и слагает площадь Салтах-Билляхской СФпЗ в пределах Хапчанской СФЗ. Распространение комплекса контролируется Билляхской и Салтахской зонами смятия, в пределах которых широко развиты порфиробластовые гранодиориты и граносиениты билляхского комплекса, метабазиты салтахского комплекса и многочисленные мелкие тела аляскитов маганского комплекса.

Площадь распространения салтах-билляхского мигматит-гнейсового комплекса находится на стыке Желиндинского и Хапчанского гранулитовых блоков и протягивается в пределах Анабарского щита в северо-западном направлении около 250 км при ширине до 30 км. Границы зон смятия тектонические. В билляхской зоне комплекс состоит из отдельных милонитовых швов, между которыми заключены в различной степени диафторированные породы хапчанской серии – биотит-амфиболовые гнейсы с гранатом и графитом и с редкими прослоями карбонатных и известково-силикатных пород. Встречаются диафториты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (эпидот-салитовые гнейсы с андрадитом и филлитовидные сланцы). В Салтахской зоне состав комплекса весьма пестрый: примерно в равных соотношениях развиты реликтовые глыбы пород гранулитовой фации, диафториты амфиболитовой фации, представленные амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами и амфиболитами, а также филлитовидные сланцы.

Метасоматические образования. Ранние проявления метасоматоза в далдынской и хапчанской сериях связаны с процессами регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, наложенной на комплексы пород гранулитовой фации, сопровождающиеся базификацией кристаллических сланцев и скарнированием карбонатных пород. Скарны по составу – пироксеновые, шпинель-пироксеновые, околоскарновые породы – диопсид-скаполитовые и др. метасоматиты.

В размещении постмагматических метасоматитов в хапчанской серии, основную роль играет тектонический фактор. По минеральному составу они отвечают группе постмагматических магнезиальных и известковых скарнов, образующих неправильной формы тела, жилы, гнезда. Основные минералы метасоматитов – калишпат, скаполит, пироксен, волластонит, кальцит, шпинель, форстерит. Химический состав метасоматитов определяется составом исходных пород.

Разнообразные гидротермально-метасоматические образования широко распространены в зонах смятия Анабарского щита, где они представлены производными процессов динамометаморфизма – катаклазитами и милонитами и их бластическими разностями – бластокатаклазитами и бластомилонитами. Высокая интенсивность проявления гидротермально-метасоматических процессов послужила основанием для выделения тектоно-флюидитных зон на Анабарском щите [Молчанов и др., 2009ф, Молчанов и др., 2011], характеризующихся специфической металлогенией.

По данным А. В. Молчанова с соавторами [2009ф, 2011] в пределах Салтах-Билляхской СФпЗ зоны широко развиты метасоматические новообразования, слагающие раннепротерозойский формационно-генетический ряд: формация кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов → формация пропилитов → формация эйситов (пропилито-эйситов). Вещественные составляющие этих формаций характеризуются вышекларковыми содержаниями радиоактивных элементов, что наиболее характерно для формации кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов, с которыми связаны проявления радиоактивной минерализации ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формации в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах и ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формации в карбонатитах. В пределах Салтах-Билляхской СФпЗ рудоносные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты слагают системы субсогласных, реже косесекущих линз и шпиров, мощность которых достигает первых метров. Характер распределения рудной минерализации точечно-струйчатый, мелко гнездовый. Размер гнезд доходит до 6×10 см [Молчанов и др., 2009ф].

В Котуйкан-Монхолинской СФпЗ с биотитовыми, двуслюдяными гранитами монхолинского комплекса генетически связаны высокотемпературные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты. Также встречаются пропилиты (калиевых) – эпидот-калишпатового, актинолит-эпидот-калишпатового состава с незначительным количеством альбита, олигоклаза и хлорита [Молчанов и др., 2009ф].

Производные ультраметаморфических процессов и, в первую очередь, высокотемпературного кремнещелочного метасоматоза, характеризуются вышекларковыми содержаниями радиоактивных элементов. Рудопроявления этого типа относятся к ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формации в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах. Рудоносными породами выступают собственно высокотемпературные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты и бластокатаклазиты, обогащенные биотитом. Рудные минералы в них представлены уранофаном и отенитом, отчетливо тяготеющим к струйчатому, гнездовому и струйчато-гнездовому скоплениям биотита в бластокатаклазитах по кристаллосланцам котуйкан-монхолинского комплекса (проявления урановой минерализации - Ленинградское I и II) [Молчанов и др., 2009ф]

Коптогенные образования развиты в Попигайском метеоритном кратере.

Попигайский коптогенный комплекс импактитов и импактных брекчий (st-mkP_{2p}). После открытия в 1948 г. Д. В. Кожевиным в бассейне среднего течения р. Попигай котловины округлой формы, заполняющие ее поро-

ды относились к осадочно-вулканогенным образованиям мелового или мезокайнозойского возраста, а сама котловина рассматривалась как грабен, вулкано-тектоническая кальдера, эрозионная впадина, кратер оседания, наложенная синеклиза и т.д. В 1970 г. в результате полевых исследований и анализа всех имеющихся материалов В. Л. Масайтисом была обоснована точка зрения о том, что Попигайская котловина имеет метеоритно-взрывное происхождение, а заполняющие ее образования представлены в разной степени изменёнными в условиях ударного метаморфизма породами разного состава и генезиса (от мезозоя по архей включительно) в период единого импактного события [Масайтис и др., 1971, 1972]. Этот вывод подтвердили последующие многочисленные геолого-съёмочные, геолого-поисковые, геофизические, разведочные и научно-исследовательские работы.

Попигайская астроблема, диаметр которой составляет 100 км, возникла в результате удара астероида около 35,7 млн лет тому назад. Она является одной из крупнейших на земной суше и отличается незначительной эродированностью. Мишенью явились породы фундамента и осадочного чехла платформы, первые представлены различными гнейсами и кристаллическими сланцами, вторые – кварцитами, известняками, доломитами, песчаниками, сланцами и другими породами чехла позднепротерозойского, палеозойского и частично мезозойского возраста общей мощностью около 1 км.

Особенностью внутренней структуры астроблемы является наличие центральной впадины, кольцевого поднятия кристаллического основания и кольцевого желоба. Последний окружен зоной деформированных пород, особенно четко выраженной в осадочном чехле. Впадина и желоб заполнены различными импактными брекчиями и импактитами, возникшими при ударных преобразованиях и перемещении раздробленных и переплавленных местных пород. Импактные брекчии и импактиты развиты также на небольших участках за пределами кратера, это сохранившиеся от эрозии останцы покрова выбросов.

В составе попигайского коптогенного комплекса выделены четыре толщи: коптокластитов, зювитов, тагамитов и мегабрекчий. Толщи обладают литологическим и фациальным единством пород, наличием хорошо выраженных границ и занимают определенное положение в структуре кратера и в строении комплекса. В разных морфоструктурных зонах кратера разрез комплекса отличается мощностями слагающих его толщ, морфологией тел, условиями залегания и особенностями состава (рис. 35).

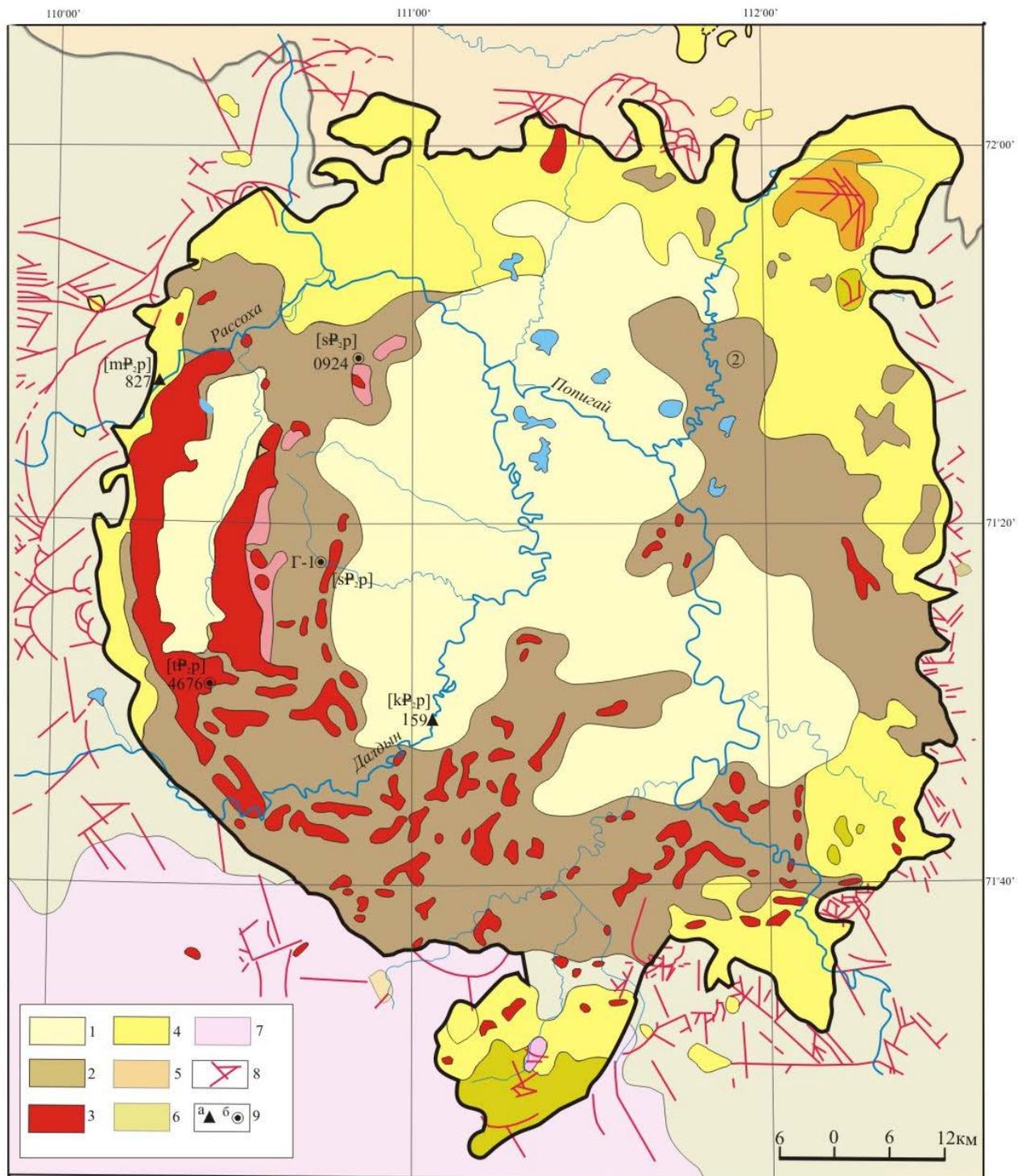


Рис. 35. Схематическая геологическая карта Попига́йского метеоритного кратера (по материалам [Легенда..., 2009ф; Масайтис и др., 2013]).

1-4 - попига́йский коптогенный комплекс: 1 - коптокластиты, 2 - зювиты, 3 - тагамиты, 4 - грубообломочные аллогенные брекчии; 5-7 - породы цокольного комплекса: 5 - осадочные вулканогенные и интрузивные породы перми и триаса, 6 - осадочные породы рифея, венда и кембрия, 7 - кристаллические породы архея и нижнего протерозоя; 8 - разрывные нарушения; 9 - местоположение типовых разрезов толщ попига́йского коптогенного комплекса в отложениях (а) и в скважинах (б) и их номера. В скобках указан индекс толщи.

Толща коптокластитов (кР_{2р}) слагает верхнюю часть комплекса, образуя пластообразные и линзовидные тела, залегающие практически на всех подразделениях комплекса. Они имеют повсеместное развитие в пределах кратера и фрагментарно сохранились за его пределами, главным образом, на северо-востоке, где залегают на толще мегабрекчий или непосредственно на деформированных породах перми и триаса. Максимальные мощности толщи приурочены к внутренней воронке кратера, ограниченной кольцевым поднятием. Сложена толща слабосцементированными псаммито-алевритовыми брекчиями (тонко дезинтегрированным материалом пород, главным образом, мезозоя) со щебнем и глыбами (до 10–15 %) пород осадочного чехла и местами с включениями (до 5%) импактных стекол. На разных уровнях вертикального разреза могут встречаться скопления глыб ударно-метаморфизованных гнейсов, бомб импактного стекла и мелких тел зювитов и тагамитов. Типовой разрез толщи в центральной части кратера представлен по правому борту р. Далдын, в 5 км ниже сопки Мунгурдах-Суопката, в кольцевом желобе, где он вскрыт скважиной на левом склоне верхнего течения руч. Чокурдах-Кенгдей в интервале 5,0–233,0 м.

Толща мегабрекчий (mР_{2р}) слагает основание комплекса, образуя пластообразные и линзовидные тела. Наиболее обширные выходы толщи вскрываются на севере и юге за пределами воронки кратера. Залегают они на ударно-деформированных породах осадочного чехла и кристаллического фундамента и перекрываются образованиями толщ зювитов и тагамитов, а за пределами воронки кратера – коптокластитов. Сложена толща в разных соотношениях глыбами и блоками часто ударно-метаморфизованных осадочных и кристаллических пород, сцементированных тонкоразрушенным материалом состава этих глыб и блоков. Нередко в составе цемента значительный процент занимает коптокластит, присутствуют импактные стекла, также развиты брекчии, сцементированные тагамитами и зювитами. Типовой разрез толщи представляет широко известное обнажение «Пестрые скалы» на правом берегу р. Рассоха, в 1 км ниже устья р. Саха-Юреге (северо-западный борт кратера). Здесь отражены наиболее типовые особенности строения толщи, проявления ударного метаморфизма, характера цементации, характера границ и особенности взаимоотношения с перекрывающими толщами зювитов и тагамитов. В кольцевом желобе наиболее полный разрез толщи вскрыт скважиной, пробуренной в юго-западной части кратера, на левом склоне верхнего течения р. Балаган-Юреге в интервале 220,0–1080,0 м под толщей тагамитов.

Толща зювитов (sР_{2р}) составляет основной объем комплекса в центральной воронке кратера, где слагает линзовидное тело мощностью около 1 км, ограниченное кольцевым поднятием. Здесь она повсеместно перекрывается образованиями толщи коптокластитов с которой имеет характерные взаимоотношения через систему линз и полос и, вероятно, залегают на образованиях толщ мегабрекчий и тагамитов. За пределами кольцевого поднятия она наиболее широко развита в южной и западной частях района, где слагает пластообразные и неправильной формы тела, залегающие за пределами кольцевого желоба на деформированных породах осадочного чехла и кристаллического фундамента. Сложена толща в разных соотношениях обломками импактных стекол (более 10%) и пород осадочного чехла и кристаллического

фундамента, размером от сантиметров до первых метров, сцементированных тонко дезинтегрированным материалом этого же состава. Характерной и отличительной особенностью толщи является наличие бомб стекла, мелких тел тагамитов, агглютинатов и в целом резко невыдержанный размер включений пород и стекол. Типовой разрез толщи вскрыт скважиной, пробуренной на внешнем склоне кольцевого поднятия (возв. Маячика-Керикете) в интервале 25,5–276,8 м.

Толща тагамитов (tP_{2p}) занимает среднюю часть разреза комплекса в центральной впадине и в кольцевом желобе, где слагает мощные пластообразные тела, залегающие на границе толщ мегабрекчий и зювитов. Развита тагамиты также и непосредственно в толщах мегабрекчий и зювитов в виде линзовидных, дайкообразных и неправильной формы тел мощностью до первых десятков метров. Все тела сложены массивными, реже пористыми, тагамитами скрытокристаллического облика с включениями (в среднем 5–15%) обломков преимущественно ударно-метаморфизованных гнейсов и их минералов размером от десятых долей миллиметров до десятков и первых сотен метров. В строении тел участвуют высоко- и низкотемпературные тагамиты [Алмазоносные импактиты..., 1998].

Импактная структура была образована ударом метеорита хондритового состава типа L диаметром около 7–8 км. При этом пиковое давление на стадии сжатия составило свыше 600 ГПа, а общая энергия космического взрыва – около $1,5 \times 10^{23}$ Дж. Импактиты сформировались при ударном метаморфизме и плавлении гнейсов, а также выбросе и охлаждении возникшего расплава. Судя по характеру преобразования силикатных минералов гнейсов, в которых были найдены одновременно графит и алмаз, полиморфный переход одного в другой имел место при квазигидростатическом сжатии свыше 35 ГПа продолжительностью около 0,5 с и последующей разгрузке. Наиболее эффективное алмазообразование происходило в концентрической зоне, где уровень ударного сжатия составлял 35–60 ГПа. При высоких температурах импактного расплава и его медленном охлаждении попавшие в расплав алмазы подвергались частичному или полному окислению или же графитизации.

Алмазоносные импактиты, развитые в астроблеме, представлены двумя разновидностями – одна из них напоминает застывшую лаву, переполненную фрагментами гнейсов и других пород (тагамиты, плотность 2,4–2,5 г/см³), другая имеет внешнее сходство с вулканическими туфами, состоящими из мелких частиц и бомб застывшего импактного расплава, а также обломков метаморфических и осадочных пород (зювиты, плотность 2,2–2,3 г/см³). Импактиты выступают на поверхности на площади около 1140 км² (в том числе тагамиты на 306 км² и зювиты на 834 км²), общая площадь их развития, в том числе под перекрывающими наносами, составляет около 3500 км², алмазы присутствуют в них повсеместно. По геофизическим данным и данным бурения, а также исходя из геологической модели астроблемы, импактиты и импактные брекчии образуют в целом гигантскую линзу сложной формы и строения, диаметр которой около 70 км, а мощность в центральной части может достигать 2–3 км. Линза неоднородна как по латерали, так и вертикали. Собственно, алмазоносные импактиты залегают в виде мощных (до 600 м) и протяженных (до 10–15 км) субгоризонтальных пластовых и линзовидных

тел, встречаются также более мелкие неправильные тела мощностью в десятки метров. В пределах Попигайской астроблемы известны единичные находки «кимберлитовых» алмазов и минералов-спутников в плиоцен-четвертичных отложениях и в современном русловом аллювии. В краевых частях Попигайской структуры возможно выявление МПГ-медно-никелевого оруденения, которая по химическому составу коптогенных пород и объемам импактного плавления сопоставима с месторождением Садбери.

Время образования кратера и заполняющих его пород по геологическим данным может быть оценено интервалом от позднего мела до плиоцена. По данным радиологических датировок (K-Ar, треков U, Ar-Ar и др.), время формирования попигайского коптогенного комплекса 35,7 млн лет, что позволяет отнести его к позднему эоцену.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа R-49 находится на северо-восточной окраине Сибирской платформы, в средней части Анабаро-Оленекской антеклизы и ограничивается территорией восточной части Анабарского свода и его северного, восточного и южного погружения. В наиболее приподнятой части свода вскрываются образования архейско-раннепротерозойского фундамента Сибирской платформы – Анабарский щит.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

В вертикальном разрезе верхней части земной коры на рассматриваемой территории Сибирской платформы выделяются два структурных этажа: нижний – архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент и верхний – рифейско-фанерозойский платформенный чехол. Нижний – архейско-нижнепротерозойский структурный этаж представляет собой глубоко эродированный участок кристаллического фундамента, сложенный блоками пород гранулитовой фации метаморфизма, разделенных зонами диафтореза раннепротерозойского возраста.

В нижнем структурном этаже выделяются три структурных яруса: нижне-верхнеархейский, верхнеархейский и нижнепротерозойский, а в составе верхнего, рифейско-фанерозойского – рифейский, вендско-кембрийский, среднекаменноугольно-триасовый, юрско-меловой и кайнозойский структурные ярусы (тектоническая схема).

В качестве критериев для выделения структурных ярусов используются такие признаки как: изменение формационного состава отложений, характер проявлений магматизма, наличие несогласий, замыкание ранее существовавших или образование новых структур, изменение мощностей отложений и особенностей их распределения в пространстве.

Архейско-нижнепротерозойский структурный этаж

Нижне-верхнеархейский структурный ярус сложен стратифицированными метаморфическими образованиями далдынской и верхнеанабарской серий, подвергшимися, согласно со стратификацией, анатексису (эндербитизации) в условиях гранулитовой фации метаморфизма и включающими иногда

линзовидные тела и будины перидотит-пироксенитов далдынского комплекса.

Далдынская серия сложена в разных соотношениях мезомеланократовыми двупироксеновыми кристаллическими сланцами и плагиогнейсами, в переменных количествах – кварцитами, магнетитсодержащими кристаллическими сланцами и гранатовыми, гиперстен-гранатовыми, гранат-двупироксеновыми, силлиманитовыми гнейсами. Верхнеанабарская серия представлена гиперстеневыми, двупироксеновыми гнейсами и плагиогнейсами с пачками и пластами двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранат-двупироксеновых и гранат-гиперстеневых гнейсов и плагиогнейсов; редкими одиночными пластами и линзами кальцифиров, сапит-скаполитовых пород, кварцитов и, еще более редкими, линзами графит- и сапфиринсодержащих плагиогнейсов, гнейсов и магнетитовых кристаллических сланцев.

При определении формационной принадлежности метаморфических образований далдынской и верхнеанабарской серий яруса разными авторами используются следующие названия формаций: пироксен-гранулитовая (далдынская серия) и пироксен-гнейсовая (верхнеанабарская) [Метаморфические..., 1986], метабазит-плагиогнейсовая (далдынская серия) и плагиогнейсовая (верхнеанабарская) [Розен, 1995], метабазит-гранулитовая (далдынская серия) [Сизых, Юденко, 2007].

Исходная литологическая неоднородность первичного состава осадочно-вулканогенных образований далдынской и верхнеанабарской серий, изоклиальная складчатость и широкое развитие анатектических процессов предопределили сложную перемежаемость различных породных ассоциаций. Тем не менее, отмечается тенденция к преимущественному развитию более основных по составу породных ассоциаций в нижних частях структурного яруса и более кислых – в верхних. На основании реконструкций первичного состава пород [Государственная..., 1987] протолит гранулитовых толщ был представлен дацит-андезит-базальтовыми вулканитами с подчиненными прослоями карбонатных пород, глинистых сланцев и кварцевых песчаников, формирующихся в морской среде.

Геодинамические реконструкции и модели, разрабатываемые для геологического прошлого, во многом опираются на информацию, которую несут в себе породы основного состава, т.е. базиты. Информативность подобных образований обусловлена целым рядом факторов, среди которых в качестве основных могут быть выделены следующие [Гладкочуб и др., 2012]:

- будучи сформированными, в большинстве случаев, из мантийного вещества, базиты несут в себе информацию о составе мантийных источников, существовавших на различных этапах развития Земли;

- геохимические характеристики базитов играют важную индикаторную роль для распознавания геодинамических режимов, контролирующих магматические процессы;

- геохронологические данные, получаемые по базитам, отражают принципиальные рубежи тектонических перестроек, происходящих в пределах различных геоблоков земной коры.

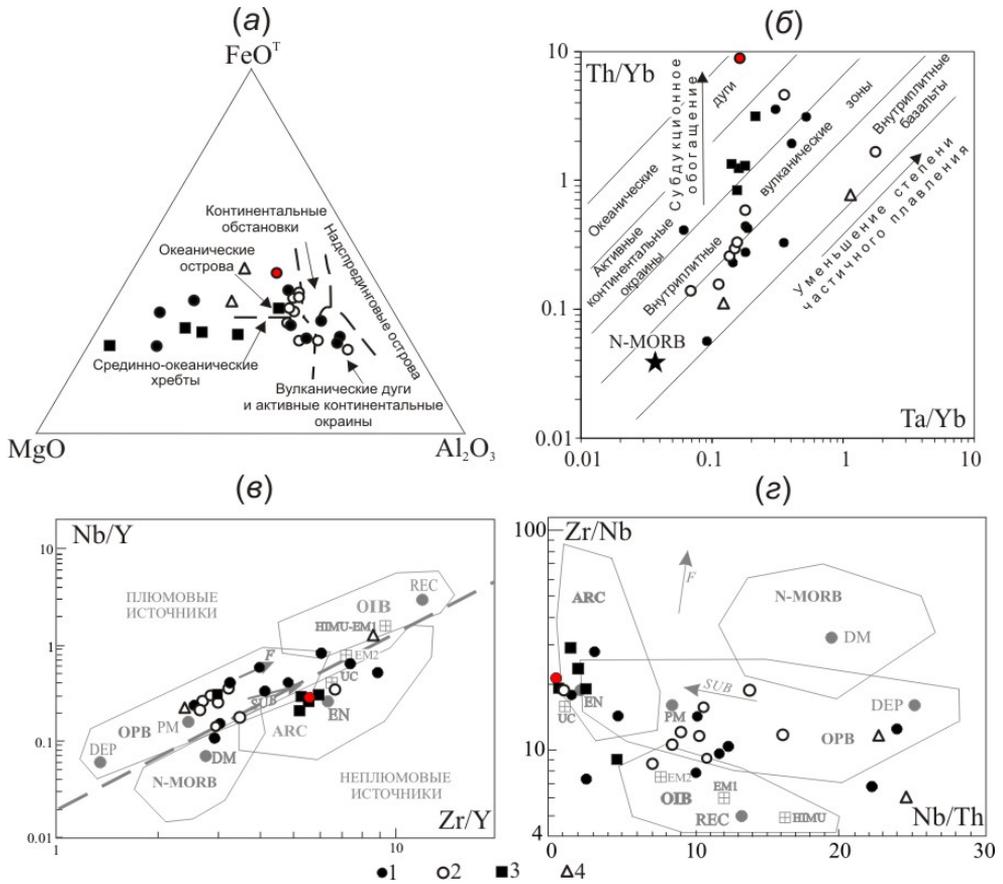


Рис. 36. Положение составов архейских и раннепротерозойских меланократовых кристаллосланцев ($\text{SiO}_2 < 52\%$) и ультрамафитов на дискриминационных диаграммах для базальтов различных тектонических обстановок.

Основы диаграмм: (а) – [Pearce et al., 1977], (б) – [Schandl, Gorton, 2002], (е) и (з) – [Condie, 2005]. 1 – далдынская серия, 2 – верхнеанабарская серия, 3 – ультрамафиты далдынского комплекса, 4 – хапчанская серия. На диаграммах (е) и (з) серым цветом показана основа диаграмм, где обозначены источники, компоненты и поля базальтов различных тектонических обстановок: UC - верхняя континентальная кора; PM - примитивная мантия; DM – деплетированная верхняя мантия; DEP – деплетированная нижняя мантия; REC - рециклинговый компонент; EN - обогащенный компонент; HIMU - источник с высоким отношением $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$; EM1 и EM2 - обогащенные мантийные источники; ARC - островодужные базальты; N-MORB - базальты срединно-океанических хребтов, OIB - базальты океанических островов, OPB - океанические плато-базальты. Стрелками показаны эффекты парциального плавления (F) и влияния субдукционных флюидов (SUB). Жирная пунктирная линия на (е) разделяет плюмовые и неплюмовые источники магм.

Для определения тектонических обстановок формирования магматических образований ниже-верхнеархейского структурного яруса использовались широко распространенные геохимические диаграммы, среди которых предпочтение отдаются тем из них, на которых используются малоподвижные в метаморфических и экзогенных процессах некогерентные высокозарядные

элементы (high field strength – HFS): Th, Ta, Nb, Zr, PЗЭ и др.. Кроме того, для разных по кремнекислотности гранулитов (основные, средние, кислые) использовались самостоятельные диаграммы.

По соотношению малоподвижных петрогенных компонентов, таких как Mg, Al, Fe (рис. 36(a)) архейские меланократовые кристаллосланцы характеризуются протолитом, формировавшимся в океанической обстановке, подобной современным океаническим островам, вулканическим дугам и срединно-океаническим хребтам. Отсутствуют составы базитов, соответствующие континентальным обстановкам и надспрединговым островам. Однако, при использовании данных по высокозарядным элементам для докембрийских меланократовых кристаллосланцев с предполагаемым протолитом основных изверженных пород, предпочтение следует отдавать результатам на диаграммах (e) и (z) рис. 36 которые были разработаны для архейских пород [Condie, 2005].

Анализ диаграмм на рис. 36 позволяет высказать следующие суждения о тектонической обстановке формирования докембрийских базитов. Меланократовые кристаллосланцы далдынской серии имели в качестве протолитов базальты подобные океаническим и островодужным, реже – близкие к базальтам океанических островов. Преобладают породы подобные базальтам океанических плато (ОПВ) с плюмовым источником типа примитивной мантии (РМ) и эволюцией магматизма, отражающей разную степень парциального плавления мантийного вещества в источнике. Изредка отмечаются базальты подобные островодужным и континентально-рифтогенным. По содержанию высокозарядных элементов полностью отсутствуют аналоги базальтов СОХ, которые предполагаются на основании соотношений петрогенных элементов (рис. 36а). В верхнеанабарской серии меланократовые кристаллосланцы почти все имели протолит, подобный базальтам океанических плато (ОПВ). Базит-гипербазитовые образования с возрастом около 2920 млн лет соответствуют магматизму островодужного типа. В целом для архейских образований отмечается тренд обогащения базитовых протолитов внутриплитного типа субдукционным компонентом (рис. 36(б)). К субдукционным относятся и ультрамафиты далдынского комплекса.

Для магматических пород среднего состава дискриминантные диаграммы редки или находятся в стадии разработки. Составы гнейсов и кристаллосланцев среднего состава (SiO_2 52–63%) были любезно обработаны доктором К. Верма (Мексика) с помощью оригинальных функций дискриминантного анализа [P. Verma, K. Verma, 2013]. Результаты обработки содержаний малоподвижных элементов: La, Ce, Sm, Yb, Nb, Th, Y, Zr показаны на рис. 37. Для магматических протолитов пород среднего состава геодинамическая обстановка на рис. 37 реконструируется как смешанная – островных и континентальных дуг, но на рис. 38 (б) и (в), видно, что наряду с субдукционным характером, прослеживается тренд эволюции магматизма от островных дуг к активным континентальным окраинам.

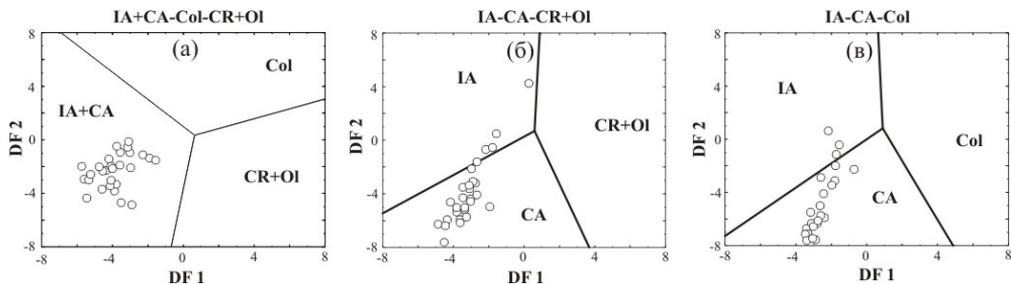


Рис. 37. Положение мезократовых двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев (SiO_2 52-63%) далдынской и верхнеанабарской серий на многомерных дискриминантных диаграммах для магматических пород среднего состава [Verma, Verma, 2013].

DF1 и DF2 – дискриминантные функции. На рис. (а) $DF1 = -4.99 * \text{Log}(\text{La}/\text{Yb}) + 7.81 * \text{Log}(\text{Ce}/\text{Yb}) - 4.33 * \text{Log}(\text{Sm}/\text{Yb}) + 0.82 * \text{Log}(\text{Nb}/\text{Yb}) + 0.063 * \text{Log}(\text{Th}/\text{Yb}) + 0.64 * \text{Log}(\text{Y}/\text{Yb}) - 0.57 * \text{Log}(\text{Zr}/\text{Yb}) - 9.50$; $DF2 = 2.32 * \text{Log}(\text{La}/\text{Yb}) - 3.62 * \text{Log}(\text{Ce}/\text{Yb}) + 2.62 * \text{Log}(\text{Sm}/\text{Yb}) + 0.25 * \text{Log}(\text{Nb}/\text{Yb}) + 0.84 * \text{Log}(\text{Th}/\text{Yb}) - 1.14 * \text{Log}(\text{Y}/\text{Yb}) - 1.27 * \text{Log}(\text{Zr}/\text{Yb}) + 10.25$. (б) $DF1 = -5.21 * \text{Log}(\text{La}/\text{Yb}) + 6.62 * \text{Log}(\text{Ce}/\text{Yb}) - 3.63 * \text{Log}(\text{Sm}/\text{Yb}) + 1.69 * \text{Log}(\text{Nb}/\text{Yb}) + 0.33 * \text{Log}(\text{Th}/\text{Yb}) + 1.56 * \text{Log}(\text{Y}/\text{Yb}) - 0.49 * \text{Log}(\text{Zr}/\text{Yb}) - 9.61$. $DF2 = -3.72 * \text{Log}(\text{La}/\text{Yb}) + 4.79 * \text{Log}(\text{Ce}/\text{Yb}) - 2.68 * \text{Log}(\text{Sm}/\text{Yb}) + 0.16 * \text{Log}(\text{Nb}/\text{Yb}) - 0.50 * \text{Log}(\text{Th}/\text{Yb}) + 1.04 * \text{Log}(\text{Y}/\text{Yb}) - 0.34 * \text{Log}(\text{Zr}/\text{Yb}) - 4.93$. (в) $DF1 = -0.047 * \text{Log}(\text{La}/\text{Yb}) + 1.08 * \text{Log}(\text{Ce}/\text{Yb}) - 0.96 * \text{Log}(\text{Sm}/\text{Yb}) - 0.84 * \text{Log}(\text{Nb}/\text{Yb}) - 0.59 * \text{Log}(\text{Th}/\text{Yb}) - 0.88 * \text{Log}(\text{Zr}/\text{Yb}) - 0.73$. $DF2 = -4.07 * \text{Log}(\text{La}/\text{Yb}) + 4.74 * \text{Log}(\text{Ce}/\text{Yb}) - 0.077 * \text{Log}(\text{Sm}/\text{Yb}) - 0.23 * \text{Log}(\text{Nb}/\text{Yb}) + 0.77 * \text{Log}(\text{Th}/\text{Yb}) - 2.49 * \text{Log}(\text{Zr}/\text{Yb}) + 5.10$.

Геодинамические обстановки: IA – островных дуг, CA – континентальных дуг, CR – континентальных рифтов, OI – океанических островов, Col – коллизионные.

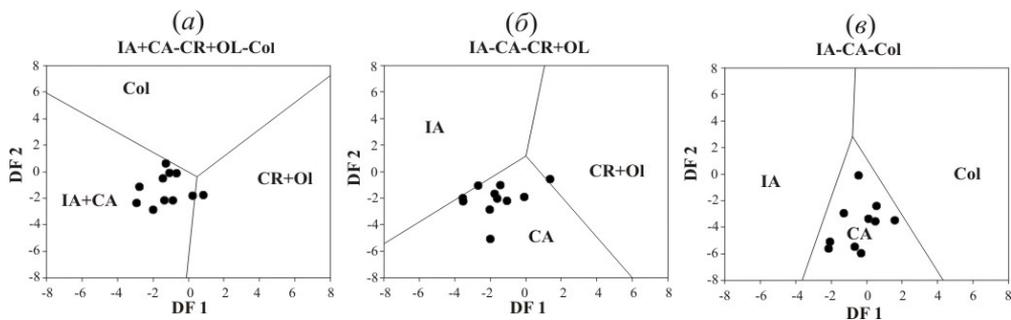


Рис. 38. Положение плагиогнейсов далдынской и верхнеанабарской серий ($\text{SiO}_2 > 63\%$) на многомерных дискриминантных диаграммах для кислых пород [Verma et al., 2013].

Обозначения осей координат и полей те же, что на рис. 37.

Определение тектонической обстановки формирования пород кислого состава, представленных гиперстенowymi и двупироксеновыми плагиогнейсами ($\text{SiO}_2 > 63\%$), проведено на серии многомерных дискриминантных диаграмм с использованием малоподвижных редких элементов: La, Ce, Sm, Yb, Y, Nb, Th, Zr [Verma et al., 2013], три из которых приводятся на рис. 38. Магматический протолит плагиогнейсов формировался в супрасубдукционной обстановке континентальных магматических дуг. На двух первых диаграммах

рис. 37 к полю континентальных рифтов и океанических островов, которое может подразумевать внутриплитный магматизм, связанный с плюмовым источником, тяготеют гиперстеновые плагиогнейсы из килегирской толщи далдынской серии (пр. 169, возраст 2942 ± 14 млн лет).

Таким образом, для магматических протолитов гранулитов далдынской серии можно предполагать, что основные породы формировались в условиях, подобных океаническим обстановкам с участием мантийных плюмов, в меньшей степени субдукционных. Для пород среднего и кислого состава доминирующей являлась субдукционная обстановка в режиме континентальных дуг.

Эти толщи претерпели гранулитовый метаморфизм и анатексис (эндербитизацию) в возрастном интервале 2985–2940 млн лет. Возрастной диапазон формирования структурного этажа 3320–2920 млн лет.

Верхнеархейский структурный ярус сложен эндербитовыми и чарнокитовыми массивами и связанными с ними мигматитами анабарского комплекса, наиболее древними раннеорогенными образованиями [Легенда..., 2009ф], повсеместно распространенными среди ранне-позднеархейских гранулитов Анабарского щита. Эндербиты (гиперстеновые плагиограниты с геохимическими характеристиками гранитоидов ТТГ-серии) слагают полосы линзовидных тел средне-крупнозернистой структуры с массивной, местами гнейсовидной текстурой, протяженностью до нескольких сотен метров и первых километров. Чарнокиты (гиперстеновые граниты) – средне- крупнозернистые порфирировидные красновато- или коричневатого-серого цвета с гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Тела чарнокитов обычно сопровождаются обширными полями биотит-гиперстеновых или биотит-двупироксеновых мигматитов красновато-коричневого цвета.

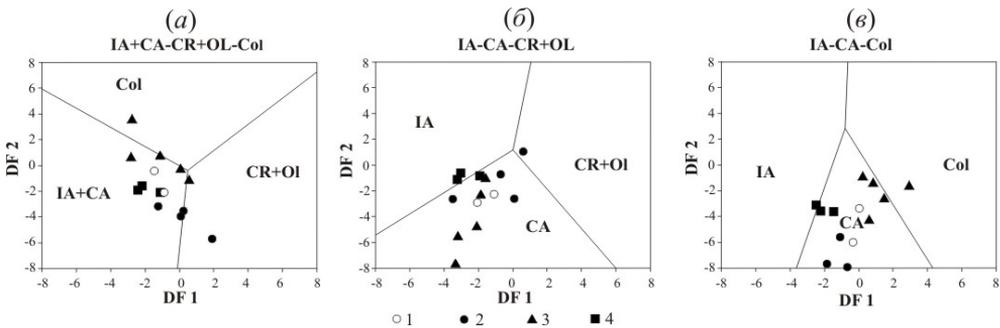


Рис. 39. Положение гранитоидов анабарского комплекса на многомерных дискриминантных диаграммах для кислых пород [Verma et al., 2012].

1 – эндербиты, 2 – эндербито-чарнокиты, 3 – чарнокиты, 4 – санукитоиды. Обозначения осей координат и полей те же, что на рис. 37.

Тектоническая обстановка формирования гранитоидов верхнеархейского структурного яруса соответствовала преимущественно активным континентальным окраинам. Для санукитоидов (2700 млн лет) характерно образование

в режиме магматизма островных дуг. Геохимические характеристики коллизионного магматизма имеют только пегматоидные граниты. К полю континентальных рифтов и океанических островов, характерному для образований внутриплитного магматизма, связанного с плюмовым источником, тяготеют граниты аляскитового типа. Судя по изотопному составу Hf в цирконах из эндербитов [Гусев и др., 2016], метаморфизованным в гранулитовой фации дайкам базитов в чарнокитах и ультрамафитовым интрузиям, этот период действительно осложнялся вспышками мантийного магматизма.

Формирование эндербитов и чарнокитов во времени было сопряжено с продолжительным субдукционным процессом, сопровождающимся гранулитовым метаморфизмом, с широко цитируемым возрастом 2,75 млрд лет [Архей., 1988; Бибикова и др., 1989]. Однако, начало этого этапа метаморфизма, видимо, имеет возраст 2870 млн лет, а проявления заключительной стадии - 2683 ± 20 млн лет. Возрастной диапазон формирования структурного яруса 2920–2700 млн лет. Завершение формирования структурного яруса по времени совпадает с формированием суперконтинента Кенорленд (он же Сьюперия или Склавия) в состав которого входил Сибирский кратон [Розен и др., 2007].

Нижнепротерозойский структурный ярус. Образования нижнепротерозойского структурного яруса относятся к верхней части комплекса кристаллического фундамента и представлены двумя подъярусами. Нижний подъярус включает: стратифицированные гранулитовые толщи хапчанской серии, верхний подъярус – нестратифицированные мигматит-гнейсовые комплексы зон глубинных разломов.

Нижний подъярус нижнепротерозойского структурного яруса представлен хапчанской серией, развитой в восточной части Анабарского щита в пределах Попигайского блока Хапчанской СФЗ, ограниченного на западе Билляхской тектонической зоной. Хапчанская серия сложена гранатовыми, гиперстен-гранатовыми гиперстеновыми, салитовыми и двупироксеновыми плагиогнейсами, нередко с графитом, кальцифирами, мраморами, скаполит-салитовыми и силлиманит-кордиеритовыми гнейсами. В формационном отношении породы относятся к карбонат-гранулитовой [Метаморфические..., 1986; Сизых, Юденко, 2007] или карбонатно-гнейсовой формации [Розен, 1995]. Первичные породы были представлены терригенно-карбонатными толщами. Доля метавулканитов (плагиогнейсы и кристаллические сланцы) составляет не более 10%. Осадконакопление происходило в обстановке, отвечающей пассивной континентальной окраине на морском шельфе. Области питания были сложены зрелой континентальной корой, выходы которой не наблюдаются на современном срезе [Розен и др., 2006]. Этот фундамент, представленный зрелой континентальной корой, служил источником сноса предположительно с востока на запад (в современных координатах) обломочного материала для осадочных пород Хапчанской СФЗ, которые сформировались 2,1 млрд лет назад [Розен и др., 2000]. Базитовый протолит редко встречающихся кристаллосланцев в хапчанской серии имел плюмовый источник, подобный источнику базальтов океанических островов (ОИВ-типа) (рис. 40).

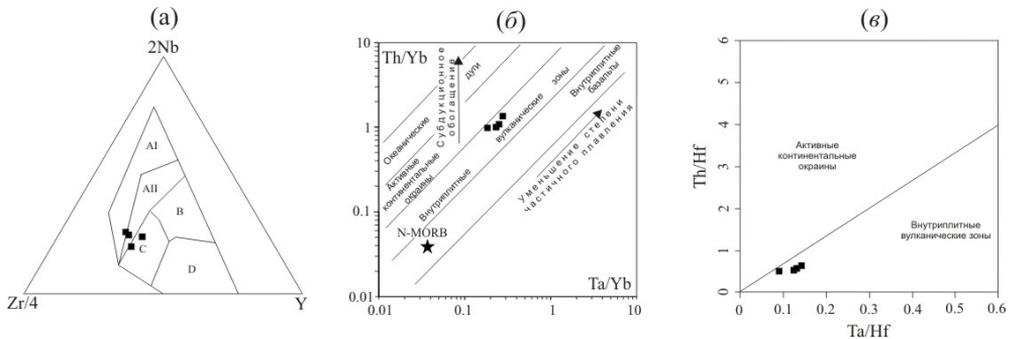


Рис. 40. Положение габброидов салтахского комплекса на дискриминационных диаграммах для базальтов различных тектонических обстановок.

С проявлениями внутриплитного магматизма связано формирование салтахского интрузивного комплекса с возрастом 2100 млн лет. Для харапского комплекса мы не имеем анализов микроэлементов, но вещественный состав пород и близкий возраст формирования (2120 млн лет) позволяют предположить аналогичную геодинамическую обстановку.

Удаленные процессы коллизии Хапчанского и Беректинского террейнов и формирования Эекитского орогенного пояса восточнее Анабарского щита [Государственная..., 2013] проявились на площади листа R-49 в виде дайкообразных и жильных тел гранат- и мусковитсодержащих аляскитовых гранитов эекитского комплекса с возрастом 2050 млн лет. Согласно положению на рис. 41 граниты эекитского комплекса формировались в обстановке, соответствующей активным континентальным окраинам и коллизионной. Граниты эекитского комплекса предшествовали гранулитовому метаморфизму с возрастом 2,0–1,97 млрд лет, связанному с коллизией и сочленением террейнов Анабарской и Оленекской провинций по Салтах-Билляхской тектонической (коллизионной) зоне [Гладкочуб и др., 2008].

Гранитоиды билляхского комплекса формировались в обстановке подобной современным активным континентальным окраинам, осложненным рифтогенезом (рис. 42). Аляскитовым гранитам маганского комплекса свойственен аналогичный тектонический режим, а также коллизионные обстановки.

Среди гранитогнейсов котуйкан-монхолинского комплекса присутствуют гранитоиды подобные рифтогенным и коллизионным разновидностям. Двуслюдяные граниты котуйкан-монхолинского комплекса определяются как коллизионные (рис. 43).

Верхний подъярус нижнепротерозойского структурного яруса представлен дислокационно-метаморфическими комплексами зон разломов, разделяющих гранулитовые глыбы: салтах-билляхским, ченгелёх-харапским, котуйкан-монхолинским и верхнеламайским мигматит-гнейсовыми комплексами. В связи с зонами разломов, породы гранулитовой фации подверглись наложенному метаморфизму (диафторезу) главным образом амфиболитовой и, частично, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также

гранитизации и мигматизации. Зоны разломов представляют собой гигантский меланж разнородных блоков и пластин, сцементированных породами тектонит-гранит-мигматитовой формации [Розен, 1995]. В пластичной массе амфибол-биотитовых blastsмилонитов заключены конформные тела анортозитов амбардах-коялахского комплекса и автохтонных гранитоидов билляхского, маганского и монхолинского комплексов.

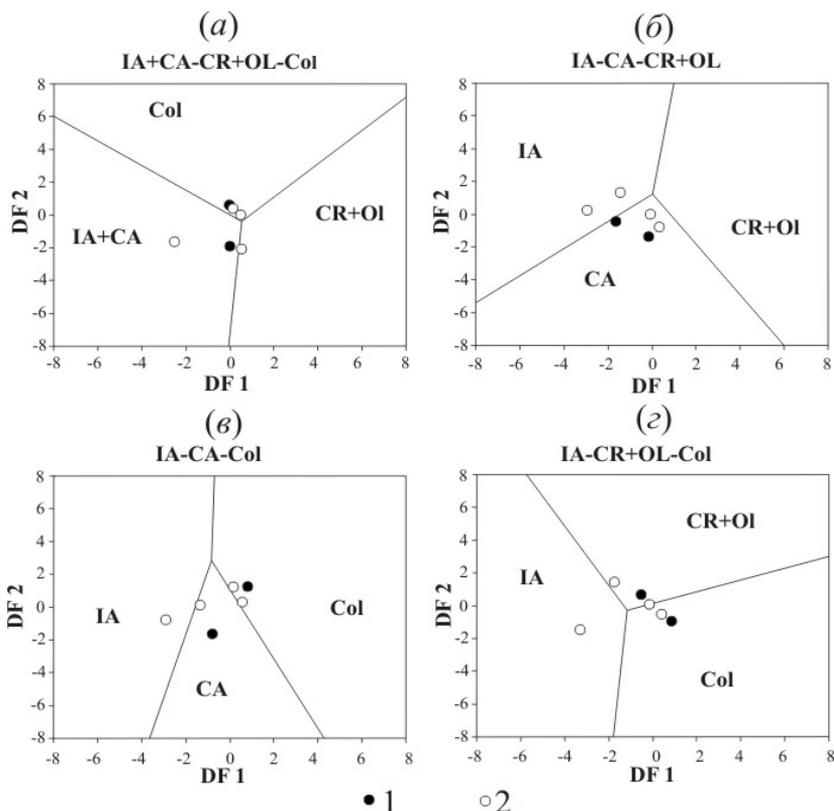


Рис. 41. Положение гранитоидов салтахского и экитского комплексов на дискриминантных диаграммах для кислых пород.

Основы диаграмм [Verma, Verma, 2103]. 1 – гранитоиды салтахского комплекса; 2 – гранитоиды экитского комплекса. Остальные обозначения см. рис. 37.

По результатам датирования котуйкан-монхолинского мигматит-гнейсового комплекса и связанных с ним анортозитов и гранитоидов интервал формирования геологических комплексов верхнего подъяруса нижнепротерозойского структурного яруса 1963 ± 16 – 1818 ± 27 млн лет. Завершение формирования нижнепротерозойского структурного яруса по времени совпадает с формированием суперконтинента Колумбия, в состав которого входил Сибирский кратон [Розен и др., 2007].

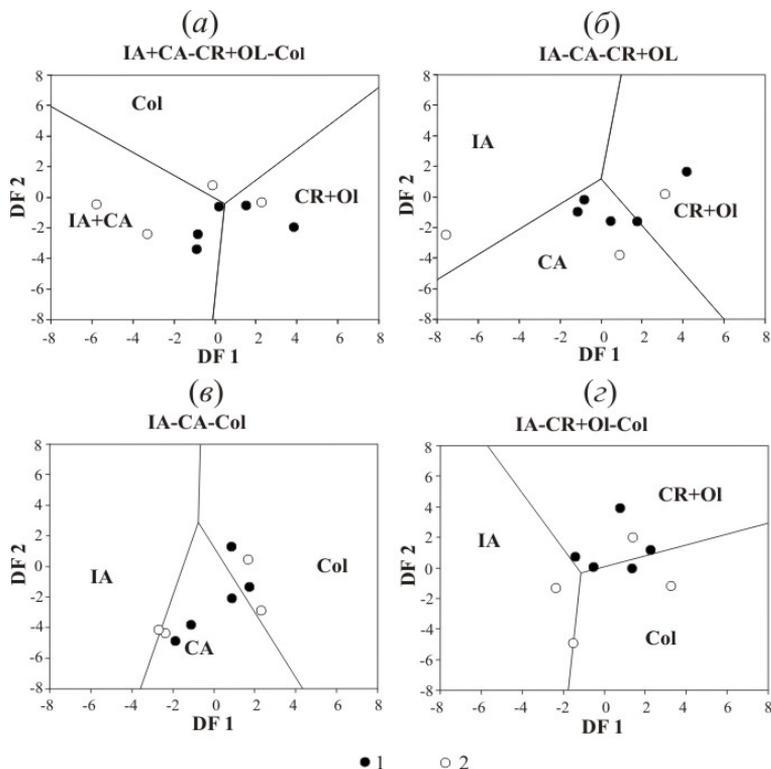


Рис. 42. Положение гранитоидов билыхского и маганского комплексов на дискриминантных диаграммах для кислых пород.

Основы диаграмм [Verma, Verma, 2103]. 1 – гранитоиды билыхского комплекса. 2 – гранитоиды маганского комплекса. Остальные обозначения см. рис. 37.

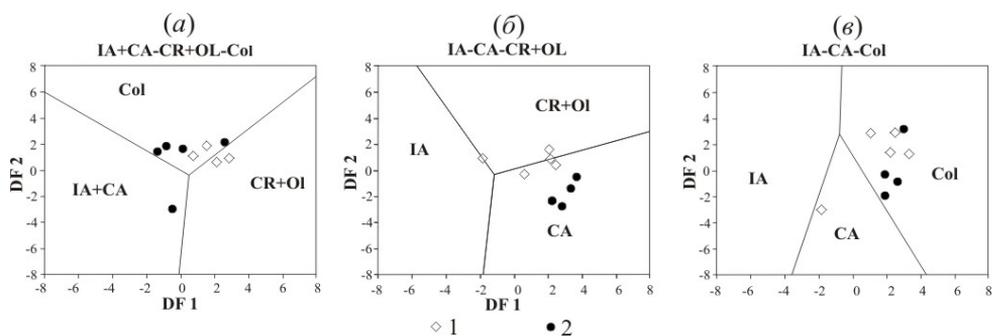


Рис. 43. Положение гранитогнейсов котуйкан-монголинского комплекса и двуслюдяных гранитов монголинского комплекса на дискриминантных диаграммах для кислых пород.

Основы диаграмм [Verma, Verma, 2103]. 1 – гранитогнейсы котуйкан-монголинского мигматитогнейсового комплекса; 2 – двуслюдяные граниты монголинского комплекса. Остальные обозначения см. рис. 37.

Рифейско-фанерозойский структурный этаж

Рифейский структурный ярус. Отложения рифейского яруса, с конгломератами в основании, залегают с размывом и резким угловым несогласием на дислоцированных метаморфических и вулканогенных породах, слагающих архейско-раннепротерозойский структурный этаж, и, участками, на их корях выветривания.

Формировавшиеся в условиях денудации горных сооружений и становления платформенного режима, отложения яруса представлены терригенно-карбонатными свитами раннего-позднего рифея: ильинской (RF_{1il}), бурдурской (RF_{1br}), лабазстахской (RF_{1lb}), устьильинской (RF_{1ul}), котуйканской (RF_{1kt}), некуюлээхской (RF_{2nk}), чурбукской (RF_{3čb}). Общая мощность отложений нижнего рифея достигает 1,9–2,0 км. С большим стратиграфическим перерывом и угловым несогласием нижнерифейские отложения местами перекрываются сероцветными кремнисто-доломитовыми образованиями среднего рифея, которые – так же со стратиграфическим перерывом и несогласием – верхнерифейскими пестроцветными гравелито-песчано-доломитовыми образованиями.

Этот структурный этаж четко прослеживается на территории листа по всей периферии Анабарского выступа за исключением его южного склона, где он фиксируется лишь на небольшой площади примыкающей к выступу на юго-востоке. Моноклинальное падение толщ нередко осложняется пологими валлообразными складками со значительными размахами крыльев. Предвендское воздымание территории обусловило существенный размыв рифейских отложений.

Распад протерозойского суперконтинента Колумбия в составе которого находился Сибирский кратон платформы, происходивший в условиях глобального рифтогенеза, сопровождался развитием базитового магматизма долеритовой формации широко проявившегося на всей территории Анабарского кристаллического массива и площади развития рифейского структурного яруса. Это дайки кварцевых долеритов раннерифейских кендейского, кенгединского и токурского комплексов, габродолеритов среднерифейских будьюрхайского и котуйканского комплексов, кварцевые долериты и монцонит-порфиры чизресского комплекса позднерифейского возраста.

Вендско-кембрийский структурный ярус. Во временных рамках венда и кембрия, в условиях платформенной геодинамической обстановки практически на всей территории Сибирской платформы был сформирован сплошной платформенный чехол – вендско-кембрийский структурный ярус.

Отложения яруса начали формироваться после длительного перерыва, в результате которого в разной степени были размыты отложения рифея и на значительной площади также кровля кристаллического фундамента. Установленная глубина предвендского размыва достигает 600 м, продолжительность предвендского перерыва составляла около 250–300 млн лет [см. отзыв на отчет М.С. Мащака].

Вендские толщи представляют собой трансгрессивный цикл, сложены фациями мелководных морских, прибрежных и лагунных терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных отложений, характеризуются изменчиво-

стью разрезов в различных структурно-фациальных зонах и районах и залегают с размывом и угловым несогласием непосредственно на кристаллических образованиях Анабарского щита на юге района и на разных горизонтах рифея вдоль северо-восточного его склона. На рассматриваемой территории они представлены отложениями пестроцветных известняков и доломитов старореченской свиты.

Отложения морской терригенно-карбонатной формации поздневендско-раннекембрийского возраста, представленные немакит-далдынской свитой, на северо-западе и манькайской свитой на юге и юго-востоке площади, залегают с размывом на существенно карбонатных толщах венда.

Карбонатные и терригенно-карбонатные преимущественно битуминозные толщи ранне-среднекембрийского возраста, представленные на площади листа 12-ю свитами в разных структурно-формационных зонах, фациально изменчивы. Сформированные в условиях мелководного открытого морского или лагунно-морского бассейна отложения этих свит согласно залегают на подстилающих толщах нижней части яруса. Для них характерны относительно небольшие (40–300 м) мощности, согласные контакты и фациальные переходы. Иногда они содержат отдельные слои конгломерато-брекчий и горизонты карбонатной олистостромы, сформированных на склонах субаквальных локальных палеоподнятий.

Верхнекембрийские отложения развиты на рассматриваемой территории весьма ограниченно у юго-западного обреза листа в Мойеро-Оленекской СФЗ. Они представлены глинистыми и алевролитистыми известняками и доломитами *чукукской* свиты, залегающими с несогласием на отложениях среднего кембрия.

Среднекаменноугольно-триасовый структурный ярус формировался в условиях резкой смены тектонического режима и перестройки структурного плана территории. В этот период преобладающая часть территории была областью денудации с локальными прогибами, выполненными песчано-глинистыми континентальными и морскими осадками. На ранних этапах образования яруса представлены отложениями терригенных и терригенно-угленосных формаций, на поздних – это формации осадочно-вулканогенные, с широким проявлением интрузивного базитового, а также кимберлитового и карбонатитового магматизма.

Образования яруса, представленные осадочными пермскими и нижнетриасовыми вулканогенно-осадочными отложениями, залегают со структурным несогласием на вендско-кембрийских отложениях лишь в северной и северо-восточных частях площади листа R-49.

Низы разреза яруса слагает пермская терригенно-угленосная формация, формировавшаяся в прибрежно-континентальных условиях. Она представлена песчаниками с прослоями и линзами алевролитов, аргиллитов, глин, углистых сланцев, углей, конкреций известковистых песчаников, сидеритов и базальных конгломератов и гравелитов мощностью до 310 м онкучахской (P_{1on}) и булгунняхтахской (P_{1blg}) свит, залегающих с размывом.

С глубоким размывом пермская терригенно-угленосная формация перекрывается туфолоавовой формацией (молодинская толща – T_{1ml}) мощностью до 220 м, сложенной покровами и потоками базальтов с прослоями туфов,

туфобрекчий, туфопесчаников, песчаников и алевролитов. Характерны трубки взрыва туфобрекчий и ксенокластолав.

В раннем триасе в условиях развития Сибирского суперплюма практически на всей площади широко проявлен базитовый магматизм, представленный эбехайнским трахидолеритовым, молодинским и катангским долеритовыми и габбродолеритовым оленек-велинггинским комплексами, а также весьма своеобразный по составу щелочно-ультраосновной магматизм, представленный куонамским кимберлит-карбонатитовым комплексом.

Юрско-меловой структурный ярус. Стратифицированные отложения юры и мела, залегающие на подстилающих толщах с региональным перерывом и несогласием, формируют юрско-меловой структурный ярус в восточной части Сибирской платформы за пределами территории листа R-49.

Формирование на востоке региона Верхоянской пассивной континентальной окраины, с которой генетически связаны образования яруса, сопровождалось ограниченными проявлениями внутриплитного мантийного щелочно-магматизма, представленными на восточном склоне Анабарского свода в пределах площади листа R-49 карбонатитами куонамского комплекса, кимберлитами билляхского комплекса и щелочными базальтоидами талахтахского комплекса.

Кайнозойский структурный ярус. Кайнозойская история района характеризуется поднятием территории с развитием разветвленной речной сети, выравниванием рельефа, развитием ледниковых процессов. В период формирования кайнозойского яруса произошло мощное импактное событие, приведшее к образованию Попигайской астроблемы - одного из крупнейших на земной суше метеоритных кратеров.

Образования попигайского коптогенного комплекса, выполняющие кратерную воронку Попигайской астроблемы, расположенную в бассейне р. Попигай, представлены толщами тагамитов, зювитов, мегабрекчий и коптокластитов, которые представляют собой в разной степени преобразованные в условиях ударного метаморфизма породы разного состава и генезиса от мезозоя до архея включительно.

Все стратифицированные образования яруса относятся к континентальной терригенной формации, залегающей с перерывом и резким угловым несогласием на толщах всех нижележащих структурных ярусов. Кайнозойские отложения на рассматриваемой территории представлены образованиями неогена и квартера.

Нижняя часть яруса выполнена неогеновой (плиоценовой) песчано-галечниковой формацией аллювиального происхождения, представленной эбеляхской толщей (N_{2eb}) мощностью 10–30 м. Отложения толщи на площади листа R-49 выходов на дневную поверхность не имеют. Они заполняют многочисленные карстовые воронки в подстилающих карбонатных отложениях кембрия в основаниях погребенных верхнечетвертичных долин в бассейнах р. Анабар, Бол. Куонамка и их притоков.

Плиоцен-неоплейстоценовые, преимущественно водораздельные, галечники и пески с гравием и гальками относятся к субфациям русловых отмелей и старичных озер.

Рыхлые отложения квартера характеризуются разнообразием генетических типов и фациальных разновидностей пород. Среди них выделяются аллювиальные, элювиальные, делювиальные, коллювиальные, элювиально-делювиальные, гляциальные, флювиогляциальные, озерно-болотные, эоловые отложения.

Складчатые и разрывные дислокации

Характер проявления складчатых и разрывных дислокаций резко различается в выступе фундамента (Анабарский щит) и его платформенном чехле.

Анабарский щит. Анабарский щит представляет собой выступ кристаллического фундамента Сибирского кратона площадью около 62 тыс. км². Щит составляет ядро обширного сводового поднятия со сложным складчато-глыбовым строением. Для него характерны фрагменты крупных пликативных структур, осложнённых разнопорядковыми дополнительными складками, многочисленные разрывы и различно перемещённые блоки. Поверхность кровли щита по геофизическим данным периклинально погружается под углами 2–3° [Геологическая..., 1983].

По степени проявления напряжённой тектоники и метаморфических преобразований в пределах Анабарского щита обособляются три архейско-раннепротерозойских геоблока первого порядка: Маганский, Далдынский и Хапчанский, состоящих из ряда блоков второго порядка (в поперечнике до 70 км), простирающихся в северо-северо-западном направлении. Два из этих блоков - Далдынский и Хапчанский - выходят в пределах площади листа R-49.

Рассматриваемая территория включает в себя площади большей части Далдынского (Центрально-Анабарского) блока, ограниченного Ламуйкской с запада и Билляхской с востока глубинными тектоническими зонами и разделенного Котуйкан-Монхолинской и Ченгелех-Харапской тектоническими зонами на Ильинскую, Далдынскую и Джелиндинскую глыбы (блоки второго порядка). К востоку от Далдынского блока расположен Хапчанский блок (Попигайская глыба), рассеченный Салтахской тектонической зоной.

Ильинская глыба Далдынского (Центрально-Анабарского) блока на севере контактирует по Илья-Ламуйкскому разлому с Маганским (Западно-Анабарским) блоком, а южнее, на площади листа R-49, с восточной границей Ламуйкской тектонической зоны. Здесь картируется западное крыло и часть свода Котуйкан-Монхолинского антиклинория, прослеживающегося за пределами листа до зоны Меркюнских разломов. Блок, шириной до 25–30 км, сложен в основном графит-гиперстен-гнейсовой глиноземсодержащей формацией (эйиминская толща), слагающей крылья антиклинория, в ядре которого обнажаются породы гранат-гиперстено-гнейсовой формации амбардахской толщи. Породы собраны в крутые антиклинальные складки.

Далдынская глыба образована двумя крупными синклиниями, сложенными породами верхнеанабарской серии, и находящимся между ними Бекелехским антиклинорием [Румянцев и др., 2003ф], в ядре которого обнажаются породы килегирской толщи далдынской серии. Структуры имеют четко выраженные линейные деформации и сложное строение. На их крыльях наблюдаются крутые асимметричные и изоклинальные складки шириной до 1–3 км при протяженности 5–20 км. Изучение нескольких типичных

участков распространения эндербитоидной, карбонатно-гнейсовой и кварцит-плагиогнейсовой магнетитсодержащей ассоциаций в различных частях щита показало, что важным маркирующим элементом этих ассоциаций являются седиментогенные породы. Это позволяет рассматривать их складчатую структуру как результат деформации первично-стратифицированных вулканогенных и осадочных отложений. Сама структура возникла в период верхнеархейского гранулитового метаморфизма и характеризуется резко удлиненными, вытянутыми складчатыми формами с размахом крыльев в первые километры и длиной 10 км и более. Нередки изоклинальные и опрокинутые складки с крутым залеганием шарниров, иногда ориентированных по падению. Отдельные группы этих складок слагают тектонические линзы, которые разделены более поздними разрывами, ориентированными субпараллельно осевым поверхностям складок. Преобладает крутой наклон слоев, осевых поверхностей складок и поверхностей разрывов на север-северо-восток. В центральной части блока широко развиты будины метаультрабазитов верхнего архея и гранитоидов гранит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой формаций раннего протерозоя.

Котуйканский синклиорий, сопряженный с Бекелехский антиклинорием, расположен в северо-западной части территории. Осевая часть его, занимающая левобережье р. Котуйкан, сложена гранатовыми гнейсами, а крылья – гиперстеновыми плагиогнейсами верхнеанабарской серии. Простираение пачек и горизонтов пород северо-западное ($340\text{--}350^\circ$) - в юго-восточной части структуры и север-северо-западное ($350\text{--}0^\circ$) - в северной, падение - северо-восточное и восточное, углы падения $40\text{--}68^\circ$. Южное окончание Котуйканского синклиория и его западное крыло срезаны региональной Котуйкан-Монхолинской зоной глубинного разлома, имеющей северо-западное простираение. Восточное крыло структуры осложнено узкими опрокинутыми линейными складками второго порядка, расположенными кулисообразно. Протяженность складок составляет соответственно 10 и 25 км, ширина 1,5 и 3 км. В юго-западной части территории толща метаморфических пород верхнеанабарской серии смята в узкие крутые складки северо-западного простираения ($330\text{--}335^\circ$) с углами падения крыльев $78\text{--}85^\circ$.

К *Джелидинской глыбе* относится сохранившаяся восточная часть крупного Джелидинского антиклинория, погружающегося в северо-западном направлении. Его ядро сложено породами бекелехской, а крылья - породами килегирской толщи нижнего-верхнего архея, представленных базито-гранулитовой, метабазит-плагиогнейсовой и плагиогнейсовой формациями. Западная часть структуры срезается Анабарским разломом. Северо-восточное крыло антиклинория ограничивается с востока Билляхской тектонической зоной. Крыло осложнено крутыми линейными складками протяженностью 10–15 км, шириной 1–2 км [Геологическая..., 1983].

Пространство между Джелидинским и Бекелехским антиклинориями занимает Капральско-Джегесский синклиорий, сложенный породами верхнеанабарской серии. Он прослеживается от истоков р. Джегес (Дьегзэс) в северо-западном направлении до верховьев р. Котуйкан и далее на севере скрывается под платформенным чехлом. Ось структуры слабо изогнута, шарнир ундулирует. Структура асимметричная, в южной части она осложнена

многочисленными складками высокого порядка, образующими зону мелких складок. В пределах юго-западного крыла развита брахиантиклиналь с размахом крыльев 4–5 км. С этой складкой сопряжена узкая структурная ложбина, примыкающая к центральной части синклинория. Ложбина асимметричная - западное крыло имеет углы падения 45–76°, а восточное – 83–65°. Длина ложбины 5 км, размах крыльев 1–2 км [Геологическая ..., 1984].

Северо-восточное крыло характеризуется весьма сложной линейной, преимущественно изоклиальной складчатостью с однообразным северо-восточным крутым (50–84°) падением крыльев. Простираение складок северо-западное. Здесь часты сочетания кулисообразно расположенных изоклиналей с размахом крыльев до 5 км, наблюдаются далеко вытянутые и острые окончания ядер складок. В целом южная часть Капральско-Джегесского синклинория - это один из наиболее сложно дислоцированных участков Анабарского щита. Характерно, что в разрезе верхнеанабарской серии на этом участке широко развиты различные парагнейсы, среди которых преобладают биотит-гранатовые гнейсы. Протяженные горизонты этих гнейсов хорошо обрисовывают складки высоких порядков.

Описанная зона мелких складок прослеживается к юго-востоку за пределы района и, по-видимому, представляет ветвь более крупной Харапской зоны смятия, выделявшейся рядом исследователей [Каденский, 1961; Машак и др., 1968ф].

В промежутке между Желиндинским антиклинорием и Капральско-Джегесским синклинорием расположены две складки второго порядка: антиклиналь и сопряженная с ней синклиналь. Складки имеют простираение север-северо-восточное. Северные их окончания срезаны Анабарским разломом. Складки по форме приближаются к асимметричным с крутым падением осевых поверхностей. Углы падения крыльев крутые, составляющие 68–80°.

Широким распространением в Центрально-Анабарском мегаблоке пользуются складки высоких порядков с размахом крыльев от первых метров до 1 км. Они приурочены в основном к полям развития пород верхнеанабарской серии и особенно к тем ее участкам, где широко развиты парагнейсы. В однородной, состоящей преимущественно из пироксеновых гнейсов и в связи с этим более жесткой толще далдынской серии такие складки редки. Строение складок специфично. В основном это узкие, сжатые, крутые и опрокинутые к юго-западу линейные складки, в которых отчетливо видны отжимы пластического материала в замковые части структур. Шарниры их обычно погружаются круто (до 10°), оси слабо изогнуты. В пределах полей интенсивной мигматизации и диафтореза широко развиты микроскладки течения и волочения.

Хапчанский мегаблок первого порядка (Попигайская глыба) составляет северо-восточную часть Анабарского щита и состоит из ряда протяженных тектонических блоков более низкого порядка шириной до 4–6 км, в которых наблюдается последовательное чередование осложненных крутых складок с размахами крыльев до 1–2 км при длине 6–10 км. По соотношению блоков намечаются два синклинория с антиклинорием между ними. В строении первых принимают участие породы карбонатно-гранулитовой и метакарбонатно-парагнейсовой графитсодержащих формаций раннего протерозоя (хапчанская

серия). Антиклинорий сложен породами плагиогнейсовой формации верхне-анабарской серии. Установлены мелкие линзовидные тела гранитоидов раннего протерозоя. Крылья структур имеют наклон 70–80°. На юге блока структуры характеризуются северо-западным простиранием, которое вблизи Попи-гайской астроблемы подвергается виргации с отклонениями к западу и востоку.

Разрывные нарушения

Архейские блоки разделены глубинными разломами, заложенными в до-платформенный этап развития, в период дробления архейско-раннепротерозойского кратона и формирования складчатых систем. Заложение глубинных разломов архейско-раннепротерозойского возраста является характерной особенностью становления кристаллического фундамента платформы. Они приурочены к границам архейских гранулитовых блоков, различающихся по размерам, форме, вещественным и структурным особенностям. Это наиболее крупные долгоживущие разломы, вдоль которых заложились подвижные тектонические зоны, обуславливающие современную блоковую структуру фундамента. Развитие этих зон сопровождалось интенсивными процессами катаклаза и милонитизации, процессами повторного складкообразования и регрессивного метаморфизма, проявлением основного и кислого магматизма с неоднократной мигматизацией и гранитизацией. Предположительно первый тектонометаморфический цикл проявился в конце позднего архея (2,65 млрд лет), а заключительный (2,1–1,8 млрд лет) – в раннем протерозое [Архей..., 1988; Лутц, Оксман, 1990 и др.].

Ламуйкская глубинная тектоническая зона имеет северо-западное простирание, вытянутую клиновидную форму и разделяет Маганский и Далдынский мегаблоки первого порядка [Легенда..., 2009 ф]. Общая протяженность зоны составляет более 200 км при вариации ширины от 10 до 25 км. На рассматриваемой территории зона практически не имеет развития. На лист R-49 выходит только ее незначительная юго-западная часть площадью не более 200 км². Границы зоны с вмещающими архейскими толщами постепенные, ширина переходных участков варьируют от 0,5 до 4 км. Общее синклинорное строение зоны осложнено серией линейных изоклинальных складок, на крыльях которых отмечаются складки волочения и будинаж-структуры [Румянцев и др., 2003]. В геологическом отношении для зоны характерно развитие диафторитов амфиболитовой фации с частыми и обширными участками не полностью диафторированных гранулитов, отсутствие низкотемпературного диафтореза, динамометаморфизма и соответствующих интрузивных образований.

Котуйкан-Монголинская глубинная тектоническая зона разделяет Ильинскую и Далдынскую глыбы Далдынского блока. Зона прослеживается в северо-западном направлении через весь Анабарский щит более чем на 300 км при ширине 10–15 км в средней ее части и 30–40 км на южном и северном ее продолжениях.

Для зоны характерны полиметаморфические преобразования и интенсивный динамометаморфизм в краевых швах, широкое проявление интрузий

двуслюдяных гранитов и габброноритов и развитие полей мусковитовых пегматитов. На севере (лист R-48) к ней приурочены самые крупные плутоны анортозитов.

Краевые участки зоны сопровождаются милонитами и катаклазитами шириной до 1–3 км. Характерны явления бластеза. В пределах зоны каких-либо первичных пликативных структур не наблюдается, они нацело переработаны в процессе последующих дизъюнктивных деформаций. Отмечаются лишь изоклиналильные и асимметричные складки высоких порядков размером в несколько метров. Эти складки сопровождаются явлениями скалывания и будинаж-структурами [Румянцев и др., 2003ф].

Восточнее Котуйкан-Монхолинской зоны находятся Далдынская и Желиндинская глыбы (блоки второго порядка), составляющие наиболее возвышенную центральную часть Анабарского щита, где обнажаются метаморфиты раннего-среднего архея. Блоки разделены Харапской и Ченгелехской тектоническими зонами, прилегающими к южной и северной оконечностям *Главного Анабарского глубинного разлома* [Геологическая..., 1983] (далее - *Анабарский разлом*) и составляющими единую тектоническую структуру – *Ченгелех-Харапскую глубинную тектоническую зону*.

Анабарский разлом срезает юго-западное крыло Желиндинского антиклинория и прослеживается на 250 км от южной границы осадочного обрамления Анабарского щита, до северной. Простирается северо-западное, на отдельных участках субмеридиональное. Разлом представлен системой тектонических нарушений, ограничивающих клиновидные и линзовидные блоки метаморфических пород. Ширина стволочной части разлома от 1,5 до 2 км, на сочленениях с Ченгелехской и Харапской тектоническими зонами увеличивается до 4–6 км. Большинство нарушений, составляющих разлом имеет вертикальное падение. Наряду с этим, в верховьях руч. Хаджарык-Юрях наблюдались наклонные опережающие нарушения с углами падения 50–70° [Геологическая ..., 1984]. Анабарский разлом был весьма подвижной структурой. Породы далдынской и верхнеанабарской серий, слагающие тектонические блоки, подвержены интенсивному катаклазу и милонитизации. Не затронуты катаклазом в пределах разлома лишь дайки рифейских долеритов. Катаклазиты и милониты совместно с псевдотахилитами, приурочены к стволочной части разлома. Псевдотахилиты выполняют ветвящиеся трещины сложной формы, ширина которых колеблется от 0,5–1 см до 5–8 м. С Анабарским разломом связаны значительные блоковые подвижки типа сбросов и взбросо-сдвигов. Крупный взбросо-сдвиг имел место по основному стволу разлома, правосдвиговое смещение имеет горизонтальную амплитуду 3–3,5 км [Геологическая ..., 1984].

Ченгелёх-Харапская тектоническая зона при общем синформном строении состоит из ряда сопряженных крутых и изоклиналильных складок. Обе - и Ченгелёхская, и Харапская тектонические зоны имеют в плане клиновидные очертания, при ширине основания до 16–30 км. Степень метаморфизма пород зон соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Породы собраны в сложную систему пликативных структур с преобладанием изоклиналильных и крутых асимметричных складок от северо-западной до меридиональной ориентировки. Протяженность складок 1–3 км при ширине в сотни метров. Харак-

терной чертой Ченгелёхской зоны является интенсивная, масштабная проявленность в ее пределах магматических процессов с формированием многочисленных гранитоидных массивов и высокотемпературных кремнещелочных метасоматитов.

Билляхская тектоническая зона простирается в северо-западном направлении, разделяя Далдынский и Попигайский блоки I порядка. Это крупная протяженная структура типа грабен-синклинория шириной 15–30 км, прослеживаемая по простиранию более чем на 250 км. Породы резко дислоцированы. Характерны узкие сжатые крутопадающие и опрокинутые изоклинали протяженностью в несколько километров при ширине до 1 км. Их шарниры плавно ундулируют, сохраняя северо-западное простирание. Углы падения крыльев изменяются в пределах 60–90°. Большинство пликативных структур нарушено крутыми надвигами и сбросо-сдвигами, сопровождающимися милонитизацией и дроблением пород. Амплитуды смещения блоков значительны.

По краям Билляхской структуры прослеживаются сложные зоны дробления шириной до 4–8 км, состоящие из многочисленных небольших блоков различных очертаний, сложенных разнообразными метаморфическими и интрузивными породами, выведенными с различных глубин. Они разделены полосами милонитов, катаклазитов, давленных и перекристаллизованных мраморов. Породы сильно дислоцированы, собраны в крутые складки, мелкие изоклинали и складки волочения. Отмечены будинаж-структуры. На северо-востоке зона ограничена Билляхским разломом, прослеживаемым в северо-западном направлении до р. Фомич. В породах чехла он представлен кулисообразно расположенными сбросами, взбросами, расколами и зонами повышенной трещиноватости и дробления [Государственная..., 1987].

В пределах северной половины Билляхской тектоно-флюидитной зоны широко развиты крупные массивы гранитоидов гранит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой формаций раннего протерозоя, а в южной - теньевые граниты, мелкие тела аляскитов гранит-лейкогранитовой формации.

Хапчанский блок рассечен *Салтахской тектонической зоной*, протяженностью более 100 км, скрывающейся на севере и юге под красноцветными терригенными отложениями рифейского возраста. Ширина выхода интенсивно дислоцированных пород на юге зоны составляет не более 1–2 км [Румянцев и др., 2003ф], достигая на севере 10 км. Внутренняя структура зоны складчатая. В северной части находятся массивы сиенит-габбровой (салтахский комплекс) и гранит-гранодиоритовой (билляхский комплекс) формаций.

Второстепенные разломы. Широкое распространение на Анабарском щите имеют субширотные и близкие к субширотным разломы, отдельные из которых прослеживаются через всю территорию. Большинство разломов с крутым и вертикальным падением. Субширотные разломы секут все метаморфические и интрузивные породы района, за исключением рифейских долеритов, которые их выполняют, и нижнетриасовых долеритов. Эти разломы секут Котуйкан-Монхолинскую зону дробления и Анабарский разлом, что свидетельствует о их более позднем заложении. Смещения блоков, связанные с этими разломами, редки, амплитуды их составляют 100–600 м.

Большую группу преимущественно сколовых вертикальных или очень крутых нарушений образуют небольшие трещины северо-западного (300–320°) и северо-восточного (20–40°) простирания. С этими нарушениями связаны сбросо-сдвиговые перемещения блоков с амплитудами в сотни метров. Они секут Котуйкан-Монхолинский и Анабарский разломы, а также все интрузивные породы района, включая рифейские дайки долеритов. К этим нарушениям в основном приурочены дайки нижнетриасовых долеритов.

Анабарское сводовое поднятие

Осадочные толщи платформенного покрова с резким угловым несогласием перекрывают метаморфогенно-магматогенные образования Анабарского щита и слагают вокруг последнего, на северо-западе, северо-востоке и юге района, обширное пологое Анабарское сводовое поднятие. В связи с нестабильными условиями платформенного режима появлялись временные перемены в осадконакоплении, фиксируемые в различных по значению несогласиях. По региональным изменениям в структурных планах осадочного покрова выделяются пять структурных ярусов. В целом для отложений чехла платформы характерно моноклиальное залегание под весьма пологими углами от периферии Анабарского щита, осложненное пологими валообразными складками с малой амплитудой и значительным размахом крыльев.

Различные тектонические нарушения наиболее всего проявлены в породах нижнего рифейского яруса, формировавшегося в условиях распада горных сооружений и становления протерозойской платформы. В районе верховий р. Фомич, на левобережье р. Тугуттур, на правобережье нижнего течения р. Налим-Рассоха установлены структурные носы (гемиантиклинали), представляющие собой крупные складки, имеющие форму неполной антиклинали, ориентированные в северо-западном направлении, совпадающим с простиранием архейско-нижнепротерозойских структур фундамента. Структуры прослеживаются в северо-западном направлении на расстояния до 50 км от границ выхода пород фундамента. Максимальный размах крыльев структур – 25–70 м, наклон – пологий (2–3°). Шарниры структур субпараллельны [Государственная..., 1987].

Отложения чехла также наследуют разрывные нарушения от архейско-раннепротерозойских разломов фундамента, ориентированные как в северо-западном (согласным с основным простиранием структур фундамента), так и в северо-восточном направлениях. В породах чехла они представлены кулисообразно расположенными сбросами, взбросами, расколами и зонами повышенной трещиноватости и дробления [Государственная..., 1987].

Вендско-кембрийский структурный ярус сложен карбонатными отложениями венда и кембрия и залегает с угловым несогласием на фундаменте на юге и со структурным несогласием перекрывает породы рифея на севере и северо-востоке территории. Породы яруса моноклиально наклонены под весьма пологими углами к периферии от Анабарского щита.

В районе Попигайской астроблемы моноклиальное падение пород резко нарушено. По ее периферии все породы разбиты на блоки многочисленными

сбросами и сдвигами и собраны в ряд брахискладок шириной до 5–10 км и протяженностью в десятки километров [Масайтис и др., 1998].

Структура Уджа-Попигаевского вала, простирающаяся в запад-северо-западном направлении на междуречье верхнего течения р. Анабар и р. Уджа (лист R-50) на рассматриваемой площади не выявлена [Государственная..., 1989].

На восточной периклинали кембрийские отложения несогласно перекрывают неширокую полосу рифейских пород, моноклинально падая в восточном направлении под углами 2–3° и постепенно выполаживаясь.

Южная периклинали Анабарского сводового поднятия сложена нижне-среднекембрийскими породами. Их моноклинальное залегание нарушается флексурным перегибом, возникшим в процессе смещения блоков фундамента по Аргасала-Моторчунскому разлому. На северном крыле флексуры расположена Аганьлийская впадина, восточная оконечность которой выходит на территорию листа R-49.

Дизъюнктивные дислокации в ярусах платформенного чехла и сопутствующие им дайки основных пород генетически связаны с проявлениями континентального рифтогенеза в рифее, триасе и юре. Они проявлены, в своем большинстве, малоамплитудными сбросами, небольшими сдвигами и трещинами растяжения.

В их размещении намечается некоторая временная закономерность. Так, рифейские дизъюнктивы и сопутствующие им дайки основных пород ориентированы преимущественно в северо-восточном до широтного направлений. Аналогичные по времени образования и составу дайки в фундаменте образуют линейные зоны. Одна из них прослеживается в северо-восточном направлении диагонально через середину щита (чизресский комплекс). Вероятно, она приурочена к скрытой зоне глубинного разлома. Другая прерывистая зона рифейских даек проходит в широтном направлении вблизи южной границы щита (будьюрхайский, токурский и кенгединский дайковые комплексы) и связана с Аргасала-Моторчунской зоной глубинного разлома. Помимо этих направлений наблюдаются дизъюнктивы и дайки от северо-западного до меридионального направлений (котуйканский и кендейский комплексы). Видимо, эти дайки сформировались в ранее существовавших ослабленных зонах, либо в зонах тектонической активизации в конце протерозоя. Раннепалеозойские дизъюнктивные дислокации имеют ограниченное развитие и простираются в северо-западном до субмеридионального направлении.

Активизация тектонической деятельности в конце палеозоя - начале мезозоя вызвала появление трещин, по которым происходили излияния плато-базальтов. Дайки долеритов чаще наблюдаются среди осадочных пород. Ориентировка их различная, причем в их размещении наблюдается связь с зонами глубинных разломов, обособляющих Анабарское сводовое поднятие от смежных геоблоков Сибирской платформы. Так, тектоническая позиция куонамского карбонатит-кимберлитового магматического ареала определяется его приуроченностью к северной ветви зоны Муна-Анабарского глубинного разлома [Межвилк, 1979], разделяющего Анабарский и Оленекский блоки фундамента. По геофизическим данным зона разлома протяженностью

960 км трассируется вдоль северо-восточного края Анабарского щита от устья р. Попигай через Попигайскую депрессию до пос. Жиганск.

Кайнозойский структурный ярус характеризуется молодыми наложенными структурами, представленными Аганьлийской впадиной и Попигайской астроблемой. Аганьлийская впадина, восточная оконечность которой выходит на территорию листа R-49, выполнена различными четвертичными отложениями, мощность которых несколько десятков метров. Аэромагнитные данные показывают, что Аганьлийская впадина расположена на северном крыле флексуры, осложняющей пологую моноклиналь южного склона Анабарского сводового поднятия. Южное крыло флексуры опущено к р. Мойеро.

Попигайская астроблема морфологически выражена несколько вытянутой в северо-западном направлении глубокой округлой депрессией с поперечником до 70-80 км, выполненной образованиями позднего палеогена и рыхлыми четвертичными отложениями. По представлениям В. Л. Масайтиса [Масайтис, 1971, 1975, 1998, 1998] Попигайская структура и выполняющие ее породы (зювиты, тагамиты, аллогенные брекчии) образовались в результате падения астероида.

По гравиметрическим данным астроблема представляет собой глубокую (до 2,5 км) впадину в древних образованиях, выполненную породами пониженной плотности. Эта впадина осложнена внутренним поднятием цилиндрической формы диаметром 55 км со срединным чашеобразным углублением. Поднятие по вертикальному кольцевому разлому граничит с окаймляющим его кольцевым желобом, который с внешней стороны также ограничен зоной разломов, круто падающих к центру депрессии. Эта зона является также тектонической границей Попигайской депрессии. Максимальная мощность коптогенных образований достигает 1,2 км в центре депрессии и 1,5–2 км – в кольцевом желобе. Ограничивающая депрессию кольцевая зона разломов шириной от 200 м до 2 км чаще перекрыта аллювиальными отложениями. На отдельных участках они сменяются прямолинейными разломами, унаследованными от более древних разрывов. Вся эта зона разломов носит сбросовый характер. Амплитуда ее по данным гравиметрии достигает 500 м. Во внутренней части астроблемы устанавливается большое число разрывных нарушений, наиболее ярко проявленных в западной ее части. Здесь выделяется серия дуговых разломов, параллельных границам депрессии, а также более мелких кольцевых разломов диаметром 16–17 км. Центры их попадают на крупный кольцевой разлом, ограничивающий внутреннее поднятие депрессии.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Схема глубинного строения территории (рис. 44) построена на основании интерпретации магнитного и гравитационного полей, изучения петрофизических характеристик пород и данных глубинного сейсмического зондирования по профилю Воркута-Тикси (Горизонт) в северной части площади листа R-49. Также использованы результаты специальных комплексных геолого-геофизических и петрофизических работ по расшифровке геологической

природы гравитационных и магнитных аномалий Анабарского щита в верхней части его разреза мощностью до 15 км, которые проводились ВСЕГЕИ в 1981–1994 гг. [Духовский и др., 1984ф, 1986]. Профиль протяженностью 240 км проходил вдоль долины р. Бол. Куонамка. Через юго-восточный угол площади проходит профиль ГСЗ Барнаул–Северо-Енисейск-Тикси («Шпат»), но его небольшая протяженность в пределах площади листа R-49 недостаточна для построения модели глубинного строения.

Региональные геофизические аномалии и их интерпретация. Для Анабарского щита характерны линейные (полосовые) гравитационные и магнитные аномалии, прослеживающиеся за его пределы на многие десятки и сотни километров. На большей части щита эти аномалии имеют северо-западное простирание.

Гравитационное поле. Территориально Анабарский щит располагается в пределах одноименного регионального гравитационного максимума, который охватывает всю северо-восточную часть Сибирской платформы. По характеру напряженности поля Δg Анабарский региональный максимум подразделяется на две ветви - северо-восточную, Оленекскую, относительно повышенного гравитационного поля и юго-западную, Вилюйскую, относительно пониженного поля Δg (названия согласно [Духовский и др., 1986]). Граница между этими ветвями в пределах Анабарского щита проходит вдоль восточного борта Котуйкан-Монхолинской зоны смятия (западная граница Далдынского мегаблока). Здесь наблюдается крупнейший на Сибирской платформе перепад регионального гравитационного поля. При этом, вся восточная часть щита отмечается повышенными, а западная - пониженными значениями Δg . Тектонические зоны, разделяющие архейские гранулитовые глыбы, сопровождаются зонами отрицательных гравитационных аномалий, которые маркируются Ламуйским, Котуйкан-Монхолинским, Харапским и Билляхским региональными минимумами. Разделяющие их зоны положительных гравитационных аномалий представлены Ильинским, Далдынским, Джелиндинским и Попигайским региональными максимумами, соответствующими гранулитовым глыбам.

На Анабарском щите с учетом плотностных характеристик выделено пять вещественных ассоциаций горных пород, тяготеющих к определенным геологическим структурам щита (блокам, глыбам, зонам смятия). Анализ гравитационного поля региона показал, что каждой из таких структур свойственны определенные региональные аномалии.

В центральной части Анабарского щита, входящей в состав Оленекского блока фундамента Сибирской платформы, широко развиты высокоплотные ($2,8\text{--}3,0\text{ г/см}^3$) породы гранулитовой и чарнокит-эндербит-гранулитовой ассоциаций, слагающие обширные поля в пределах Далдынской и Джелиндинской глыб. По характерному, преимущественно положительному, гравитационному полю (Оленекская ветвь Анабарского регионального максимума Δg) эти образования могут быть распространены на большую часть Оленекского блока, в том числе и на Попигайскую глыбу. В ее пределах высокоплотные породы чарнокит-эндербит-гранулитовой ассоциации не выведены на поверхность эрозионного среза и залегают на глубине порядка 1–2 км под низкоплотными гранитоидными образованиями более поздних этапов геологиче-

ского развития региона. Пониженное гравитационное поле западной части Анабарского щита (Вилуйская ветвь Анабарского регионального максимума Δg), входящей в состав Вилуйского блока фундамента Сибирской платформы, обусловлено широким распространением низкоплотных ($2,6\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$) горных пород чарнокит-эндербитовой и гранитогнейсовой ассоциаций, возникших в результате двукратного ультраметаморфогенного преобразования гранулитов основного состава. Плотные породы чарнокит-эндербит-гранулитовой ассоциации сохранились в виде отдельных пластин (Ильинская глыба), под которыми предполагаются более ранние образования салических ассоциаций.

Магнитное поле. Магнитоактивные тела Анабарского щита характеризуются в целом небольшими вертикальными размерами и высокой суммарной намагниченностью. Углы наклона условных боковых граней, как правило, крутые (от 60 до 90°). Значения колеблются от 2 до 7 км. При этом магнитоактивным телам западной части площади свойственны в целом меньшие размеры (до 4 км), в восточной части установлены тела с вертикальными размерами до 7 км.

Таким образом, размеры, глубина распространения и суммарная намагниченность магнитоактивных масс в разных частях, опорного профиля (западной и восточной) различны [Духовский и др., 1984ф; 1986]. Эти отличия обусловлены, по-видимому, особенностями состава Вилуйского и Оленекского блоков.

Так, в пределах Оленекского блока преобладают мезо- и меланократовые породы чарнокит-эндербит-гранулитовой ассоциации, которые содержат магнетитсодержащие кристаллосланцы и кварциты. В западном блоке преобладают породы чарнокит-эндербитовой и гнейсогранитовой ассоциаций, обедненные магнетитом вследствие разубоживания магнетитсодержащих образований при интенсивном развитии процессов кремнещелочного метасоматоза.

Мощность земной коры. Поверхность Моховичича (Мохо), с которой отождествлена подошва земной коры, в пределах Анабарской антеклизы характеризуется сложным строением, определяемым ортогональной системой глубинных разломов. На Анабарском щите она расположена на глубине $42\text{--}44$ км [Эринчек и др., 2007]. В юго-западном направлении от массива подошва земной коры погружена до 48 км. В северном направлении подошва земной коры еще более погружается и в отдельных блоках достигает глубин около 50 км. Наиболее приподнят восточный борт Анабарской антеклизы, где поверхность Мохо залегает на глубине 38 км. В южном направлении земная кора погружается до 50 км. Отсюда можно сделать вывод, что Анабарская антеклиза в целом как структура характеризуется глубоким залеганием поверхности Мохо, которая погружается с северо-востока на юго-запад от 38 до 50 км. Анабарская антеклиза погружена в верхнюю мантию в общем на 6 км глубже по сравнению с границащими с ней структурами. Подошва земной коры наиболее приподнята в окружающих впадинах: в Вилуйской синеклизе она залегает на глубине около 36 км, в Енисей-Хатангском прогибе и в Туринской впадине — около 39 км. Скоростная характеристика поверхности

Мохо в пределах Анабарской антеклизы недостаточно изучена. Отдельные определения граничной скорости дали значения 8,1 км/с.

Наиболее выдержанная граница в консолидированной части коры сопоставляется с поверхностью Конрада или границей раздела «гранитного» и «базальтового» слоев земной коры в их геофизическом понимании. Земная кора вдоль профиля ГСЗ представлена «осадочным», «гранитным» и «базальтовым» слоями. В северной части территории «осадочный» слой имеет мощность до 5 км (в Попигайской котловине), в юго-восточном направлении сокращается до 1–2 км и несколько утолщается (до 3 км) в Суханской впадине. Средняя скорость продольных волн достаточно высокая – 6,6 км/с, граница Мохо отличается отчетливым перепадом от 7,8 к 8,2 км/с. Кровля консолидированной коры характеризуется значением граничной скорости – 6 км/с. На периферии Анабарской антеклизы в разрезе преобладает «базальтовый» слой. «Гранитный» слой заметно утолщается по мере приближения к Анабарскому щиту и в средней части профиля занимает уже более половины земной коры.

Прослеживание сейсмических внутрикоровых границ, показывает, что с приближением к щиту они постепенно исчезают и в пределах самого щита наблюдаются не всегда. В земной коре Анабарского щита прослеживаются сейсмическая отражающая поверхность на глубине 8–14 км и отдельные отражающие площадки на глубине 20 и 30 км [Строение земной коры..., 1986]. Главной особенностью разрезов земной коры в пределах Анабарской антеклизы является обедненность внутрикоровыми границами по сравнению с окружающими районами. По мере удаления от Анабарского массива строение пород усложняется, расчлененность консолидированной части коры возрастает, разрез приобретает ярко выраженный многослойный характер. Более однородный характер разреза земной коры Анабарской антеклизы по сравнению с окружающими структурами определяется, по-видимому, относительной гомогенностью состава слагающих его пород, вероятно за счет более полной переработки протолитов глубинными процессами. На основании оценки величин теплогенерации по данным измеренного в регионе теплового потока, а также скорости продольных сейсмических волн, в пределах гранулитовых глыб, в Анабарском щите на поверхность выходит апикальная часть комплекса нижней коры [Розен, 1995].

Мантия. Данные о строении субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ), полученные в результате многочисленных и разносторонних исследований кимберлитов на севере Сибирской платформы, имеют важное значение для решения проблем алмазности территории [Griffin et al., 1999; Nowell et al., 2004; Розен и др., 2006б; Лохов и др., 2010; Ashchepkov et al., 2016; Shatsky et al., 2015; Шацкий и др., 2016]. По результатам изучения пиропов и хромитов кимберлитовых трубок были установлены различия в мощности литосферной мантии [Griffin et al., 1999]: под северной частью Сибирской платформы, где кимберлитовый магматизм имеет мезозойский возраст, литосфера оказалась тоньше, чем южнее в пределах развития палеозойских полей кимберлитов. Отличительной чертой архейской мантии и богатых алмазами кимберлитов южных полей является наличие сильно истощенных низко-Са гранатов гарцбургитовой ассоциации, тогда как в мезозойских трубках полностью преобладают пиропы эклогитового и вебстерит-

пироксенитового парагенезиса. Единственная алмазоносная трубка Малокуонамская среднетриасового возраста в Куранахском поле обогащена эклогитовым гранатом, а гранат перидотитового и дунитового парагенезиса в ней редок. Несмотря на почти полное отсутствие алмазоносных кимберлитов на севере Сибирской платформы здесь содержатся крупномасштабные алмазные россыпи. В них, в дополнение к необычным алмазам, основной источник которых неизвестен (тип II, V и VII по классификации [Орлов, 1977]), содержится огромное количество округлых алмазов, ламинарные октаэдры и кристаллы переходных форм. Изучение включений в алмазах этих морфологических типов и в алмазах из мезозойских кимберлитовых трубок показало, что мезозойские трубки не могут быть источником россыпных алмазов. Полученный результат может означать, что алмазы, преобладающие в россыпях, образовались до изменения архейской мантии и что их главными источниками могут быть трубки девонского или более древнего возраста [Shatsky et al., 2015].

На основании облегченного изотопного состава углерода в алмазах россыпей северо-востока Якутской провинции было установлено резкое преобладание (до 85%) алмазов эклогитового парагенезиса [Shatsky et al., 2015]. Реконструированный состав эклогитовых ксенолитов с положительными аномалиями Eu и Sr, позволяет предположить, что субстратом для алмазов эклогитового парагенезиса были субдуцированные породы океанической коры [Shatsky et al., 2015]. У целого ряда кристаллов алмаза с контрастным изотопным составом углерода изотопный состав каймы стремится к среднемантийному значению. Это дает основание предполагать, что при росте алмазов эклогитового парагенезиса сначала мог участвовать углерод из субдуцированной континентальной коры, а на заключительном этапе - мантийный углерод [Шацкий и др., 2016].

Результаты изучения мантийных ксенокристов из раннетриасовых кимберлитовых трубок Куранахского, Дюкенского, Ары-Мастахского и Харамайского кимберлитовых полей свидетельствуют, что латеральная структура СКЛМ под Анабарским поднятием не гомогенная. Она состоит из нескольких разнородных блоков [Ashchepkov et al., 2016]. Тем самым подтверждается возможность аккреции разнородных террейнов в Анабарской коллизионной системе 2 - 1.8 млрд лет назад. Обилие эклогитовых пироксенов и гранатов в кимберлитах указывают на островодужную обстановку формирования мантийных разрезов в Прианабарье и севера Якутии [Ashchepkov et al., 2016].

На основании микроэлементного состава мантийных ксенокристов сделан вывод, что в отличие от однородной мантии в центральной части Сибирской платформы с богатыми алмазами палеозойскими кимберлитами, СКЛМ с убогоалмазоносными мезозойскими кимберлитами Анабарского поднятия является расслоенной. Литосферная мантия имеет здесь следующую вертикальную делимость: (1) верхняя часть, метасоматически измененная и обогащенная флогопитом и Na-Cr-амфиболами; (2) два слоя пироксенитов и эклогитов на глубинах, соответствующих давлениям 3 и 4 ГПа, (3) нижняя часть, состоящая из рефертилизированных дунитов. Причем, нижняя деплетированная часть, является разогретой от основания СКЛМ до глубин, соответствующих 5,0 Гпа [Ashchepkov et al., 2016].

По материалам проведенных исследований можно предположить, что уменьшение мощности мантийного кия на севере Сибирского кратона с 250 до 220 км произошло при воздействии пермо-триасового суперплюма и является результатом разогрева и взаимодействия плюмовых расплавов с мантийными перидотитами, что обусловило низкое содержание алмазов в мезозойских кимберлитовых трубках [Ashchepkov, et al., 2016]. Влияние пермо-триасового суперплюма подтверждается результатами изучения Lu-Hf изотопной системы в среднетриасовых цирконах из тр. Малокуонамская [Лохов и др., 2010]. Эти цирконы обособляются в специфический (аномальный) тип, для которого характерен избыток радиогенного гафния по отношению к неодиму. Возможны различные причины этого избытка, в частности, большая степень плавления гранатсодержащего мантийного субстрата под воздействием температурного поля пермо-триасового суперплюма, с которым был связан трапповый магматизм на юго-востоке Сибирской платформы [Лохов и др., 2010].

На основании изучения коровых ксенолитов из кимберлитов в Мархинском террейне, выяснилось, что по времени проявления основных тектоно-термальных событий он не отличается от Далдынского и Маганского террейнов [Shatsky et al., 2016]. Окончательная амальгамация архейских террейнов в современную структуру Сибирского кратона, вероятнее всего, произошла 2,5–2,4 млрд лет назад, когда был сформирован протоконтинент Арктика [Shatsky et al., 2016].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие территории происходило в несколько крупных этапов, соответствующих выделенным структурным ярусам: ранне-позднеархейского, позднеархейского, раннепротерозойского, рифейского, вендско–кембрийского, среднекаменноугольно–триасового, юрско-мелового и кайнозойского. Ввиду глубокой тектонической переработки и сильных метаморфических преобразований исходных пород наиболее загадочной является история формирования континентальной коры Сибирского кратона. Выполненные изотопные исследования на Анабарском щите позволяют относительно достоверно проследить последовательность геологических событий в позднем архее, начиная примерно с 3 млрд лет, то есть с начала проявления в истории Земли суперконтинентальных циклов. Суперконтинентальные циклы в общем виде являются отражением состояния мантии. Периоды горячей богатой летучими мантии характеризуются формированием суперплюмов, которые приводят к дезинтеграции суперконтинента и увеличению рециклинга земной коры в процессе широко распространенной глобальной субдукции. Периоды холодной обедненной летучими мантии, которые сопутствуют формированию суперконтинентов, интерпретируются как следствие обширной субдукции холодной океанической литосферы в предыдущий период. В результате изоляции ядра погруженными субдукционными слэбами, происходит уменьшение потока летучих и формирование суперконтинента. Периоды существования суперконтинентов характеризуются повышенным влиянием мантии на процессы магмогенерации, но низкими темпами продуцирования континентальной коры.

Ранне-позднеархейский этап. В течение архея происходило формирование и рециклинг наиболее ранней континентальной коры региона, современная мощность которой составляет 38–50 км. Тектонический режим формирования архейской континентальной коры является дискуссионным, точки зрения по этому вопросу варьируют от широкого применения теории тектоники литосферных плит до ее полного отрицания с использованием гипотезы мантийных плюмов (см. дискуссию [Wyman, 2013; Bedard et al., 2013; Roberts et al., 2015]). В качестве компромиссной гипотезы образования земной коры предлагается спиральная последовательность взаимодействия в разной степени проявленных мантийно-плюмовых процессов и тектоники плит [Минц, Эрикссон, 2016]. Также привлекается гипотеза астероидно-метеоритных бом-

бардировок, разрушавших поверхность Земли, на которой формировалась континентальная, частично гранитоидная кора [Кузьмин и др., 2016].

Для раннего архея наиболее вероятными, но не общепризнанными, являются процессы формирования континентальных ядер в виде мощных вулканических плато на «головах» горячих мантийных плюмов и одновременного развития под ними более легких, не тонущих в мантии глубоких «корней» (купольно-килевая архитектура), которые обеспечивали в дальнейшем сохранность вулканических плато [Bedard, 2006; Van Kranendonk, 2010; Van Kranendonk et al., 2015]. Так, на основании геохимических и петрологических исследований для наиболее древнего гнейсового комплекса Акаста (Канада), предполагается, что самые ранние породы (>3,94 млрд лет) образовались в обстановке океанического плато, в целом аналогичного современной Исландии [Reimink et al., 2016]. Из-за гравитационной неустойчивости, обусловленной различиями в составе и плотности сближающихся вулканических плато и нормальной океанической литосферы [Johnson et al., 2014], происходило заложение внутриокеанических систем субдукции [Nair, Chacko, 2008; Dhuime et al., 2012; Sawood et al., 2013]. Предполагается, что в архее океанические дуги были более мощными из-за более высокой степени плавления в мантии, и океаническая литосфера была более плавучей [Nutman et al., 2015]. Эти дуги взаимодействовали между собой и океаническими плато, что, в конечном счете, привело к формированию архейской континентальной коры [Condie, Kröner, 2013].

Ранне-позднеархейский этап в пределах Анабарского щита соответствует формированию блоков коры, сложенных полихронными гранулитами далдынской и верхнеанабарской серий. Наши изотопные данные по наиболее ранним геологическим событиям в архее весьма скудные и базируются на изученных реликтовых ядрах цирконов из гранулитовых толщ, чаще всего унаследованных из более древних протолитов.

Наиболее древние образования Анабарского щита представлены гранулитами от двупироксеновых кристаллосланцев до гиперстеновых плагиогнейсов с Nd-модельным возрастом протолитов пород 3,76–3,51 млрд лет. Циркон с U-Pb возрастом 3,72 млрд лет имеет положительную величину $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ +2,6, указывающую на его формирование в магме из смешанного корово-мантийного источника. Для этого циркона отмечаются эоархейские значения модельного возраста $T_{\text{Hf}}(DM) = 3,78$ млрд лет и времени экстракции коры T_{Hf}^C 3,82 млрд лет.

Наиболее древние мафитовые породы, подобные базальтам океанических островов или плюмовым базальтам (пр. 607), сложены породами по Nd-модельному возрасту протолита, отделившимися от мантии 3,65–3,67 млрд лет назад. Наиболее древний циркон гранитоидного облика в них имеет возраст 3,57 млрд лет, это значение может указывать на возраст источника сноса. Если циркон рассматривать как детритовый, или как результат переработки и плавления пород около 3,57 млрд лет назад. Циркон с возрастом 3,57 млрд лет характеризуется отрицательными величинами $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ от -5,3 до -6,8 с модельным возрастом $T_{\text{Hf}}(DM)=3,92$ –3,98 млрд лет и временем экстракции коры T_{Hf}^C 4,14–4,24 млрд лет, что указывает на его формирование в процессе рециклинга эоархейской и хадейской коры.

В нижнем архее и нижнем лопии (3,4–2,8 млрд лет) фиксируются не менее пяти импульсов магматической деятельности и сопряженного с ними метаморфизма: 3,37–3,39, 3,29, 3,24, 3,11–3,15, 3,0–2,92 млрд лет, циркон которых характеризуется величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ от +1 до -10,2. В процессе этого магматизма происходила переработка пород с модельным возрастом $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ 3,42–3,72 млрд лет и возрастом экстракции коры T_{Hf}^{C} 3,59–4,09 млрд лет. В этот период не фиксируется поступление ювенильного мантийного вещества, то есть в процессе магматизма происходила переработка ранее сформированной континентальной коры.

Согласно геодинамическим реконструкциям, выполненным по редкоземельному составу пород для магматических протолитов архейских гранулитовых толщ, можно предполагать, что основные породы далдынской серии с возрастом 3012 ± 15 млн лет формировались в условиях океанических плато при участии мантийного плюмового магматизма и, в меньшей степени, в субдукционной обстановке. Для пород среднего и кислого состава доминирующей являлась субдукционная обстановка в режиме подобном магматическим континентальным дугам. Эти магматические породы выходили на дневную поверхность, подвергались размыву и попадали в осадки, представленные сейчас кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами и кальцифирами, Nd-модельный возраст которых составляет 3,37–3,0 млрд лет. Осадки, накапливались, вероятно, во внутриконтинентальном бассейне. Время массового накопления вулканогенно-осадочных пород – протолита далдынской серии, вероятно, соответствует интервалу 3,1–3,0 млрд лет.

Период 3,20–3,00 млрд лет играет особую роль и характеризуется кардинальными изменениями корообразующих процессов в глобальной истории Земли [Condie, 2004; Dhuime et al., 2012; Cawood et al. 2013; Condie, Kröner, 2013; Van Kranendonk et al., 2010; 2015; Roberts et al., 2015]. Появление в разрезах далдынской серии высокосозревших метаосадочных пород (кварциты, силлиманитовые, кордиеритовые и гранатовые гнейсы) с Nd-модельным возрастом протолита 3,37–3,00 млрд лет указывают на существование континентальной коры в области питания осадочного бассейна. Имеющиеся данные свидетельствуют, что этот период представляет зафиксированный наиболее ранний суперконтинентальный цикл Земли. В этом цикле реконструированы (Van Kranendonk et al., 2010; 2015; Dhuime et al., 2012) все основные стадии, начиная с рифтинга ранее сформированной континентальной литосферы и формирования молодой океанической коры, последующее закрытие океана и аккреция террейнов около 3,1–2,90 млрд лет. В конечном итоге эти события привели к формированию крупных районов стабильной континентальной литосферы, которая была в состоянии обеспечивать существование бассейнов мощной седиментации зрелых осадочных пород (например, возраст 3,00 млрд лет имеют отложения супергрупп Витватерсранд и Де Грэй на кратонах Каапваал (Южная Африка) и Пилбара (Австралия) [Van Kranendonk et al., 2015]. Предполагаемый суперконтинент вначале выделялся с названием Ваалбара, затем Ур и объединял кратоны Южной Африки и Западной Австралии. Вполне вероятно, что Далдынская и Джелиндинская глыбы являются отторженцами этого суперконтинента.

Позднеархейский этап. В конце среднего лопия на Анабарском щите фиксируется радикальное изменение в характере магматизма, которое предполагает прирост новообразованной коры за счет широкого участия ювенильных мантийных магм и флюидов в формировании континентальной коры. Метаморфизованные в гранулитовой фации толщи далдынской и верхнеанабарской серий служили фундаментом при формировании интрузивных образований позднеархейского этапа, представленных наиболее древними раннеорогенными образованиями [Легенда..., 2009] анабарского эндербит-мигматит-чарнокитового комплекса. Тектоническая обстановка формирования гранитоидов верхнеархейского структурного яруса соответствовала преимущественно активным континентальным окраинам, а также мантийно-коровому взаимодействию в супрасубдукционной обстановке на континентальной окраине (для санукитоидов). Только пегматоидные чарнокитовые граниты имеют геохимические характеристики магматизма коллизионной обстановки. Формирование эндербитов и чарнокитов во времени было сопряжено с продолжительным субдукционным процессом, сопровождающимся гранулитовым метаморфизмом, с широко цитируемым возрастом 2,75 млрд лет [Архей..., 1988; Бибикина и др., 1989]. Однако, начало этого этапа метаморфизма, видимо, имеет возраст 2870 млн лет, а проявления заключительной стадии, зафиксированные нами - 2683 ± 20 млн лет.

В это время (~2860 млн лет) формировались гиперстеновые плагиогнейсы верхнеанабарской серии и эндербиты анабарского эндербит-мигматит-чарнокитового комплекса с характеристиками гранитоидов ТТГ-серии, содержащие циркон с положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ от +4 до +7,2, модельным возрастом $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ 2,97 – 3,09 млрд лет и возрастом экстракции коры T_{Hf}^{C} 3,03–3,18 млрд лет

Второй импульс мантийного магматизма проявился около 2,75 млрд лет. Ультрамафиты этого возраста характеризуются величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ +2,9, $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 2,85 млрд лет и содержат циркон с положительной величиной $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ +6,4, модельным возрастом $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ 2,75 млрд лет и возрастом коровой экстракции T_{Hf}^{C} 2,77 млрд лет. Близкие по возрасту породы ТТГ-серии содержат циркон с величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ от +5,2 до +7,9, $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ 2,76–2,82 млрд лет, T_{Hf}^{C} 2,77–2,87 млрд лет. Часть пород ТТГ-серии содержит циркон с отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ -0,8 – -6,3 и модельным возрастом $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ 3,06–3,24 млрд лет, T_{Hf}^{C} 3,25–3,55 млрд лет, что указывает на участие в магматических очагах палео- и мезоархейской коры. В это же время был интенсивно проявлен гранулитовый метаморфизм и чарнокитовый магматизм.

В глобальном масштабе период 2,83–2,63 млрд лет - это время создания одного или нескольких суперконтинентов (Кенорленд, Сьюперия и/или Склавия). Коллизионные события около 2,7 млрд лет фиксируются на территории континентов Лаврентия, Балтика, Австралия [Condie, 2004]. Предполагается, что в состав суперконтинента Кенорленд с большой вероятностью входил Сибирский кратон [Розен и др., 2007] или его части, представленные сейчас гранулитовыми глыбами Анабарского щита.

Появление санукитоидов (2700 млн лет) в составе анабарского комплекса подтверждает предшествующие коллизионные события с возрастом 2,75 млрд лет, поскольку санукитоиды связывают с плавлением обогащенной

субконтинентальной литосферной мантии в условиях позднеколлизийного и постколлизийного магматизма, вызванного отрывом слэба [Fouler, Rollinson, 2012].

В Сибирском кратоне позднеархейский возраст коллизии (2,8–2,6 млрд лет [Розен и др., 2006]) совпадает с определениями возраста ксенолитов эклогитов, в том числе алмазонасных ксенолитов из палеозойской (365 млн лет) кимберлитовой трубки Удачная (возраст эклогитов $2,9 \pm 0,4$ млрд лет по Re–Os методу и $2,57 \pm 0,2$ млрд лет по Pb–Pb методу [Shatsky et al., 2015]). Предполагается, что образование алмазов в мантийном источнике наиболее продуктивных палеозойских трубок связано с этим позднеархейским этапом коллизии [Shatsky et al., 2015].

Временной интервал моложе 2,6 млрд лет и до начала протерозойского этапа, по имеющимся у нас данным изотопного датирования демонстрирует почти полное отсутствие тектоно-термальных событий. В единичных случаях в гиперстеновых эндробитогнейсах были установлен циркон с возрастом 2516 ± 35 млн лет [Гусев и др., 2016], по которому можно предполагать какие-то термальные события этого возраста. Nd-модельный возраст протолита 2,51 млрд лет был получен для биотит-амфиболовых плагиогнейсов из вюрбюрской толщи (пр. 1044-2) [Липенков и др., 2016]. При этом, существует мнение, что окончательная амальгамация архейских террейнов в современную структуру Сибирского кратона произошла около 2,5–2,4 млрд лет [Shatsky et al., 2016].

Период времени 2,63–2,42 млрд лет в масштабе Земли характеризуется уменьшением роста земной коры и отсутствием процесса формирования суперконтинентов [Condie, 2004; Dhuime et al., 2012; Cawood et al. 2013; Condie, Kröner, 2013; Van Kranendonk et al., 2010; 2015; Roberts et al., 2015]. Увеличение мощности континентальной литосферы в конце архея сменилось широко распространенным внедрением мафит-ультрамафитовых силлов и даек с возрастом 2,57–2,42 млрд лет. Этот обширный мафит-ультрамафитовый магматизм был связан с литосферным растяжением и распадом суперконтинента Кенорленд [Condie, 2004; Condie, Kröner, 2013; Van Kranendonk et al., 2010; 2015].

Раннепротерозойский этап. Вслед за распадом суперконтинента Кенорленд в истории Земли наступил период глобального уменьшения магматической активности с возрастом 2,42–2,25 млрд лет, который выделяется под названием Сидерий. В это время фиксируется только внутриплитный магматизм. Глобальный период магматического затишья связывают с существенным охлаждением мантии, вызванным стагнирующими слэбами, которые замедлили циркуляцию в мантии [Condie 2004; Condie, Kröner, 2013].

На Анабарском щите наиболее ранние стадии раннепротерозойского этапа связаны с формированием вюрбюрской толщи 2,4 млрд лет назад в эпикратонном бассейне к западу от Далдынского блока (в современных координатах) на площади листа R-48. Возраст метаандезитов (бескварцевый двупироксеновый плагиогнейс) вюрбюрской толщи $2,42 \pm 0,02$ млрд лет [Архей..., 1988]. Sm–Nd изотопная система метавулканитов (плагиогнейсы и кристаллические сланцы) и метаседиментогенных пород (гранатовые гнейсы и кальцифиры) вюрбюрской толщи показывает значения Nd-модельного возраста 2,8–

3,09 млрд лет [Злобин и др., 1999, Розен и др., 2000а; Розен и др., 2006]. По результатам датирования на SHRIMP [Липенков и др., 2016] усредненный возраст дометаморфического, по нашему мнению, детритового циркона, в вюрбюрской толще 2,8–2,6 млрд лет, то есть совпадает с возрастом коллизионного магматизма. Источниками вещества, обусловившими этот интервал значений Nd-модельного возраста, могли служить образования, синхронные породам далдынской и верхнеанабарской серий, если они выходили на дневную поверхность. При пересчете на возраст 2,4 млрд лет величина $\epsilon Nd(T_{2400})$ варьирует от -0,9 до -4,2, что свидетельствует о зрелости источника сноса к моменту накопления вюрбюрской толщи.

К востоку от Далдынского блока раннепротерозойский этап проявился в накоплении терригенно-карбонатных отложений – протолитов стратифицированных гранулитовых толщ хапчанской серии. Осадконакопление происходило в обстановке, отвечающей пассивной континентальной окраине на морском шельфе. Области питания были сложены зрелой континентальной корой, выходы которой не наблюдаются на современном срезе [Розен и др., 2006]. Этот фундамент, представленный зрелой континентальной корой, служил источником сноса предположительно с востока на запад (в современных координатах) обломочного материала для осадочных пород Хапчанской СФЗ, которые сформировались не позже 2100 млн лет назад. Начало формирования осадочных пород хапчанской серии точно не установлено. В осадочных отложениях хапчанской серии практически отсутствует архейский циркон, что указывает на иные, отличные от далдынской и верхнеанабарской серии источники сноса. Средний Nd-модельный возраст источников для протолитов парагнейсов Хапчанского террейна 2,22–2,47 млрд лет (табл. 4) может соответствовать возрасту пород в области питания осадков, формирующихся на пассивной окраине.

На рубеже раннего и позднего карелия (2100 млн лет), в связи с заложением зон глубинных разломов, фиксируется базитовый плюмовый магматизм (харапский и салтахский комплексы). В это время на территории многих докембрийских террейнов находят признаки рифтогенного магматизма, которые могут быть потенциально связаны с распадом позднеархейского суперконтинента Кенорленд [Condie, 2004]. В промежутке 2100–2050 млн лет к востоку от Салтах-Билляхской зоны могло произойти раскрытие океанического бассейна, а затем заложение субдукционной зоны. В пользу этого свидетельствуют данные по ксенолитам из кимберлитовых трубок. В Хапчанской зоне, как и в большинстве россыпей северо-востока Якутской провинции, на 85% преобладают алмазы эклогитового парагенезиса [Шатский и др., 2016]. Изотопно-геохимические данные по алмазоносным эклогитам показывают, что в качестве протолитов эклогитов выступали породы океанической коры, на основании чего сделано заключение о присутствии субдукционного компонента в алмазоносной мантии на северо-востоке Сибирского кратона [Шатский и др., 2016]. В настоящее время другого вещественного подтверждения субдукционных образований, пока нет, возможно из-за сильного маскирующего воздействия последующих коллизионных процессов.

В позднем карелии началась коллизия архейских континентов и микроконтинентов, в результате которой Хапчанский террейн совместно с Далдын-

ским вошел в состав Сибирского кратона [Смелов, Тимофеев 2003]. Коллизионный шов в настоящее время представлен Салтах-Билляхской зоной смятия. В эндогенных событиях процесс коллизии фиксируется, начиная 2050 млн лет, когда начали формироваться коллизионные гранитоиды ээкинского комплекса.

Считается, что 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 [Розен и др., 2000]. Ареальный гранулитовый метаморфизм в гранулитовых глыбах Далдынской СФЗ проявлялся дважды, первый в интервале 1,97–1,90 млрд лет и второй – 1,87–1,76 млрд лет [Розен и др., 2000].

Гранитоиды билляхского комплекса (1980 млн лет) формировались в коллизионной обстановке, осложненной рифтогенезом при участии мантийного плюмового магматизма. Коллизионные процессы фиксируются по аляскитовым гранитам маганского комплекса, которым свойственен тектонический режим, как активных окраин, так и коллизионных обстановок. Пик коллизионных событий приходится на возрастной диапазон 1860–1820 млн лет – время формирования двуслюдяных гранитов котуйкан-монхолинского комплекса.

На позднем этапе коллизионные процессы проявлялись в формировании дислокационно-метаморфических комплексов в зонах разломов, разделяющих гранулитовые глыбы в Далдынской СФЗ и на границе Далдынской и Хапчанской СФЗ. В зонах разломов породы гранулитовой фации подверглись катаклазу, милонитизации и наложенному метаморфизму главным образом амфиболитовой и, частично, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также гранитизации и мигматизации.

Раннепротерозойский этап является ключевым в истории Сибирского кратона. Именно на этом этапе (2,0–1,8 млрд лет) произошла амальгамация раннедокембрийских супертеррейнов (Тунгусский, Анабарский, Оленекский, Алданский) в единую структуру кратона [Розен, 2003; Розен и др., 2006; Gladkochub et al., 2006; Pisarevsky et al., 2008].

В качестве альтернативной точки зрения образования алмазов в связи с позднеархейской коллизией, предполагается, что событие алмазообразования может быть связано с эклогитами, образовавшимися в результате раннепротерозойской коллизии двух отдельных континентальных блоков, Далдынского и Хапчанского террейнов [Shatsky et al., 2015]. Возможно, что различия между продуктивными палеозойскими кимберлитами южных полей и бедными мезозойскими – северных полей, связаны с разными этапами коллизии – позднеархейским для богатых и раннепротерозойским для бедных.

Предполагается, что финальным результатом аккреции Сибирского суперконтинента из разнородных микроконтинентов (террейнов) было возникновение около 1,8 млрд лет назад гигантского коллизионного горного сооружения гималайского типа, входившего в состав суперконтинента Колумбия [Розен и др., 2007]. В верхней части коры протерозойского орогена сосредоточились выплавленные при коллизии гранитоиды. Подпираемая корой повышенной мощности, эта горная область подвергалась денудации в течение после-

дующих 170 млн лет, когда гранитный слой коры был почти полностью эродирован, по крайней мере, в пределах Анабарского щита. На образовавшемся пенеплене, покрытом корой выветривания, начал накапливаться полого залегающий платформенный чехол. По-видимому, именно к началу рифея кора Сибирского кратона обрела мощность, близкую к современной - в среднем около 40 км [Розен и др., 2000].

С последующими процессами распада суперконтинента Колумбия связано внедрение силлов и даек Анабарского поднятия, среди которых выделяется около 10 генераций с возрастом от 1840 до 900 млн лет [Okrugin et al., 1990, Округин, 1999]. Предполагается, что их внедрение началось еще в протерозое, в связи с постколлизийным растяжением. Дайки с возрастом 1842–1832 млн лет отмечены на севере Анабарского щита, но их возраст в настоящее время предполагается лишь на основании валовых K-Ar датировок [Гладкочуб и др., 2012]. Следует отметить, что достоверно установленный U-Pb методом возраст гранитов монхолинского комплекса 1860–1820 млн лет, синхроничен с возрастом этих даек.

Рифейский этап. Накопление терригенно-карбонатной формации рифейского этапа знаменует начало формирования осадочного чехла платформы после длительного перерыва (100 млн лет по данным [Петров, 2014], по нашим данным около 170 млн лет). В течение этого времени происходила денудация верхней части континентальной коры Сибирского кратона, внедрение даек основного состава и формирование зрелой коры выветривания. В последнее время появились данные о одновременном формировании платформенного чехла, в частности на северо-востоке Анабарской антеклизы в Суханской впадине накопление осадочного чехла началось в раннем протерозое [Старосельцев и др., 2013]. В пределах площади листа R-49 наиболее ранние проявления базитового магматизма объединены в кендейский комплекс даек, внедрение которых происходило на рубеже раннего протерозоя и рифея в интервале времени 1771–1603 млн лет (K-Ar и Rb-Sr датировки) [Округин, 1999; Okrugin et al., 1990]. Дайковые комплексы с возрастом около 1750 млн лет являются ветвями гигантского радиального дайкового роя и рассматриваются как составная часть крупной магматической провинции [Гладкочуб и др., 2012].

Наиболее поздний U-Pb возраст детритовых цирконов из базальных слоев мукунской серии (ильинская свита) составляет 1690 ± 9 млн лет [Худолей и др., 2007; 2009] и тем самым ограничивает нижнюю возрастную границу начала формирования осадочного чехла. Накопление раннерифейских (около 1,58 млрд лет) кварцевых аренигов мукунской серии (ильинская, бурдурская и лабазтахская свиты) в основании осадочного чехла на Анабарском поднятии происходило исключительно в континентальных обстановках аллювиальной и эолово-флювиальной седиментации [Петров, 2014]. Подчиненные флювиально-себховые отложения формировались в условиях внутриконтинентальных водоемов озерного типа [Петров, 2011; 2014]. В Мукунском бассейне выявлен своеобразный эолово-флювиальный тип микробиально-связанного осадконакопления, который кардинальным образом влиял на распределение масс песчаных осадков между континентом и шельфом [Петров, 2014].

Рифейский этап связан с формированием двух мощных трансгрессивных седиментационных циклов, отвечающих раннему и среднему–позднему рифею. В это время территория представляла собой обширную карбонатную платформу, переходящую к северу и востоку в пассивную континентальную окраину в соответствии с увеличением мощности отложений в этом направлении. В этом же направлении в составе осадков появляются мощные песчано-глинистые прослои, исчезают красноцветность пород и локальные перерывы, свидетельствующие о накоплении рифейских толщ в пределах обширной шельфовой области. В позднерифейское время существовал мелководный морской шельфовый бассейн с терригенно-карбонатным накоплением осадков проксимальной части пассивной континентальной окраины.

Формирование карбонатного чехла платформы сопровождалось вспышками базитового магматизма долеритовой формации, который свойственен областям внутриконтинентального растяжения, широко проявившимся на всей территории Анабарского щита и площади развития рифейского структурного яруса. Магматизм этого периода представлен поясами даек кварцевых долеритов раннерифейских кенгединского (1580 ± 30 – 1502 ± 18 млн лет) и токурского (1412 ± 4 – 1400 ± 42 млн лет) комплексов, кварцевых долеритов и монзонит-порфиров чизресского комплекса (1384 ± 2 – 1337 ± 11 млн лет), габродолеритов среднерифейских будьюрхайского (1290 ± 10 – 1240 ± 12 млн лет) и کوتуйканского (1103 – 1054 млн лет) комплексов.

На основании изучения даек кенгединского комплекса в северной части Сибирского кратона недавно выделена Куонамская крупная изверженная провинция с возрастом 1501 ± 3 млн лет, простирающаяся на 700 км и потенциально связанная с синхронными дайками и силлами кратонов Сан-Франциско и Конго, в прошлом примыкавших к Сибири [Эрнст и др., 2016]. Считается, что кратковременным эпизодом магматизма была охвачена территория в 2000 км. По данным семи U-Pb датировок методом ID-TIMS по дайкам и силлам долеритов, опробованных по Анабарскому щиту и в пределах рифейского осадочного чехла его западного склона на расстоянии 270 км, возраст провинции составляет 1501 ± 3 млн лет (с достоверностью 95%). Дополнительная возрастная оценка (1483 ± 17 млн лет), полученная методом SIMS по силлу Оленекского поднятия в нескольких сотнях километрах восточнее, близка к ранее определенному возрасту (1473 млн лет по данным SHRIMP II) и в пределах погрешности соответствует возрасту события, определенному методом ID-TIMS [Эрнст и др., 2016]. Последние данные по палеомагнитным полюсам нижнерифейских отложений мукунской серии и интрузий с возрастом 1500 – 1470 млн лет на севере Анабарского поднятия, дают основание предполагать тесное соседство Анабара и Северной Америки на протяжении одного миллиарда лет в интервале $1,7$ – $0,7$ млрд лет, которые вместе пережили два глобальных события связанных с формированием суперконтинентов Нуна (1750 – 1500 млн лет) и Родиния (1000 – 750 млн лет) [Evans et al., 2016].

Вендско–кембрийский этап. После подъема территории и размыва в конце позднего рифея вновь установился режим карбонатной платформы. Глубина предвендского размыва достигала 600 м. Довендский перерыв в осадко-

накоплении по мнению М. С. Машака составлял около 250–300 млн лет [Свириденко и др., 2013ф, см. отзыв М. С. Машака].

Вендские отложения с угловым несогласием залегают на различных уровнях рифея и местами на кристаллическом фундаменте. В раннем венде происходило накопление относительно мелководных терригенно-карбонатных отложений. В начале позднего венда отлагались относительно глубоководные битуминозные известняки, а в конце – в условиях мелководья, водорослевые доломиты.

Отложения морской терригенно-карбонатной формации поздневендско-раннекембрийского возраста залегают с размывом на существенно карбонатных толщах венда. Карбонатные и терригенно-карбонатные преимущественно битуминозные толщи ранне-среднекембрийского возраста, формировались в условиях мелководного открытого морского или лагунно-морского бассейна. Ограниченно развитые верхнекембрийские отложения, представленные глинистыми и алевролитистыми известняками и доломитами, залегающие с несогласием на отложениях среднего кембрия, также накапливались в условиях мелководного морского бассейна.

Среднекаменноугольно–триасовый этап. После длительного перерыва в осадконакоплении маломощные континентальные отложения перми и нижнего триаса накапливались только в северной и северо-восточных частях площади листа R-49 в пределах пониженных участков рельефа, где с размывом перекрывали разновозрастные горизонты кембрия и венда. Пермская терригенно-угленосная формация формировалась в прибрежно-континентальных условиях. С глубоким размывом пермская терригенно-угленосная формация перекрывается раннетриасовой туфолаковой формацией (молодинская толща), сложенной покровами и потоками базальтов с прослоями туфов, туфобрекчий, туфопесчаников, песчаников и алевролитов и с трубками взрыва, выполненными туфобрекчиями и ксенокластолавами. В северном, восточном и южном обрамлении Анабарского поднятия в связи с развитием Сибирского суперплума широко проявился базитовый магматизм, представленный эбе-хаинским трахидолеритовым, молодинским и катангским долеритовыми и габбродолеритовым оленек-велинггинским комплексами, а также щелочно-ультраосновной магматизм, представленный куонамским кимберлит-карбонатитовым комплексом. Анабарская антеклиза в течении рифейско-фанерозойского времени оставалась относительно приподнятой по сравнению с окружающими региональными структурами – Курейской и Вилуйской синеклизами и мезозойскими краевыми депрессиями севера Сибирской платформы [Старосельцев и др., 2013]. В фанерозое Анабарский выступ фундамента платформы в качестве источника сноса начал проявляться лишь в меловое время, что доказано специалистами по поискам алмазов [Прокопчук, 1979].

Юрско-меловой этап. Стратифицированные отложения юры и мела, залегающие на подстилающих толщах с региональным перерывом и несогласием, на рассматриваемой территории не сохранились. На восточном склоне Анабарского свода с этим этапом связано формирование билляхского кимберлитового и талахтахского комплекса щелочных базальтоидов.

Кайнозойский этап. Стратифицированные образования этого этапа относятся к континентальной терригенной формации, залегающей с перерывом и резким угловым несогласием на толщах всех нижележащих структурных ярусов. В позднем эоцене (35,7 млн лет) в северной части территории произошло одно из известнейших импактных событий на территории России – падение Попигайского астероида, приведшее к образованию ударного кратера диаметром до 100 км и коптогенного брекчиевого комплекса. Кайнозойские стратифицированные отложения на рассматриваемой территории представлены образования неогена и квартера.

Неогеновый период ознаменовался проявлением эпохи выравнивания с образованием коры выветривания на фоне теплоумеренного климата, изменившегося во второй половине миоцена и в раннем плиоцене на континентальный и резко-континентальный. В миоцене и начале плиоцена территория испытывала значительное поднятие, развивалась достаточно разветвленная речная сеть. В относительно короткое предпозднеплиоценовое время тектонического покоя произошло выравнивание территории с последующим захоронением древних речных долин. Реликты плиоценовой гидросети сохранились на водоразделах, сложенных озерно-аллювиальными плиоценовыми – нижнечетвертичными осадками, которые являются фрагментами плиоценовой поверхности выравнивания.

Новейший структурный план рассматриваемой части Сибирской платформы в общих чертах унаследован от мезозойско – кайнозойских этапов тектогенеза. Амплитуды поднятия положительных структур за новейшее время оцениваются от 200 м до 500 м и более, отрицательных – от 50 до 100 м. [Геологическая ..., 1983]. Плейстоценовая речная сеть в большинстве своем наследует древнюю. На протяжении четвертичного времени рассматриваемая территория на фоне общего воздымания Сибирской платформы пережила сложную историю развития. В среднем плейстоцене, а также в верхнем неоплейстоцене Среднесибирское плоскогорье (свод Анабарской антеклизы и ее западный и юго-западный склоны) подвергались оледенению, центр которого вероятно находился на шельфе Карского моря. В перигляциальных областях в среднем и верхнем плейстоцене происходило формирование речных террас. В это же время начали формироваться многолетнемерзлые породы, развитые сейчас повсеместно на площади листа R-49.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа R-49 находится в северо-восточной части Среднесибирского плоскогорья. Современный рельеф отражает ее неотектоническое строение: центральная часть представляет собой приподнятое, в разной степени расчлененное плато, с севера, запада и востока обрамленное районами развития относительно низких аккумулятивных равнин. Характерным элементом рельефа является расположенная на северо-востоке Попигайская низменная равнина, сформировавшаяся на месте Попигайской астроблемы.

На площади выделяются шесть геоморфологических районов: Анабарское возвышенное плато, Анабаро-Биректинская равнина, Среднеолёнёкское низкое ступенчатое плато, Котуйское высокое ступенчатое плато, Мойеро-Котуйская грядово-холмистая равнина и Попигайская низменная равнина. Кроме того, на площади выделены внеледниковая зона, расположенная в пределах Анабаро-Биректинской равнины и ледниковая зона, охватывающая остальную часть площади. Ниже приводится описание геоморфологических районов с присущими им морфо-генетическими типами рельефа.

Анабарское возвышенное плато занимает западную и центральную части территории с абсолютными отметками 300–900 м. Плато сложено метаморфическими породами Анабарского массива. Значительную роль в формировании рельефа сыграли неотектонические процессы, гляциоизостазия, а также ледниковая экзарация поверхности. Плато характеризуется полого-холмистым рельефом, с поверхностями, выглаженными ледниковой экзарацией. Наиболее контрастное расчленение (до 500 м) прослеживается в верховьях р. Котуйкан и в среднем течении р. Куонамка [Геологическая..., 1983]. Периферийные части плато (абсолютные отм. 300–600 м) расчленены менее интенсивно, амплитуды высот не превышают 200 м.

Анабаро-Биректинская возвышенная равнина развита на востоке и северо-востоке территории в пределах водосбора рек Анабар и Мал. Куонамка. Она сформирована на полого залегающих породах кембрия. Её значительная часть (к востоку от рек Анабар и Мал. Куонамка) располагается во внеледниковой зоне. Абсолютные отметки поверхности равнины лежат в пределах 200–260 м. Граница с Анабарским плато четкая, прослеживается по перепаду высот. Относительные превышения в пределах равнины составляют 50–90 м.

Среднеолёнёкское низкое ступенчатое плато располагается на юге территории в бассейне среднего течения р. Олёнёк. Рельеф плато сформирован на моноклиналино залегающих карбонатных породах, ступенчатый характер

предопределен структурой пород, на которых оно образовано. Плато полого понижается от 450 м на западе до 350 м на востоке. Плато располагается в области развития максимального оледенения Сибири, для верхнелепесточных ледников оно является приледниковой зоной.

Котуйское высокое ступенчатое плато сформировано на карбонатных породах кембрия и верхнего протерозоя, располагается на северо-западе территории в бассейне р. Фомич на абсолютных отметках 300–400 м. Ступенчатый характер плато предопределен структурой пород, на которых оно сформировано. Как и Среднеоленекское плато, оно расположено в пределах распространения тазовского и муруктинского ледниковых щитов.

Мойеро-Котуйская грядово-холмистая равнина на рассматриваемую территорию заходит небольшим северо-восточным участком, располагаясь в ее южной части между Анабарским и Среднеоленекским плато. Она сформирована на краевых ледниковых образованиях муруктинского ледникового комплекса, на абсолютных отметках от 500 до 226 м.

Попигайская озерно-аллювиальная низменная равнина расположена на севере территории, на стыке Анабарского, Котуйского плато и Анабаро-Биректинской равнины. Ее границы предопределены границами Попигайской котловины, образовавшейся при падении одноименного астероида. Это плоская озерно-аллювиальная равнина, сформированная на верхнечетвертичных отложениях – аккумулятивных террасах разных уровней, на абсолютных отметках 30–40 м.

На площади листа R-49 распространены *денудационная* и *аккумулятивная* группы типов рельефа.

Денудационный рельеф включает поверхности и склоны, образовавшиеся в результате комплексной денудации осадочных пород платформенных структур и докембрийского фундамента. Платформенные денудационные формы рельефа широко распространены в пределах Среднеоленекского и Котуйского плато, а также на Анабаро – Биректинской равнине. Имея, в целом, общий структурный характер, денудированный платформенный чехол отличается и некоторыми особенностями, характерными для каждого из районов.

Поверхности и склоны Анабаро-Биректинской равнины не перекрывались плейстоценовыми покровными оледенениями. Поверхности имеют слабо-волнистый, реже – плоский или полого выпуклый рельеф, сформированный не только на коренных породах, но и на остатках деформированных дочетвертичных кор выветривания. Такой рельеф поверхностей обусловил возникновение обширных маломощных заболоченных участков, на которых получили развитие многочисленные мерзлотные формы (бугристо-западинный микрорельеф, бугры пучения, термокарстовые озера). Склоны пологие, осложнены характерным делювиальным расчесом и площадями развития солифлюкционных террас. Долины мелких рек имеют широтную ориентировку, глубину вреза до 20 м и ящикообразный профиль. Нередко они наследуют палеодолины, заложение которых происходило еще в конце мелового времени. В пределах Среднеоленекского плато поверхности увалисто-грядовые. Водоразделы имеют гребневидные формы. Крутые склоны приурочены к бортам речных долин. Препарировка подстилающих пород и нивальные про-

цессы придают им ступенчатый облик. Высота ступеней – 1–5 м, обусловлена структурой карбонатных пород.

Денудационные формы рельефа докембрийского фундамента широко распространены в пределах Анабарского плато. Поверхности имеют пологохолмистый облик, возвышенности представляют собой уплощенные останцы высотой до 50 м и шириной в основании до нескольких километров. Возвышенности разделены прямолинейными понижениями длиной до 50 км, наследующими приразломные трещиноватые структуры пород. На поверхностях широко распространены каменные развалы, а также денудационные останцы коренных пород. Склоны приурочены к бортовым частям речных долин. Крутизна склонов уменьшается от максимальных, характерных для низкогогорья, уклонов в центральной части плато, до более пологих на его периферии. В верхних частях склонов отмечаются многочисленные нивальные террасы шириной до 500 и высотой до 15 м. На склонах широко распространены каменные реки (курумы), а также солифлюкционные формы (плащевидные расчесы, террасы, валики) - в районах развития рыхлых покровных отложений.

Аккумулятивный рельеф представлен равнинными формами различного генезиса, образованиями ледниковых комплексов и речных террас.

Полого-волнистые покровные равнинные формы преимущественно озерно-аллювиального генезиса (N-Q) развиты на водораздельных поверхностях Анабаро-Биректинской равнины на абсолютных отметках 150–300 м. Поверхность равнины наследует рельеф подстилающих пород и расчленена более молодыми речными долинами. На ней присутствуют дефляционные и эоловые формы: дюны, бугристые пески, ниши и блюдца выдувания.

Небольшой фрагмент холмисто-моренной равнины (Q_{II}) расположен на юго-западе площади листа R-49. Поверхность сформирована на гляциальных образованиях аргасалинской толщи на абсолютных отметках 300–350 м. Рельеф холмисто-западинный, сглаженный эрозионными процессами. В понижениях рельефа широко развиты бугры пучения и термокарст.

Четвертая надпойменная терраса (Q_{II}) развита вдоль обоих склонов долины р. Анабар, почти на всем ее протяжении (лист R-49-XI, XII). Относительная высота террасы 60–90 м, ширина от 0,1 до 1,5 км, поверхность ее ровная, слабо наклонена к руслу реки [Государственная геологическая карта..., 1985].

Третья надпойменная терраса (Q_{III}) показана на схеме только в пределах Анабаро-Биректинской равнины, однако небольшие ее фрагменты отмечаются также в пределах Среднеоленьского и Котуйского плато. Относительные превышения поверхности террасы над урезом лежат в пределах 60–70 м. Площадка террасы уплощенная, мелкобугристая в понижениях, ширина до 1 км и протяженность до 5 км.

Покровные полигенетические преимущественно озерно-аллювиальные равнинные формы средне-верхнеплейстоценового возраста (Q_{II-III}) широко распространены в пределах *Попигайской низменной равнины*, где они являются рельефообразующими. Высота поверхности равнины составляет 30–40 м. Как и на озерно-болотных равнинах здесь широко развит термокарст, бугры пучения, прослеживаются веера блуждания русел палеопотоков. На

юго-западе равнины поверхность осложнена реликтами водно-ледникового рельефа – песчаными холмами высотой до 20 м. Ближе к краям Попигайской котловины высота равнины несколько повышается, здесь сформированы скульптурные площадки шириной до 0,5 км. Они выработаны в среднетчет-вертичных отложениях и перекрыты маломощным чехлом озерно-аллювиальных отложений, поверхность которых осложнена деллями и со-лифлюкционными формами в виде террас и валиков.

Мойеро-Котуйская грядово-холмистая равнина (Q_{II}) сформировалась под воздействием муруктинского покровного ледника на высоте 200–550 м. Ледник двигался с северо-запада на юго-восток через Анабарское плато до его юго-восточной границы, где сформировались краевые моренные образования. В результате образовался грядово-холмистый и холмисто-западинный моренный рельеф, осложненный полями флювиокамов, зандровыми полями и флювиогляциальными дельтами. Эти площади на схеме показаны как равнины, сложенные образованиями муруктинского ледникового комплекса (Q_{II}). На восточном склоне Анабарского плато следы краевых муруктинских форм отсутствуют, поэтому установить точную границу его распространения здесь невозможно. Можно предположить, что долины рек Арга-Сала, Оленек, Мал. Куонамка и Анабар наследуют фрагменты долин стока талых ледниковых вод, уничтоживших краевые ледниковые формы, либо разгрузка материала происходила в приледниковый водоем. Более позднее распространенное на рассматриваемой площади сартанское оледенение оставило лишь небольшие участки краевых гряд на восточной границе Анабарского плато. На схеме они показаны внемасштабными знаками.

Комплекс низких надпойменных террас и пойм (Q_{III-H}) распространен во всех геоморфологических районах. В пределах Анабарского плато террасы цокольные, небольшие по площади, что обусловлено узкими, V-образными долинами шириной до 1 км. В строении комплекса участвуют поймы и первая надпойменная терраса с относительными превышениями до 8 и до 15 м соответственно.

В пределах Анабаро-Биректинской равнины комплекс надпойменных террас имеет большее площадное распространение в сравнительно широких ящикообразных долинах этого района. Высота поймы колеблется в пределах 1–12 м, первой надпойменной террасы – 15–25 м, второй надпойменной террасы, значительно менее распространенной – 25–40 м.

На Среднеоленекском низком ступенчатом плато комплекс надпойменных террас залегает в узких (до 1 км), но глубоко (до 200–300 м) врезанных долинах. Площадки террас комплекса узкие, но протяженные. Относительные превышения поймы до 12 м, первой надпойменной террасы 15–25 м, второй надпойменной террасы – 30–40 м. Террасы нередко цокольные. На площади Котуйского плато комплекс имеет относительные превышения до 8 м для пойм, 10–12 м для первой надпойменной и 30–40 м для второй надпойменной террасы. Рельеф поверхности комплекса в целом сходен с таковым Среднеоленекского плато. В пределах Попигайской низменной равнины относительные превышения составляют до 2 м для пойм и 6 м для первой надпойменной террасы. Ширина комплекса значительно больше, чем в остальных районах и достигает иногда 8 км. Во всех районах, кроме Анабарского плато,

рельеф поверхности надпойменного комплекса осложнен старицами, веерами блуждания, развитием термокарстовых западин, мерзлотными полигонами, буграми пучения. Последние наиболее ярко проявлены на Попигайской низменной равнине, где их высота достигает 15 м.

Современные полого-волнистые озерно-болотные равнины (Q_n) развиты во всех районах территории. Начало их формирования связано с потеплением климата в начале голоцена, а развитие продолжается и в настоящее время. Равнины распространены в понижениях рельефа, как правило, неправильные по форме. Характерен мелкобугристо-западинный рельеф с участием крупных булгунняхов. Присутствуют следы ледяных жил и клиньев, различных на дистанционной основе к карте. Широко развит термокарст.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В северо-восточной части Сибирской платформы на территории листа R-49 выявлены 6 алмазородоссыпных месторождений (два крупных, одно среднее, 3 мелких) и 13 алмазородоссыпных проявлений в бассейнах рек Анабар и Бол. Куонамка. С находящимся в пределах площади Попигайским кратером связаны уникальные по запасам месторождения коренных импактных алмазов Скальное и Ударное и пять крупных россыпных проявлений импактных алмазов на реках Далдын, Догой, Фомич, Попигай и Арбангда. Для нужд алмазодобывающей промышленности разведаны, но не эксплуатируются 3 малых месторождения известняка и доломита.

На территории выявлены проявления каменного угля, горючих сланцев, железных руд, графита, урановой, редкоземельно-редкометалльной и медно-никелевой минерализации. Всего на карте полезных ископаемых и в электронном каталоге отражено 6 крупных, 1 среднее и 6 малых месторождений, 226 проявлений, 384 пункта минерализации, 32 шлиховых и литохимических ореола полезных ископаемых (в общей сложности 655 объектов). Разрабатываются только промышленные месторождения россыпных алмазов.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа R-49 известны месторождения и проявления верхнепалеозойской каменноугольной и нижнепалеозойской формации горючих сланцев.

Каменные угли. На северо-востоке территории в пределах Попигайско-Уджинского угленосного района Тунгусского угольного бассейна в пермских отложениях обнаружено семь проявлений каменного угля.

В отложениях онкучахской (P_{1on}) и булгуняхтахской (P_{1blg}) свит установлены многочисленные линзы и линзовидные пласты угля мощностью 0,1–0,5 м (I-6-1,2,3,5,7), прослеживающиеся на десятки метров [Государственная..., 1989]. Угли с поверхности матовые и полуматовые, в свежем сколе полублестящие и блестящие. По петрографическим признакам выделяются: клареновый, дюрено-клареновый и дюреновый типы. По степени углефикации они относятся к длиннопламенным и газовым. Их состав (в %): Wa - 9,6–10,1; Ac - 12,6–16,5; Бобщ - 0,7–2,0; Cг - 72,6–75,6; Нг - 4,2–5,0; Vг - 39,5–45,2; (N+O+S)г - 19,4–23,2; смолы - до 12,0. Теплота сгорания от 6615 до

7283 ккал/кг. Угли могут быть использованы в качестве энергетического топлива.

Сланцы горючие. В пределах площади листа выявлено 17 проявлений горючих сланцев. Все проявления сланцев, кроме VI-4-1, приурочены к куонамской свите нижнего-среднего кембрия, которая прослеживается на 370 км на юге площади. Общая мощность горючих сланцев от 16–18 до 33–35 м. Наименьшая мощность их пластов 0,5–1,2 м, наибольшая - 1,2–3,5 м.

Горючие сланцы - темно-коричневая или черная порода, легко расщепляющаяся на тонкие хрупкие пластины. Они состоят из алевроито-карбонатно-глинистого материала, органического и кремнистого вещества, кальцита, гидроокислов железа, примеси пирита. Листочки загораются от спички коптящим пламенем с запахом жженой резины.

В отложениях джахтарской свиты ($C_{1-2}dg$) выявлена пачка горючих сланцев мощностью 4–4,5 м (VI-4-1), не прослеженная по простираению [Государственная..., 1977].

Технологический анализ сланцев (в %): As - 53,9–84,7; Va - 4,4–15,58; Бобщ -0,3–1,7 (лишь в IV-13-13 от 2,6 до 13,0); Wa - 0,9–4,4. Теплота сгорания 778–1954 ккал/кг. Органических веществ 10,1–15,64 %, редко 20–30% от объема породы. Их состав (в %): битума «А» - 3,47; битума «С» - 0,81; нерастворимого органического остатка - 95,73. Битум «А» - твердый, хрупкий, бурый, содержит (в %): 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. Нерастворимый остаток органического вещества - это кофейно-бурый порошок, состоящий (в %) из: С - 75,09; Н - 7,20; N - 1,77; S -2,18; золы - 11,62; 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 без следов восстановительного процесса. Выход полукокса из горючих сланцев около 87 % от органического вещества, а дегтя - 7 %.

В золе горючих сланцев отмечено повышенное содержание ряда химических элементов: уран до 0,01%, молибден до 0,1%, никель до 0,1%, ванадий до 1%, медь до 0,01% [Молчанов и др., 2001ф] (см. разделы «Ванадий», «Уран»).

Горючие сланцы района могут быть использованы как топливо в котельных установках, и, вероятно, для возгонки. Практический интерес может составить зола горючих сланцев с точки зрения извлечения из нее урана, ванадия, меди, молибдена и никеля. Сланцы изучены недостаточно, требуется постановка тематических и поисковых работ с целью выяснения целесообразности их комплексного использования в народном хозяйстве.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЁРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Наиболее значимые проявления железа при разнообразии в рудноформационной и вещественной локализации характеризуются принадлежностью к метаморфогенному генетическому типу рудной формации железистых кварцитов. Одно проявление, требующее дополнительного изучения и расположенное в Харапской тектонической зоне (V-3-25), может быть отнесено к формации гематитсодержащих кварц-плагиоклазовых метасоматитов.

К *формации железистых кварцитов* принадлежат выявленные в пределах юго-восточной части Анабарского щита множество проявлений и пунктов минерализации железа (наиболее значимые учтены в каталоге – 48 проявлений и 4 пункта минерализации), представленных итабиритами (магнетит-силикатные породы), магнетитсодержащими кварцитами и обогащённых магнетитом кристаллосланцами.

Незначительная часть небольших по параметрам проявлений известна в пределах тектонических зон: Котуйкан-Монхолинской (V-2-3,10,13), Харапской (V-3-25, V-4-4,10,14,16,17). В пределах жёстких глыб фундамента проявления железа представлены значительно шире: в Ильинской глыбе это проявления №№ V-1-5,9,12,14; Далдынской – №№ III-1-27,30,36,37,41; IV-1-6,7; IV-2-6,9; V-2-3; V-3-4; Джелиндинской – №№ III-2-19,20,21,22,23; III-3-22,23,24; IV-2-2; V-4-2,3,5,7,11; V-5-5,9,12,15,17 и многие другие. Большая часть проявлений железа сосредоточена в пределах Джелиндинской глыбы и локализованы они в образованиях бекелехской и килегирской толщ. Проявления №№ V-4-4,14,16 Харапской тектонической зоны образуют совместно с проявлениями №№ V-4-3,5,7 единую полосу шириной около 7 км и протяжённостью около 20 км. Как правило, магнетитсодержащие породы залегают согласно с вмещающими породами, морфологически это пластообразные и линзовидные тела северо-западного простирания. Представлены они следующими разновидностями: кварц-магнетитовыми, гранат-кварц-магнетитовыми, пироксен-кварц-магнетитовыми, магнетит-гранат-двупироксеновыми, магнетит-гранат-гиперстеновыми кристаллосланцами, а также магнетитсодержащими кварцитами.

В пределах тектонических зон проявления имеют следующие параметры: мощность от первых дециметров до первых метров - десятков метров, протяжённость от нескольких десятков до первых сотен метров максимум до 1,2 км. При содержании магнетита 22–70%, по данным химического анализа содержание Fe_2O_3 варьирует от 21% до 43,09%, FeO - от 8,34% до 20,65%, с колебанием от убогого до богатого, отмечаются убогие содержания сопутствующего полезного компонента - TiO_2 до 3,48 % [Побережский, 1966 ф; Машак, 1967ф].

Наиболее значительное проявление в Ильинской глыбе находится на водоразделе верховьев р. Игнатий-Юрэгэ (левый приток р. Этиэбин) и р. Кюёнэлэкээн (V-1-12), где во вмещающих амфиболовых и альмандин-биотитовых гнейсах локализованы 9 пластообразных тел магнетитовых кри-

сталлосланцев протяжённостью от 150 м до 1125 м и мощностью от 1,0 м до 30 м. При содержании магнетита 25-70% содержание Fe по данным химического анализа варьирует от 29,84 до 62,6% (с учётом Fe, входящего в состав граната и пироксена) [Побережский, 1966 ф].

В пределах Далдынской глыбы на водоразделе р. Бол. Куонамка и её правого притока руч. Балаганнаах известна продуктивная пачка шириной 10 км, где выявлено 11 крупных и большое количество мелких тел рудных магнетитовых кристаллических сланцев, приуроченных к гиперстен-плагиогнейсовой и кварцит-силлиманит-гиперстено-гнейсовой геологическим формациям. Мощность наиболее крупных из них колеблется в пределах 10–100 м, максимальная протяжённость 4 км. Руды представлены пироксен-кварц-магнетитовыми кристаллическими сланцами в виде линз и пластообразных тел. Содержание магнетита 20–50%, Fe - 35,55% [Потуроев, 1967 ф]. Другая крупная продуктивная пачка, прослеженная от устья руч. Чогноо до истоков руч. Баты (IV-1-6,7) имеет ширину 1,6 км и прослеживается на 14 км. Всего в пределах участка обнаружено 7 рудных пластов. Самые крупные из них имеют видимую мощность 50–125 м и протяжённость до 3–4 км. Руды представлены, преимущественно, гранат-кварцево-магнетитовыми кристаллическими сланцами, вещественными составляющими гранат-гиперстено-гнейсовой геологической формации. Максимальное содержание магнетита 10–50% наблюдается в центральных частях пластов, минимальное - на контактах. Содержание железа рядовое и составляет около 43% [Потуроев, 1967 ф].

Для железорудных проявлений, локализованных в пределах Джелидинского блока в целом характерна мощность от первых десятков сантиметров до первых метров-десятков метров, протяжённость от нескольких десятков до первых сотен метров, максимум до 3,0 км. При содержании магнетита 28–72%, по данным химического анализа содержание Fe_2O_3 варьирует от 5,15% до 46,24%, FeO - от 8,34% до 24,02%, с колебанием от убогого до богатого.

На водоразделе рек Токур, Осур, Кенгеде в полосе шириной 8 км и протяжённостью 25 км сконцентрировано 7 рудопроявлений (V-4-2,3,5,11; V-5-12,15). Мощность рудных тел от 8–10 до 15 м, протяжённость – несколько сотен метров (до 4 км). Наиболее богатые – кварц-магнетитовые (35–60%), кварц-двупироксен-магнетитовые (до 50%) сланцы. По данным химического анализа содержание в них Fe от 5,12% до 38,72 % [Машак, 1967 ф].

На водоразделе р. Мал. Куонамка и Станаах (V-5-9) [Чумирин, 1968 ф] в полосе выходов магнетитовых, гранат-гиперстен-магнетитовых кварцитов, прослеженной на 4 км при ширине до 500 м выявлено 9 линзовидных прослоев, обогащённых магнетитом. Содержание магнетита колеблется от 15 до 60%. По химическому анализу содержание Fe_2O_3 близко к богатому - 46,24%.

Текстура магнетитовых кристаллосланцев и магнетитосодержащих кварцитов непрерывно, или прерывисто-полосчатая, «гнейсовидная». Мощность магнетитовых слоев колеблется от долей миллиметра до 0,5 см, протяжённость их до 2,0 см. Зёрна магнетита размером от долей миллиметра до 0,5–0,7 мм таблитчатой, неправильной формы, обычно вытянуты в направлении сланцеватости. Наряду с магнетитом присутствуют гематит и маггемит, а также ильменит, пирит, пирротин, халькопирит, апатит, циркон, шпинель.

Количество кремнезёма в магнетитовых породах составляет 20–60%, поэтому они нуждаются в технологическом обогащении.

Формация гематитсодержащих кварц-плагиоклазовых метасоматитов представлена одним проявлением (V-3-25). На левом склоне р. Кенгеде выявлено линзовидное тело гематитсодержащих кварц-плагиоклазовых метасоматитов шириной около 0,5 км и протяжённостью 2,5 км. Распределение тёмно-серого до чёрного цвета гематита гнездово-вкрапленное в зёрнах размером 0,5–1,0 мм. Содержание гематита до 20%. По данным спектрального анализа содержание Cu-0,2% [Румянцев и др., 2003ф].

Хром. Хромитовое оруденение представлено двумя пунктами минерализации. Первый приурочен к ультрабазитовой интрузии мощностью 20 м и протяжённостью 1,5 км (IV-1-24) в пределах Котуйкан-Монхолинской тектонической зоны. Содержание хромита в породах интрузии 5–10%. Второй установлен в Хапчанской СФЗ в силле перидотитов мощностью 10 м и протяжённостью 0,5 км (II-4-12). Содержание хромита в породе 2–3%. Практического значения они не имеют [Геологическая..., 1983].

Ванадий. В золе горючих сланцев куонамского горизонта нижнего кембрия (см. раздел «Горючие сланцы») в 7 пунктах минерализации (III-5-10; III-6-16; III-6-19; IV-5-6; VI-3-2; VI-4-2; VI-5-3) спектральным анализом обнаружено до 1 % ванадия.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь и никель. На рассматриваемой территории выявлено 5 проявлений и 20 пунктов минерализации медно-никелевого оруденения *медно-никелевой сульфидной рудной формации*.

В основном, медно-никелевая минерализация связана с Кенгединской зоной разломов, протягивающейся в широтном направлении вдоль южного склона Анабарского щита и насыщенной рифейскими дайками трех магматических комплексов. Со среднерифейским будьурхайским комплексом даек связаны сульфидные рудопроявления меди, никеля, кобальта и серебра. В пределах изученной части Кенгединской зоны выявлено 3 рудопроявления [Мащак, 1987]: Далдыканское (V-3-23), Харапское (V-3-22) и Будьурхайское (V-4-13). Незначительная по масштабам сульфидная медно-никелевая минерализация присутствует также в небольших телах метаультрамафитов далдынского комплекса (проявления Токурское 1, 2 (V-4-1; IV-4-6 соответственно).

Проявление Далдыканское (V-3-23). Судя по разрозненным глыбам развалов мощность дайки составляет 110–130 м, протяжённость до 10 км. Сульфидное оруденение встречено в единичных глыбах в виде шлировых обособлений до 2,5 см. Состав рудных минералов: кубанит (75% сульфидов), пирротин (7,2%), магнетит (12,5%), пентландит (2,9%), реже марказит, ильменит, халькопирит и валлерит (не более 1%). Форма выделений: агрегаты призматических, угловатых и неправильных зёрен (кубанит и магнетит), монокристаллы пирротина в сростании с кубанитом, идиоморфные выделения пентландита в кубаните и пламеневидные формы около трещин и в интерстициях зёрен кубанита, пластинки валлерита в массе кубанита. Размеры выделений

от 0,01 мм до 1,5 см. Содержание сульфидов 8–10%. Содержание CuO - 1,34%; CoO - 0,0141%; NiO - 0,064%; Fe_{общ.} - 15,03%. В обогащённой породе CuO - 24,12%; NiO - 0,65% [Машак, 1987].

Проявление Харапское (V-3-22) связано с такситовыми долеритами одноименной пологозалегающей (30–40°) дайки мощностью до 450 м и протяженностью около 7 км. Такситовые долериты содержат шлирово-вкрапленное сульфидное оруденение размером 0,5–2,5 мм, редко до 15×8 мм, содержание Cu до 1,3 %, Ni 0,1–0,3%, Co 0,01%. Преобладающий состав руд кубанит-халькопиритовый. Спорадическая вкрапленность сульфидов отмечена в такситовых долеритах лежачего бока и в среднезернистых долеритах висячего бока. Мощность северо-восточной оконечности дайки составляет 400–450 м на протяжении 1,5 км. Мощность такситовых долеритов не менее 0,5 м [Машак, 1987].

Проявление Будьурхайское (V-4-13) связано с такситовыми долеритами одноименной дайки мощностью 30–280 м и протяженностью до 13 км. Такситовые долериты с сульфидной минерализацией прослеживаются вдоль контакта дайки в виде прерывистой полосы в раздувах до 7–9 м. Содержание сульфидов крайне неравномерное и обычно составляет 1–5%, достигая на участках раздувов такситовых долеритов 10–15%. Размеры вкрапленников колеблются от 0,1 до 5–10 мм, редко встречаются рудные обособления до 15×60 мм. Мелкие вкрапленники представлены пиритом, пирротином и халькопиритом; рудные обособления сложены в основном кубанитом и халькопиритом с вкрапленностью пентландита, присутствуют также макинавит, виоларит, миллерит, борнит. В такситовых долеритах на участках с видимой вкрапленностью сульфидов содержание (%): CuO - 0,06–0,95, NiO - 0,02–0,26, CoO - 0,002–0,016; в рудных обособлениях (%): CuO - 15,44–32,88, NiO - 0,23–1,47, CoO - 0,008–0,067, Ag - 160–420 г/т, Au - до 0,35 г/т [Машак, 1987]. По данным Д.А.Додина [Додин, 2002] содержание (г/т) Pt - 0,099, Pd - 0,045, Au - 2,7.

Главной особенностью охарактеризованных проявлений является высокое содержание Cu (до 4,1%) и Ni (до 1,8%) в сульфидных гнездах, сопровождающих шпирь альбитизированных долерит-пегматитов, габбро-диоритов и гранофиров среди такситовых кварцевых или бескварцевых габбро-долеритов.

В процессе проведения прогнозно-минерагенических исследований 2001–2003г.г. [Румянцев и др., 2003ф] был произведен подсчет прогнозных ресурсов по каждому проявлению.

Прогнозные ресурсы меди и никеля категории P₂ в пределах проявления Харапское в Южно-Анабарской металлогенической зоне на глубину 100 м, исходя из среднего содержания Cu - 1,3%, Ni - 0,2%, удельного веса - 2,89 г/см³, средней мощности оруденения такситовых долеритов (по развалам) - 1,0 м, протяжённости - 7,5 км составили: Cu - 28,2 тыс. т, Ni - 2 тыс. т.

Для количественной оценки ресурсов категории P₂ проявления Далдыканское, параметры которого предположительно, используются принцип аналогии с проявлением Харапское. Для расчёта заимствуются данные по мощности, удельному весу. При средних содержаниях Cu-1,3%, Ni-0,2%, удельном весе - 2,89 г/см³, средней мощности оруденения - 1,0 м, протяжённости - 10,0 км ресурсы Cu-37,6 тыс. т, Ni-5,8 тыс. т.

Прогнозные ресурсы меди и никеля категории P_2 в пределах дайки Буджурхайская в Харапской металлогенической зоне на глубину 100 м, исходя из среднего содержания Cu- 0,75%, Ni-0,1 %, удельного веса - 2,89 г/см³, средней мощности оруденения (прослеженного по развалам) - 6,5 м, протяжённости - 1,4 км составят соответственно: Cu 19,7 тыс. т, Ni – 2,6 тыс. т.

Таким образом, суммарные прогнозные ресурсы меди и никеля в пределах юго-восточной части щита составляют соответственно 85,5 и 10,6 тыс. тонн.

Прогнозные ресурсы установлены с надёжной достоверностью, дайки перспективны на выявление мелких месторождений меди (менее 100 тыс. тонн). Предлагаемые работы: поисково-оценочные с комплексом электроразведочных и горно-буровых работ [Румянцев и др., 2003].

Проявление Токурское 1 (V-4-1) связано с дайкой архейских метагабброидов среди гранат-пироксеновых плагиогнейсов и двупироксеновых кристаллосланцев килегирской толщи. Зона сульфидного оруденения расположена вдоль юго-западной границы дайки, где габброиды деформированы и разобщены на мелкие линзы. Зона контролируется разломом СЗ простирания (аз. 325–330°). Вкрапленное, размером 1–3 мм, редко гнездовое (до 40 мм в поперечнике) оруденение приурочено к основным кристаллическим сланцам. Ширина сульфидной зоны от 4 до 10 м, протяжённость до 1,5 км. Редкая вкрапленность наблюдается по обеим сторонам зоны: к северо-востоку на удалении до 600 м. В северо-западной оконечности интрузии она расщепляется на ряд линзовидных полос мощностью 1,5–2,0 м при протяжённости до 100 м.

Минеральный состав вкрапленников: пирротин (70–75% сульфидов), халькопирит (10%), пирит (6–8%), марказит (10–15%), редко сфалерит, магнетит, чаще- ильменит. Размер выделений минералов от 0,04 до 0,07 мм, в линзовидных выделениях до 10 мм. Форма выделений: отдельные зёрна и их скопления, метакристаллы, колломорфные выделения. Содержание полезных компонентов по результатам химического и спектрального анализов: Cu- 0,13–0,47%, Ni-0,009–0,021%; Co-сл. -0,002%, Fe-4,38–13,78%, Au- до 6 г/т. В пирротине, по данным количественного спектрального анализа содержание Ni-0,107–0,15%; Co-0,115–0,145% [Мащак и др., 1966 ф].

Кроме того, в пределах площади Анабарского щита выявлены многочисленные пункты минерализации гидротермально-метасоматического генезиса в тектонических зонах (IV-1-26, IV-2-4, V-2-4,11, V-3-3,9,20 и др.). Они обычно представлены мелкой редкой вкрапленностью сульфидов, развивающейся в зонах локальных тектонических нарушений в различных архейско-раннепротерозойских образованиях, а также мелкозернистыми агрегатами на плоскостях трещин. Сульфидная минерализация представлена пиритом, пирротин, марказитом, ильменитом, магнетитом и халькопиритом.

Свинец и цинк. В районе имеются лишь пункты минерализации этих металлов (6 пунктов) с неясной формационной принадлежностью, установлены также их шлиховые и металлометрические ореолы. На территории Билляхской СФПЗ на полосе 6–8×40–50 м встречены глыбы плагиогнейсов с вкрапленностью пирита и сфалерита (II-3-16). Спектральный анализ пород показал (в %): цинка 1; свинца 0,04; меди 0,03. На севере этой же зоны оконтурен металлометрический ореол, приуроченный к милонитизированным и сульфиди-

зированным гранат-пироксеновым гнейсам (ПОР I-2-7). ореол характеризуется содержанием (в %): цинка 0,2; свинца 0,05; меди 0,5. Шлиховой ореол представлен единичными зернами размером 0,2–0,4 мм галенита и сфалерита. В Ченгелехской тектонической зоне металлотрический ореол ПОР II -1-6 располагается среди гранитного массива.

Мелкая спорадическая вкрапленность сфалерита, галенита и, реже, халькопирита, занимающая не более 3–5% объема породы, редкие прожилки и линзы отмечены в нижнерифейских отложениях котуйканской свиты на восточном склоне Анабарского щита, а также в отложениях старореченской, манькайской, немакит-далдынской, куонамской и силигирской свит венда и кембрия (III-5-5,7,15,18,). В долине р. Фомич в ожелезненных песчаниках бурдурской свиты (RF_{1br}) также встречается вкрапленность малахита, куприта и медной зелени. В штучных пробах установлены следующие содержания: цинка 0,001–0,9%, свинца 0,03–0,23%, меди 0,02–0,1% (ПОР I-1-2) [Государственная..., 1987]. Эти находки указывают на возможность открытия в пределах венд-кембрийских отложений стратиформных залежей полиметаллических руд.

Молибден. На площади листа R-49 выявлено семь пунктов минерализации молибдена, четыре из которых (III-5-6, 13; III-6-14, 21) связаны с проявлениями горючих сланцев (см. раздел «Горючие сланцы»). На территории Анабарского кристаллического массива пункты минерализации и установленные повышенные содержания молибдена пространственно связаны с раннепротерозойскими глубинными тектоническими зонами (СФпЗ), в которых гнейсы и гранитоиды были подвергнуты динамометаморфизму с образованием бластокатаклизитов и бластомилонитов (II-2-9, III-4-5). Повсеместно в пределах участков с золоторудной минерализацией отмечаются повышенные содержания молибдена, меди, ванадия (см. раздел «Золото коренное»).

Высказывается предположение [Кравченко и др., 2010; Румянцев и др., 2003ф], что петрохимические особенности гранитоидов Котуйкан-Монхолинской и Билляхской глубинных тектонических зон позволяют прогнозировать месторождения Au, Cu, Mo, Ag медно-порфирового семейства вблизи выходов плутонов магматических пород диорит-гранодиорит-монзонитовой натриево-калиевой и диорит-гранодиорит-гранитной калиевой формаций. Однако рудоносные порфировые комплексы на изученной территории не установлены.

Алюминий. На территории листа R-49 установлено одно проявление глиноземного сырья Мурун-Таас (VI-2-3) *бокситовой латеритной рудной формации*. На водоразделе рек Кукусунда и Арга-Сала гальки и валуны бокситов найдены в четвертичных отложениях, заполняющих карстовую воронку в кембрийских известняках. Бокситы железистые обломочно-бобовые и бобово-обломочные, состоящие из гиббсита, гематита, гетита, гидрогетита, кварца, кальцита и монтмориллонита (?). Обломки и «бобовины» сцементированы железистым и алюмо-железистым веществом. Структурные бокситы гиббситового состава свидетельствуют о существовании латеритных кор выветривания; обломочные и обломочно-бобовые разновидности - об их переотложении. Субстратом для бокситов служили основные интрузивные и эффузивные породы триасового возраста, бронировавшие водоразделы. Кварцсодержащие

бокситы могли образоваться при латеритизации туфогенных отложений. Железистые бокситы с реликтовой структурой долеритовых пород содержат до 40% Al_2O_3 и до 35% Fe_2O_3 . Промышленного значения проявление не имеет.

На территории Анабарской провинции имеют широкое развитие рудная *формация высокоглиноземистых сланцев и гнейсов*. Высокоглиноземистые гранатовые гнейсы встречаются в метаморфических толщах верхнеанабарской (эйиминская толща) и хапчанской серий и содержат от 5–15 до 20–25% силлиманита [Геологическая ..., 1983]. На рассматриваемой территории проявлений формации и перспективных площадей, представляющих практический интерес, не выявлено.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯНЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Ниобий, тантал и редкие земли. В пределах листа R-49 установлено одно проявление и 4 пункта редкометалльной и редкоземельной минерализации, относящиеся к *редкометалльно-редкоземельной формация в карбонатитах*.

Проявление участка Мальджангарский (IV-6-29) приурочено к одноименному карбонатитовому массиву [Шахотько и др., 1983, Молчанов и др., 2002, 2004, Ходжаев и др., 2007ф], расположенному в южной части Салтах-Билляхской СФЗ. Центральная часть массива диаметром до 5 км представлена карбонатитами, содержащими в своем составе щелочные амфиболы, эгирин, флогопит и апатит, при незначительном количестве магнетита, ильменита и лейкоксена. По данным дешифрирования аэрокосмоматериалов, а также АГСМ-съемки, восточнее Мальджангарского массива находится еще один, разрушенный эрозией карбонатитовый массив - Западно-Бирингиндинский (IV-6-30).

На площади массива закартированы многочисленные разно ориентированные тектонические нарушения, начиная от зон бластокатаклаза, бластомилонитизации, имеющих преимущественно север-северо-западное и субмеридиональное простирание, и заканчивая зонами интенсивного дробления и брекчирования преимущественно северо-восточного простирания. В зонах брекчирования плагиогнейсов хапчанской и верхнеанабарской серий, закартированных в ближайшем обрамлении массива, установлены резко аномальные, вплоть до рудных, содержания: P_2O_5 от 12,9 до 39,0%; Nb_2O_5 от 0,1 до 0,98%; Ta_2O_5 от 15,1 до 298 г/т; Y_2O_3 от 40 до 767 г/т; U от 3,6 до 5,0 г/т. В одной из проб содержание урана составило 106 г/т при содержании тория – 331 г/т; Mo от 101 до 234 г/т; Th от 181 до 838 г/т.

В центральной части массива установлены коры выветривания по карбонатитам с радиоактивностью до 400–450 мкр/час. В зонах брекчирования карбонатитов и в корях выветривания Мальджангарского массива выявлены участки, обогащенные обломочными окатанными зернами апатита, сцементированными франколитом. Периферийная часть массива сложена породами кварц-гематитового и кварц-карбонат-калишпат-гематитового состава, ширина выхода которых составляет до 40 м. Здесь же установлены высокорadioактивные (до 600–1000 мкр/час) тектонические брекчии по вмещающим по-

родам, метасоматически интенсивно изменённые (фенитизированные) с новообразованием щелочных амфиболов, пироксенов и альбита.

Среди акцессорных минералов карбонатитов были отмечены пироклор и циркон [Шахотько и др., 1983]. В геохимическом отношении карбонатиты массива характеризуются высокими содержаниями P_2O_5 (от 20 до 40%) и Ва (от 10 до 40,5%). Содержание Nb_2O_5 в них варьирует от 212 до 1830 г/т; Ta_2O_5 от 92,6 до 230 г/т, Y_2O_3 от 92,3 до 251 г/т, Th от 106 до 991 г/т; Sr до 1% и более; Mo от 15 до 17 г/т, достигая в брекчированных карбонатитах 110 г/т.

В корях выветривания по карбонатитам массива выявлены геохимические аномалии: Nb_2O_5 (от 194 до 3930 г/т), Ta_2O_5 (от 21 до 203 г/т), Y_2O_3 (от 40,5 до 358 г/т), U (от 4,6 до 5,5 г/т), Th (от 239 до 655 г/т), Mo (от 26,7 до 69,4 г/т). Помимо этого, по данным полуколичественного спектрального анализа, в корях выветривания Мальджангарского массива выявлены аномальные содержания La (>0,1%), Ce (>0,1%), Zn (>0,1%) и Be (от 40 до 200 г/т).

В центральной части Мальджангарского массива встречаются неокатаные глыбы железной руды. Помимо содержания Fe_2O_3 72,3%, железные руды характеризуются аномальными концентрациями Nb_2O_5 (0,4%), Ta_2O_5 (76,7 г/т), U (20,7 г/т), Th (165,0 г/т) и Mo (13,1 г/т).

Средние содержания рудных элементов, рассчитанные на основании данных литогеохимического опробования первичных и вторичных ореолов рассеивания [Ходжаев и др., 2007 ф], литогеохимического опробования керна поисковых скважин, пробуренных Амакинской ГРЭ ОАО «АЛРОСА» и других результатов работ предшественников [Шахотько и др., 1986] составили: Nb_2O_5 – 1000 г/т, Ta_2O_5 – 100 г/т, Th – 500 г/т, Mo – 50 г/т, U – 5 г/т, La_2O_5 - Ce_2O_5 – 2,5%, Y_2O_5 -100 г/т.

Средние содержания редкоземельных металлов цериевой группы в карбонатитах Мальджангарского массива позволяют классифицировать их как бедные руды [Минеральное....(4),1998], а содержания редких металлов чуть ниже предусмотренных для бедных руд [Минеральное... (3),1998].

Пункты минерализации (II-5-5; II-6-8,11) связаны с телами карбонатитовых диатрем. По данным спектрального анализа содержание (в %) ниобия в карбонатитах трубок колеблется от 0,03 до 0,3 (достигая иногда 1,0), тантала – 0,03–0,1, циркония – 0,003–0,03, церия – 0,1–0,3 (иногда до 1,0), лантана – 0,1–0,5, иттрия – 0,06–0,1. Рентгено-радиометрический анализ карбонатитов показал содержания суммы редких земель в них до 2,93%, присутствие тория от 0,05 до 0,75% и урана – до 0,007% [Государственная..., 1985].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото коренное. Золоторудная минерализация приурочена преимущественно к выходам кристаллических пород Анабарского щита и представлена двумя проявлениями и 36 пунктами минерализации *малосульфидно-золото-кварцевой формации*. Как правило, золотоносность приурочена к раннепротерозойским зонам смятия, разделяющим архейские гранулитовые глыбы.

В процессе групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [Куликов и др., 1984ф] в бассейне р. Налим-Рассоха в пределах Салтах-Билляхской

СФпЗ на площади 60×5 км установлено восемь пунктов минерализации золота (I-2-6,9; II-2-18,19, 25; II-3-10,11,18) и 2 шлиховых ореола (II-2-11;24). По данным литохимического опробования и спектрохимического анализа в пределах площади так же было выделено восемь литохимических ореолов с повышенными содержаниями Au, Cu, Mo, Zn, Pb. Пункты минерализации, шлиховые и литохимические ореолы золотосодержащих пород связаны с окварцованными и сульфидизированными гранитоидами, альбит-хлорит-кварцевыми метасоматитами салтах-билляхского мигматит-гнейсового комплекса и вмещающими их породами. В процессе работ в двух ореолах из восьми (Кыллахский (ПОР II-3-8), Киенгский (Пологоречинский) (ПОР II-2-10) выявлены площадные золоторудные проявления, соответствующие рудным полям малых золоторудных месторождений, по которым был произведен подсчет прогнозных ресурсов категории P₂ и даны рекомендации на постановку поисковых работ масштаба 1 : 10 000 [Куликов и др., 1984 ф].

Наиболее значительное из них, *Кыллахское* (II-2-21), приурочено в верховьях рек Кыллах и Киенг-Юрях (южный) к милонитизированным и окварцованным лейкократовым гранитам. В структурном отношении проявление располагается в 1–2 км к западу от Билляхского разлома. На проявлении развито несколько протяженных тектонических нарушений северо-западного простирания, соединяющихся к югу с Билляхским разломом и сопровождающихся кварц-полевошпатовыми и альбит-хлоритовыми метасоматитами с густой вкрапленностью сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит). Ореол золотоносных пород, в пределах которого выявлены 4 пункта минерализации (II-2-25; II-3-10,11,18) и шлиховой ореол (ШО II-2-24), имеет протяженность около 20 км при ширине от 3 до 10 км.

Литохимическим опробованием золото (0,02-1 г/т) установлено в 53 пробах из 220. Золотоносные породы характеризуются резко повышенными содержаниями Cu, Zn, Pb, Mo. По данным спектрохимического анализа борзодовых проб и кернa скважин золото находится в большей части проб в количествах 0,006–0,4 г/т. Максимальное содержание обнаружено в сколовых пробах сульфидизированных аляскитовых гранитов (0,42 г/т). Большинство проб содержит Ag до 3 г/т и As. Шлиховой ореол (ШО II-2-24) имеет протяженность 4 км. Золото в ряде проб содержится в количестве 20–30 знаков на объем 20 л. В двух пробах имеются весовые содержания 0,25 и 0,6 г/м³. Золото преимущественно не окатанное, часто причудливой формы, размер зерен 0,1–0,3, реже 0,5–1,5 мм.

Подсчитанные исполнителями работ по данным литохимических поисков по параметрам вторичных ореолов рассеивания [Инструкция ..., 1983] на глубину 100 м прогнозные ресурсы проявления категории P₂ составляют 14 т.

Проявление Киенгское (Пологореченское) расположено в верховьях р. Киенг-Юрях и ее левого притока руч. Пологого на площади 14×4 км (II-2-13). Оно размещается вблизи контакта эйминской и хаптасыннахской толщ в породах последней, которые представлены гранатсодержащими пироксеновыми, салитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. На западном и восточном флангах участка имеют распространение тела биотит-амфиболовых и аляскитовых гранитов различной протяженности (0,1–1,0 км) и мощности (10–100 м).

Структурное положение проявления определяется его расположением в непосредственной близости от зоны Билляхского разлома, фиксируемой ультрамилонитами и катаклазитами.

Породы в пределах участка претерпели гидротермально-метасоматические преобразования, которые наиболее интенсивно проявились в полосе пород шириной 200–400 м. Здесь выявлены метасоматиты кварц-полевошпатового состава, развивающиеся как по гранатсодержащим гнейсам, так и по гранитам. Метасоматиты в разной степени насыщены сульфидами и имеют различную золотонность. Рудная минерализация в сульфидизированных зонах в среднем составляет около 2% и представлена, в основном, пиритом. В резко подчиненном количестве присутствуют пирротин, халькопирит, ковелин, борнит. Золото визуально в аншлифах не наблюдалось. По-видимому, оно содержится в виде неравномерно рассеянных мелких включений в сульфидах. Аномальные содержания золота (0,01–0,3 г/т) фиксируются обычно в пробах, содержащих сульфиды в количестве 0,5% и более. Максимальные содержания золота, установленные в штучных пробах, составляют 10,6 г/т, в борздовых - до 3,0 г/т.

В аллювии руч. Пололого установлен шлиховой ореол золота (ШО П-2-11), практически совпадающий по площади с проявлением, с содержанием до 180 знаков на шлах, а в единичных шлихах выявлено весовое золото с содержанием до 0,6 г/м³. Золото крупное плохо окатанное размером 0,1–1,5 мм.

Сделанный исполнителями работ [Куликов и др., 1984 ф] по данным литохимических поисков по параметрам вторичных ореолов рассеивания [Инструкция ..., 1983] подсчет запасов на глубину 100 м категории Р₂ составил 6 т золота.

Аналогичные пункты минерализации, связанные с рассланцованными породами, приурочены к северной экзо- и эндоконтактовой части Билляхского плутона в пределах литохимического ореола П-3-25 [Кравченко и др., 2010]. Породы с повышенными содержаниями Au, Ag, Cu, Mo, Zn, Pb представлены гнейсами и гранитоидами, в том числе билляхского комплекса, подвергшимся повторно рассланцеванию с образованием бластокатаклазитов и бластомилонитов. В единичных случаях в гнейсах встречаются прожилки кварца. Сульфидная минерализация развита вдоль плоскостей сланцеватости и по поздним трещинам, секущим сланцеватость. Наиболее часто встречаются пирит, халькопирит и пирротин, иногда присутствуют молибденит и галенит. Оксидная минерализация представлена магнетитом и ильменитом. Золото присутствует как в рассланцованных гранитоидах, так и во вмещающих гнейсах. Повышенными содержаниями (0,1–2,7 г/т) характеризуются аляскитовые граниты, реже рассланцованные порфиридные граниты и гнейсы с сульфидной минерализацией. Ореол золотоносных пород имеет протяженность 30 км при ширине 4–5 км. Наряду с повышенными содержаниями золота отмечаются концентрации (в г/т): Cu до 7000, Zn до 5 000, Mo до 700, Pb до 700, Ag до 8. В аншлифах минеральные формы золота установить не удалось.

В Ченгелех-Харапской СФпЗ, на водоразделе рек Ченгелех-Рассоха и Боллохтох, в центральной части Ченгелехского мигматит-плутона, закартирована золотосодержащая минерализованная зона площадью 14×8 км (ПОР П-1-11) с содержанием Au в коренных пробах от 0,01 до 0,4 г/т.

По результатам изучения золотоносности разнообразных типов пород Котуйкан-Монхолинской СФпЗ (плагиогнейсы, кристаллические сланцы, гранито-гнейсы, амфиболиты, бластомилониты и др.) [Смелов и др., 2002], в большинстве проб (около 80%) установлена концентрация золота, близкая к кларковому уровню (0,003–0,006 г/т). В пятой части проб содержание золота превышает кларковый уровень для данного типа пород 0,01–2,5 г/т. Полученные результаты свидетельствует о рассеянной золотоносности Котуйкан-Монхолинской зоны, минералого-геохимические и структурно-морфологические особенности, которой заслуживают изучения [Смелов и др., 2002]. Наиболее золотоносными являются породы с сульфидной вкрапленно-прожилковой минерализацией, распространенные в долине р. Монхоло (IV-1-27,43,45,48), трассирующей осевую часть тектонической зоны [Смелов и др., 2002; Румянцев и др., 2003ф]. Ореол сульфидизированных и золотоносных пород IV-1-17 (Au более 0,1 г/т) с сильно выраженной степенью линейности прослеживается по простиранию на 20 км при ширине 2–4 км. В створе осевой линии на северном продолжении ореола при геологической съемке масштаба 1:200 000 ранее был выявлен пункт золоторудной минерализации (IV-1-15), представленный кварцевыми жилами мощностью 3–5 м, протяженностью 150 м, которые содержат до 1% мелкой вкрапленности (0,1–0,4 мм) сфалерита, халькопирита, пирротина и пирита. Содержание золота в этих жилах по пробирному анализу от 0,1 до 1,5 г/м³.

Значительное количество кварцевых жил и гранитных даек, также связано с этим ореолом, причем в тесной связи с проявлением бластомилонитов. В бластомилонитах повсеместно отмечается наиболее высокая концентрация сульфидов (более 5%). В частности, в бластомилоните по амфиболовому плагиогнейсу, обнаружено 0,15 г/т золота, также в бластомилонитах отмечаются маломощные кварцевые прожилки с содержанием золота 0,81 г/т. В розовых плагиогранитах с мусковитом обнаружен прожилок мусковит-биотит-плагиоклазового состава мощностью до 1 см и протяженностью до 50 см, содержащий до 20–25% пирита и халькопирита. Содержание золота в нем составляет 2,5 г/т, серебра – 5,0 г/т. Повышенное содержание золота отмечено также в кварците, содержащем в незначительном количестве микроклин, плагиоклаз, биотит и мусковит. Генетическая природа кварцитов не ясна, не исключается их метасоматическое происхождение. Повышенная концентрация золота в этих образцах была подтверждена атомно-абсорбционным анализом [Смелов и др., 2002; Румянцев и др., 2003ф]. По нашим данным из 10 атомно-абсорбционных анализов проб окварцованных и сульфидизированных пород в Котуйкан-Монхолинской зоне, только в одной (пр. 505 – бластокатаклизит) получено содержание золота 0,0038 г/т, в остальных случаях содержание золота ниже порога чувствительности (<0,002 г/т).

Единичные знаки золота установлены в протолочках из нижних частей отложений лабазтаховской свиты рифея и старореченской свиты венда, а также из умереннощелочных туфов и туфобрекчий Талахтаховской диатремы.

Золото россыпное. Наряду со шлиховым опробованием в процессе геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200 000 на площади листа R-49 с 50-х годов прошлого столетия производились поисковые, поисково-оценочные и ревизионные работы на золото в аллювиальных отложениях [Чёрный, 1956 ф;

Вишневецкий, 1962 ф; Крючков, 1965 ф; Крючков, 1967 ф; Новиков, 1986 ф; Толстов, 1996 ф; Румянцев и др., 2003 ф]. Несмотря на то, что большинство водотоков в районе в различной степени золотоносны (ВОР II-3-4, ВОР III-4-12; ВОР IV-1-1; ВОР I-6-8) установлено всего 2 золотороссыпных проявления и 11 пунктов минерализации золоторудной россыпной формации, в которых содержание золота в отдельных пробах достигало промышленного.

Поисково-оценочные работы, в разное время проводимые в долинах рек Бол. Куонамка и ее притоков [Чёрный, 1956 ф; Вишневецкий, 1962 ф; Крючков, 1968 ф] решали задачи выявления, локализации и оценки участков перспективных на алмазы с попутной оценкой золотоносности аллювиальных отложений.

Опробование 1965–1967 гг. на золото [Крючков, 1968ф] аллювиальных отложений р. Бол. Куонамка было проведено на отрезке долины от устья руч. Лахы (левый приток в 25 км ниже устья р. Делиндэ) до устья р. Старая. Участков с промышленными содержаниями золота не обнаружено. Несколько повышенные содержания золота (43,7–82,4 мг/м³) зафиксированы на участке русла р. Бол. Куонамка между устьями рек Мачала и Хаптасыннах (III-5-22), а также в 5 км ниже устья руч. Матырча.

Авторская оценка прогнозных ресурсов золота в русловом и пойменном аллювии р. Бол. Куонамка при среднем содержании его 0,03–0,05 г/м³, мощности аллювия 2,0 м, ширине полигона 250 м и протяженности изученного участка 190 км оценены в 3,8 тонны [Крючков, 1968 ф].

Золотороссыпное проявления Светлое (IV-4-2) было выявлено в процессе геолого-съёмочных работ м-ба 1 : 200 000 [Геологическая..., 1979] с использованием результатов ранее проведенных работ [Вишневецкий, 1962 ф; Крючков, 1965ф] на пятикилометровом участке долины р. Бол. Куонамка в 5 км ниже устья руч. Матырча.

Русловые и террасовые отложения, мощностью до 5–7 м, представленные песками и галечниками с редкими валунами, залегают здесь на доломитах старореченской свиты нижнего венда. Максимальные содержания золота установлены в приплотиковой части россыпи и варьируют от 0,1 г/м³ до 0,248 г/м³. Золото в пробах представлено мелкими окатанными зёрнами, реже пластинками размерами 0,1–0,8 мм. Средний вес золотинок 0,11 мг.

По результатам поисково-ревизионных работ [Толстов, 1996ф] авторские прогнозные ресурсы россыпи по категориям Р₁ и Р₂ были подсчитаны на интервале долины р. Бол. Куонамка от устья р. Лахы до устья р. Хапчан и в сумме составили ~ 0,9 т.

Тогда же отдельно был опробован участок ниже по течению р. Бол. Куонамка от устья р. Хапчан до устья р. Дюкен. На нижнем участке содержание золота колеблется от 0,04 г/м³ до 0,11 г/м³. Прогнозные ресурсы нижнего участка оцениваются ~ 0,63 т. Средний вес золотинок по участку 0,05 мг [Толстов, 1996 ф].

Золотороссыпное проявление ручья Бороску-Унгуохтах (III-3-18) в бассейне реки Делиндэ было выявлено в процессе геолого-съёмочных работ м-ба 1 : 200 000 [Геологическая..., 1972]. Затем оно неоднократно изучалось и опробовалось в ходе различных поисковых и ревизионных работ [Новиков, 1986 ф; Толстов, 1996 ф; Румянцев и др., 2003 ф].

Длина золотоносного участка ручья около 6 км. Аллювиальные золотосодержащие галечники гравийники и пески имеют среднюю мощность 1,0 м при средней ширине развития 150–170 м. В целом по россыпи среднее содержание золота $0,2 \text{ г/м}^3$. Максимальное содержание золота достигает 2 г/м^3 . Золотины относительно крупные от 0,2 до 1,5 мм, пластинчатые со сглаженными очертаниями, поверхность их неровная мелкоямчатая и шероховатая с углублениями и бороздками. Средний вес золотинок $0,34 \text{ мг}$ [Толстов, 1996 ф]. Авторские оценки прогнозных ресурсов проявления по категории P_2 не превышают $0,2 \text{ т}$ [Румянцев и др., 2003ф].

Приведенные данные по россыпной золотоносности свидетельствуют, что в пределах исследованного района содержание золота в аллювиальных отложениях, как правило, низкие. Кроме того, учитывая, что на участках с повышенными содержаниями золота запасы руслового аллювия небольшие, можно считать, что четвертичные отложения района не представляют промышленного интереса на золото.

Платиноиды. К 1995 г. платиноносность пород была обнаружена только примерно в 60 пробах [Кузнецов, 2001]. Единичные находки платиноидов на площади щита были сделаны в Котуйкан-Монхолинской зоне, у северной границы щита (за пределами листа R-49) в золотоносной россыпи, по видимому, генетически связанной с разрывом габбро-анортозитов амбардах-коялахского комплекса. Здесь были диагностированы зерна сперрилита (PtAs_2) размером $0,2\text{--}0,4 \text{ мм}$, а также зерна самородной платины примерно таких же размеров с заметной кристаллографической огранкой. В составе зерен преобладает Pt, отмечаются Au (до 1%), Pd и Ir (1 мг/т). Встречено одно зерно эрлихманита (преобладают Os, S, в малых количествах наблюдаются Ru, Rh и Pt).

Также отмечались наличие зерен платиноидов в золотоносных россыпях долины р. Бол. Куонамка у восточной окраины щита.

В штуфной пробе, отобранной из амфиболизированных ультрамафитов дальдынского комплекса с сульфидной медно-никелевой минерализацией установлены содержания (г/т): Pt 0,35, Pd 0,4, а в такситовых долеритах будьурхайского комплекса (V-4-22) на участках с видимой вкрапленностью сульфидов были установлены содержания МПГ (г/т): Pt – 0,099, Pd – 0,045, Au – 2,7 [Додин, 2002].

В последние годы в процессе промышленного освоения россыпных месторождений алмазов Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции единичные зерна платины и МПГ были выявлены во множестве шлиховых проб, что позволило коллективам Института геологии и минералогии СО РАН и Новосибирского государственного университета провести детальные исследования их типохимических особенностей [Айриянц и др., 2014].

Платиносодержащие шлиховые пробы выявлены в долинах рек Бол. Куонамка, Анабар, Хара-Мас и, за пределами площади, в верховьях рек Биллях и Маят (лист R-50). Платина в них представлена в основном Fe-Pt твердыми растворами, относящимися к железистой платине рутений-родистой специализации (около 90%) при небольшом присутствии палладино-железистой и иридино-железистой платины. Высокородистая рутений-содержащая железистая платина, так называемого «виллойского типа», со-

держит множество включений, относимых к системе Rh-S: Rh-содержащие тиошпинели ЭПГ, сульфиды и арсениды Rh, Ru и Pt. Содержания платины и МПГ в пробах составляют первые миллиграммы-десятки миллиграмм на кубометр песков.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран и сопутствующее ему оруденение. В пределах площади листа R-49 известно несколько сотен радиоактивных аномалий урановой, ураноториевой и ториевой природы, 5 проявлений и 51 пункт радиоактивной минерализации. Наиболее значимые проявления и пункты радиоактивной минерализации контролируются тектоническими зонами разломов (Котуйкан-Монхоолинской, Билляхской и Ченгелехской); зонами структурно-стратиграфических несогласий предрифейского возраста; углеродсодержащими тонко-мелкозернистыми терригенными породами (куонамский горизонт) и грубозернистыми осадочными отложениями (конгломераты, гравели-ты) платформенного чехла и современными аллювиальными отложениями.

Все проявления радиоактивной минерализации относятся к пяти урановорудным¹ и ураноносным² формациям: 1) ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формации в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах, 2) урановорудной формации «типа несогласия», 3) ураноносной формации в углеродсодержащих терригенных породах; 4) ураноносной торий-редкоземельной формации в конгломератах и гравелитах, 5) формации ураноториеносных аллювиальных россыпей.

Ураноносная торий-редкоземельно-редкометалльная формация в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах. Рудные объекты этой формации в ранге проявлений и пунктов минерализации, а также многочисленных радиометрических аномалий, были сформированы на этапе раннепротерозойской активизации Анабарского щита. В структурном отношении они приурочены к глубинным зонам разломов, наиболее обогащенными радиоактивной минерализацией среди которых являются: Билляхская (пункты минерализации Хаптаспыта (IV-6-12,16,19,20) и Дюкен-Мальджангарское (IV-6-24,25)), Ченгелехская (проявления Хапчаганахта (III-2-4), Каспаровское (II-1-21)), и Котуйкан-Монхоолинская (пункты минерализации Ленинградское I, II (IV-1-47)) зоны.

В качестве ураноносных пород в этих проявлениях и пунктах минерализации выступают кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты, формирование которых генетически связано со становлением гранитоидов маганского и монхоолинского комплексов (PR₁).

1 Под урановорудными понимаются формации, промышленная ценность которых подтверждена в мире крупными и уникальными по запасам месторождениями, пригодными для промышленной обработки.

2 Под ураноносными понимаются формации, рудные объекты которых рассматриваются как возможный источник урана для последующих металлогенических эпох и как концентраторы бедных и убогих урановых руд.

Рудоносные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты слагают системы субсогласных, реже кососекущих жил, линз и шлиров, имеющих мощность до первых метров. Рудоносные тела образуют полосы шириной несколько метров, протяженностью первые десятки – сотни метров. Характер распределения радиоактивной минерализации в метасоматитах точечный, точечно-струйчатый, мелко гнездовый. Размер гнезд достигает 6×10 см. В объеме формации выделено три минеральных типа: уранинит-монацитовый, уранинит-(молибденит)-тантало-ниобатовый, уранинит-ферриторит-тантало-ниобатовый. Среди тантало-ниобатов определены пирохлор и колумбит. Геохимическая специализация рудоносных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов определяется вышекларковыми содержаниями Cu, Ni, Mo, Pb, Co, Y, Ce, La, Ti. Ниже приводится описание типичного рудопроявления этой формации.

Проявление Каспаровское (П-1-21) находится в Ченгелехской тектонической зоне и связано с ченгелех-харапским мигматит-гнейсовый комплексом. Структурный контроль рудопроявления осуществляется зоной сближенных разрывных нарушений. Кварц-биотит- полевошпатовые жилы с рудной минерализацией тяготеют к узкой полосе дизъюнктивов в эндоконтактной части массива биотитсодержащих гранитов. Рудная минерализация связана с кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами и локализуется в местах наибольшего окварцевания и биотитизации пород. Фоновые активности – 13–45 мкp/час, максимальные – до 1100 мкp/час. Аномальная зона имеет ширину 50–100 м и протяженность 950 м. Основной рудный минерал рудопроявления – уранинит, образующий микровкрапленность с размером кристаллов 0,1–0,3 мм. Наряду с ним установлены ферриторит, урансодержащий циркон, оранжит, тантало-ниобаты. По данным спектрального анализа установлены содержания: U – 0,0232%, Th – 0,0019%, Pb – 0,6%, Mo – 0,2%, Zn – 0,04%, Ce – 0,03%, Ta – 0,012%, Nb – 0,03%.

Промышленные перспективы ураноносных объектов рассматриваемой формации крайне незначительны. Однако при скоплениях значительной массы ураноносных высокотемпературных кремнещелочных метасоматитов в пределах конкретных зон их можно рассматривать как комплексные месторождения убогих рассеянных руд, а также как возможный источник радиоактивной минерализации для последующих металлогенических эпох.

Урановорудная формация «типа несогласия». Возможность обнаружения на Анабарском щите урановорудных месторождений «типа несогласия» отмечалась неоднократно [Смыслов и др., 1990ф; Молчанов и др., 1999ф, 2002ф]. К данной формации относятся рудопроявления Биригиндинское (V-6-19), Мюнюсяхское (V-6-26) и Боронгское (V-6-25), выявленные при проведении ревизионных работ [Пономаренко и др., 1966ф], наземных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» [Молчанов и др., 2002ф], АГСМ масштаба 1 : 25 000 Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА». Эти проявления радиоактивной минерализации были заверены буровыми работами [Румянцев, Ходжаев и др., 2007ф]

В геологическом строении рудопроявлений, тяготеющих к предрифейской зоне структурно-стратиграфического несогласия, принимают участие интенсивно гидротермально измененные кварцево-галечные конгломераты, гравелито-конгломераты, гравелиты и крупнозернистые кварцевые песчаники

красноцветной конгломерато-песчаниковой формации. Основными новообразованными минералами здесь выступают каолинит, иллит, иллит-сметтит, монтмориллонит, адуляр. Цемент песчаников регенерационно-кварцевый, кварцево-слюдистый. Среди новообразованных минералов по данным рентгено-структурного анализа установлены: иллит, иллит-сметтит, адуляр, ярозит. В ряде случаев при петрографических исследованиях отмечены ромбы адуляра, развивающиеся по регенерационному цементу кварцевых песчаников лабазтахской свиты. Гипсометрически выше глинисто-иллитовых изменений картируются участки интенсивного окварцевания и окремнения. Отмечаются прожилки халцедоновидного кварца, секущие грубо терригенные породы с наложенной глинисто-иллитовой минерализацией. Буровыми работами на участках Боронгский, Мюнсюяхский и Биригиндинский, вскрыты ураноносные зоны, в вещественном выражении представленные зонами брекчирования, объемной трещиноватости и дробления в породах плитного комплекса, вблизи зоны структурно-стратиграфического несогласия предрифейского возраста. При этом зоны с кондиционным (0,1–0,2% U) и убогим (0,01–0,03% U) урановым оруденением выявлены на участках повышенной электропроводимости в рудопроявлениях Биригиндинском и Мюнсюяхском. Ураноносные зоны в вещественном отношении представлены зонами брекчирования, дробления и трещиноватости с наложенными гидротермально-метасоматическими новообразованиями адуляра, каолинита, монтмориллонита, иллита, иллит-сметтита, сульфидов. Эти зоны являются, как правило, поликомпонентными и характеризуются повышенными содержаниями, помимо радиоактивных элементов, Ag, Pb, Mo, Cu, Ni, Co, Cr, Zn, W, V, Y, Yb, Zr, Nb, Ba, As, Bi, Sb, Tl. Типичным представителем формации «типа несогласия» является рудопроявление участка Биригиндинский.

Проявление Биригиндинское (V-6-19). Урановая, ториевая и редкоземельная минерализация приурочена к унаследованным (развиты в области тектонической зоны, заложеной в архейское время) зонам дробления, предположительно, мезозойского возраста, ограничивающим Биригиндинский горст. Выявлено более 10 таких зон, мощность их до 30–50 м, протяжённость от 100 м до 2,5 км. На фоне слабо радиоактивных пород архея (5–12 мкр/ч) и перекрывающих терригенных грубообломочных пород плитного комплекса нижнего рифея (15–20 мкр/ч), терригенно-карбонатных пород билляхской серии (5–15 мкр/ч) выделяется поле аномальных радиоактивных зон и локальных аномалий шириной более 2-х км и протяжённостью более 10 км северо-западного простирания, (аз. 300–330°), радиоактивность которых составляет 50–200 – 3500 мкр/ч. Зоны выполнены глинистым материалом и интенсивно окрашенными гидроокислами железа обломками вмещающих доломитов, гравелитов, песчаников, конгломератов верхнего протерозоя и метаморфических пород архея. Верхняя часть зон состоит преимущественно из глинистого материала (каолинит до 50%, хлорит-клинохлор, иллит, монтмориллонит). Выход тяжелой фракции из этих пород ничтожен и составляет менее 0,5%. В тяжелой фракции установлены лимонит (до 90%), ильменит, магнетит, циркон, апатит и рутил; реже встречаются зерна анатаза.

Нижняя часть зоны, представленная в основном брекчированными породами рифейского возраста, среди которых располагаются реликты рудных

тел с неровными расплывчатыми контактами. В телах преобладают продукты выветривания первичных руд – лимонит и охры желтой, бурой и коричневой окраски, а также глины розовых, фиолетовых и зеленых тонов. Среди них встречены мелкочешуйчатые скопления аннабергита размером до 1–3 мм и сульфидов. Нередко встречаются скопления гидроокислов марганца с повышенными содержаниями кобальта (до 1%) и никеля (до 0,1%). В протолочках встречены единичные знаки пирита, халькопирита, ксенотима, монацита, циркона, апатита, рутила, анатаза и ильменита. В скважине на глубине 175,85–176,95 м вскрыто кондиционное урановое оруденение, представленное коффинитом, торутитом и синхизитом. Содержание урана до 0,158% на 0,9 м или 0,183% на 0,7 м (данные гамма-каротажа). Также установлены содержания (г/т): Mo – 3–8; As – 10–31; Bi – 7–14; Pb – до 60; W – 11–58; Yb – 4–9; Cr–658–2037; Y – до 100; Zr – 80–530.

Оруденение контролировалось двумя ведущими процессами – карбонатизацией, обеспечившей привнос редкометалльных и редкоземельных элементов, и собственно гидротермальным процессом, в ходе которого накапливались Ag, Co, Cu, Mo, Ni – элементы типичные для урановых месторождений несогласия урановорудной провинции Атабаска. Наиболее полно изучено 5 таких минерализованных зон, в пределах которых выделяется ряд крупных и мелких зон дробления с U, Th и TR минерализацией. Авторская оценка прогнозных ресурсов категории P₃ по зоне № 2 на глубину 50 м составляет 1320 т урана.

Ураноносная формация в углеродсодержащих терригенных породах. Объекты ураноносной формации в углеродсодержащих терригенных породах (V-6-30, 34) в ранге геохимических аномалий, приурочены к высокоуглеродистым горючим сланцам куонамской свиты кембрийского возраста. Общая мощность пласта горючих сланцев достигает 15 м, однако практический интерес в настоящее время может представлять пачка мощностью не более 3 метров [Молчанов и др., 2001], залегающая в основании горизонта.

Горючие сланцы здесь представлены известковисто-кремнисто-глинистыми породами, на 20–50% обогащенными темно-бурым изотропным органическим веществом. В них отмечено повышенное содержание ряда химических элементов, многие из которых присутствуют в промышленно значимых концентрациях: уран до 0,01%, молибден до 0,1%, никель до 0,1%, ванадий до 1%, медь до 0,01%. Кроме того, в горючих сланцах горизонта отмечаются вышекларковые содержания галлия (0,003%) и циркония (0,03%) [Государственная ...R-50..., 1963]. Перспективы промышленной рудоносности ураноносной формации в углеродсодержащих терригенных породах платформенного этапа в настоящее время неясны. Зола горючих сланцев рудоносного куонамского горизонта в отдаленном будущем может представлять интерес с точки зрения извлечения из нее урана, ванадия, меди молибдена и никеля.

Ураноносная торий-редкоземельная формация в конгломератах и гравелитах. Выделение данной формации на Анабарском щита стало возможным после выявления в бассейне р. Дюкен, вблизи устья р. Улегир горизонта существенно ториеносных конгломератов, приуроченного к базальной части разреза кремнисто-песчано-доломитовой битуминозной формации рифейско-

го возраста (пункт минерализации Улегирский (IV-6-15)). Мощность горизонта составляет не менее 3 метров; протяженность в береговом обнажении и по руслу р. Улегир не менее 30 м истинная протяженность не ясна. Цемент конгломератов песчанистый с обильными древними шлиховыми концентрациями радиоактивных минералов и окислов железа. В цементе песчаников нередко отмечаются иллит-гидрослюдистые новообразования. Содержание урана в рудоносном горизонте не превышает 0,001% при содержании тория до 0,01–0,02%. В генетическом плане ториеносные конгломераты и гравелисты представляют собой континентальные или прибрежно-морские образования. Рудная минерализация этой формации промышленного значения в регионе не имеет.

Формация урано-ториеносных аллювиальных россыпей. Упоминание о повышенной радиоактивности аллювиальных отложений рек Анабарского щита в целом достаточно часто встречается в объяснительных записках к государственным геологическим картам масштаба 1 : 200 000. Рудные объекты формации, в ранге пунктов минерализации, выявлены по долине рек Бол. Куонамка (III-3-25, 26,27,28,29,30,31 и др.) и Кенгеде (V-4-15, V-5-13, V-5-21). Их формирование обусловлено современной водно-аккумулятивной деятельностью. Как правило, участки аллювиальных отложений с повышенной радиоактивностью вытянуты по длинной оси на метры - первые десятки метров, и наиболее часто встречаются при пересечении реками раннепротерозойских мигматит-гнейсовых комплексов тектонических зон (Котуйкан-Монхоолинской, Харапской и др.). Повышенная радиоактивность обусловлена здесь естественными природными шлихами, состоящими главным образом из магнетита, граната, монацита и циркона. Содержания урана в них варьирует от 5 до 12 г/т, тория от 70 до 111 г/т. Практического интереса эта формация в данном регионе не представляет.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Апатит. В настоящее время в пределах площади листа R-49 установлено одно проявление и 2 пункта минерализации апатита.

Проявление V-6-11 выявлено на правобережье р. Олобу, в 9 км выше устья, где среди интенсивно мигматизированных амфиболовых гнейсов эйминской толщи выявлены тела эгиринсодержащих микроклиновых пегматоидов. Последние образуют линзовидные тела повышенной радиоактивности до 150–300 мкр/час мощностью 40–50 м и протяжённостью 50–100 м. Жёлто-ватозелёный и красно-бурый апатит локализуется в виде гнезд и линз (размеры выделений от 3–5 до 10 см) и составляет 30–70% от объема породы [Геологическая ..., 1983] в крупнозернистых разностях пегматоидов. Форма выделений неправильная, большинство зёрен раздроблено. Наряду с апатитом отмечаются скопления циркона и сфена. Проявление принадлежит, вероятно, к апатитовой в фенитах рудной формации.

Апатит как аксессуарный минерал встречается в различных по генезису породах площади. Заслуживает внимания минерализация, приуроченная к некоторым телам кальцифиров и диопсид-салитовых пород хаптасыннахской толщи, достигающих мощностей до 50–80 м и прослеживающихся на десятки км. Апатит установлен в коренных выходах кальцифиров, расположенных в устье р. Киенг-Юрях (II-2-7) и на левобережье р. Налим-Рассоха, ниже устья р. Сюрюнче-Юряге (I-2-8). Апатит образует здесь редкие гнездообразные скопления хорошо ограненных кристаллов размером от 2–3 мм до 2–3 см. Вместе с апатитом встречены флогопит, сфен, циркон, диопсид. Пункты минерализации представляют минералогический интерес [Государственная..., 1987].

Вследствие недостаточной изученности, на сегодняшний день остаются неясными масштабы апатитовой минерализации Мальджангарского массива, связанные с *апатит-карбонатитовой* *формацией* (IV-6-29).

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЁ

Пегматит керамический. В Котуйкан-Монхолинской зоне Анабарского щита имеет широкое развитие *формация керамических пегматитов*. В ранге проявлений керамического сырья опробовано и учтено 3 объекта. В проявлениях V-1-7, V-2-7, 14 мощность пегматитовых жил 0,5–3 м, протяженность 70–350 м. Они на 75% состоят из крупных (до 10–15 см) кристаллов микроклина. При обжиге до 1350° молотый микроклин (до 0,12 и 0,075 мм) дает сплав прозрачного стекла. По содержанию красящих окислов, соотношению щелочей, белизне и прочности полученного стекла пегматиты отвечают ГОСТу 7030–67, относятся к материалу I сорта и могут быть использованы в керамической промышленности без обогащения [Геологическая ..., 1983].

АБРАЗИВНОЕ СЫРЬЁ

Корунд. На площади листа R-49 находится единственный, выявленный в Анабарской провинции, пункт минерализации корунда (IV-1-13) предположительно *высокоглиноземистой анортозитовой* рудной *формации*. Пункт выявлен при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 [Потуров и др., 1966 ф].

Корунд образует бочонковидные кристаллы синевато-серого цвета размером от 0,5 до 1–2 см спорадически рассеянные в краевой зоне массива анортозитов, прорывающего гнейсы и плагиогнейсы в Котуйкан-Монхолинской тектонической зоне. Породы, содержащие кристаллы корунда, разрознены и судить о содержании последнего и параметрах зоны минерализации не представляется возможным. Корунд не отличается хорошей огранкой и красивыми окрасками. Практического значения пункт минерализации не имеет [Румянцев и др., 2003ф].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЁ

Мусковит. Проявления мусковита относятся к *формации мусковитовых пегматитов*, генетически связанной со становлением гранитоидов маганского комплекса (PR₁) и известны в жёстких глыбах фундамента – Далдынском (IV-2-10,11) и Хапчанском (V-6-3,9,15,23) блоках, а также Котуйкан-Монхолинской (IV-1-41; V-2-12) и Харапской (V-3-16) тектонических зонах (всего 10 проявлений и 1 пункт минерализации) [Чумирин и др., 1968 ф; Мащак и др., 1967 ф; Потуроев и др., 1966 ф].

Проявления представляют собой секущие или согласные с общим простиранием толщ линзы мусковитсодержащих пегматоидных гранитоидов мощностью первые метры – первые десятки метров, протяжённостью в основном первые десятки метров – до первых сотен метров (максимально прослежены на 1,5 км). Наиболее обогащены мусковитом центральные части линз мощностью 0,3–0,5 м (до 20–40% объёма горной породы, но такие содержания редки), где размер табличек колеблется от 1×3 до 3×4 см при толщине от 2–4 мм до 1–3 см, иногда встречаются таблицы до 30 см². К краевым частям линз содержание и размер табличек мусковита постепенно уменьшается. Распределение мусковита крайне неравномерное в виде гнёзд размером до 30 см в поперечнике, чаще отмечаются одиночные таблицы. Визуально мусковит свежий, в таблицах, светло-серый, серый со слабым розовато-коричневатым оттенком, в тонких листочках прозрачный, бесцветный, цвет крупных кристаллов серый со слабым дымчатым оттенком; участками мусковит слабо перемят, частично сдвойникован. Краевые части крупных кристаллов хлоритизированы и иногда замещены гидрослюдами белого цвета. Наряду с мусковитом отмечаются алмадин, андрадит (до 2%), гематит (до 2%), турмалин. Содержание слюды достигает до 7,6 кг/м³ при невысоком качестве, малом выходе и размере пластин.

В целом, проявления мусковита приурочены к глубинным тектоническим зонам и участкам, интродуцированным нижнепротерозойскими аляскитовыми и двуслюдяными гранитами. Вмещающими для них являются амфиболовые и биотит- амфиболовые гнейсы и кристаллосланцы. Проявления мусковита практического значения не имеют.

Флогопит. Мелкие проявления флогопита приурочены к породам Далдынского (III-1-26,28,38; IV-1-4; IV-2-3,6), Хапчанского (IV-6-28) блоков, а также к Билляхской тектонической зоне (V-6-4,5,6, 8,16,17,22). Все 20 проявления флогопитовой минерализации, выявленные на площади, связаны с *рудной формацией флогопитовых метасоматитов*.

В проявлении IV-6-28 флогопит мелкочешуйчатый (размером до 2,0 мм), редко в агрегатных выделениях размером до 1,5 см в гранат-сфенскаполитовых и клинопироксен-скаполитовых породах. Содержание флогопита до 10–15% объёма породы.

Проявление IV-2-6 связано с интенсивно амфиболизированными пироксенитами в линзовидном теле размерами 20×200 м. Флогопит мелкочешуйчатый (размером до 2,0 мм), а также в агрегатных выделениях размером до 1,0 см, его содержание не превышает 2–3% [Чумирин и др., 1968ф; Тимофеев и др., 1987ф].

Все остальные проявления связаны с горизонтами кальцифиров, к которым приурочены флогопит-диопсидовые породы, образующие небольшие шлировые выделения или тонкие прослои в переходной части между диопсидовыми и скаполитовыми разностями в толщах верхне-анабарской серии и салтах-билляхского мигматит-гнейсового комплекса. В тектоническом плане проявления локализованы в зонах разломов и гранитизации в пределах контактов кальцифиров (магнезиально-карбонатных пород) и алюмосиликатных пород (ультраметаморфические образования позднего архея). Формирование флогопитовой минерализации - результат биметасоматического замещения алюмосиликатных пород, ассоциирующих с пластами и линзами магнезиально-карбонатных пород.

Графит. Проявления *графитовой метаморфической формации* на рассматриваемой территории имеют широкое распространение в кристаллических породах фундамента и известны как в пределах глыб фундамента - Ильинской (IV-1-44,46; V-1-3), Далдынской (II-1-43,46,47; III-1-8,10,33,35,39 и др.), Желиндинской (IV-3-2; IV-4-4; V-5-3,4,6, и др.), Хапчанской (II-3-9,14; II-4-11), так и в тектонических зонах - Котуйкан-Монхолинской, Ченгелехской, Харапской. Всего учтено 27 проявлений и 18 пунктов минерализации формации.

Рудовмещающими породами графитовой минерализации являются различные разновидности биотит-гранатовых, биотит-силлиманитовых гнейсов, гранат-гиперстеновых плагиогнейсов, кристаллосланцев и кварцитов, в которых мелкочешуйчатый (от долей мм до 1–2 мм) графит распылён в основной массе. При ширине от 50 м до 100–110 м и протяжённости от 650 м до 1,5–2,0 км (проявления V-3-7,11; V-4-12 в бассейнах рек Кенгедэ, Буджурхай), содержания графита варьируют от 1,0 до 5–7%. Повышенные концентрации приурочены к зонам тектонических нарушений северо-западного простирания. К примеру, в породах графит-гиперстен-гнейсовой формации (проявления IV-1-44,46; V-1-3 на междуречье р. Бол. Куонамка и её правого притока р. Этиэбин) прослежена полоса графитсодержащих рассланцованных биотит-гиперстеновых гнейсов общей мощностью 45–70 м и протяжённостью около 6,5 км, объединяющая четыре проявления графита, выявленных при среднемасштабном картировании. В этой полосе закартировано пять линзующихся рудных пачек мощностью 1,0–2,0 м с содержанием графита 8–10%, разделённых относительно безрудными (содержание графита 3–5%) прослоями мощностью 5,0–8,0 м. Графит мелкочешуйчатый размером от 0,2 до 2,0 мм, в рудных пачках - размером от 1 до 4 мм, реже до 6–8 мм, редко 1,0–1,5 см, в поперечнике толщиной до 1,5 мм в небольших шлировых выделениях, также выполняет трещинки, маломощные (0,5–1,0 см) прожилки, вероятно, пневматолито-гидротермального происхождения [Потуроев и др., 1966 ф]. Ресурсы проявлений, подсчитанные [Румянцев и др., 2003ф] по категории P₂ на глубину 50 метров (авторская оценка по аналогии с Алданским щитом), при средней мощности 10 метров, длине прослоев 6,5 км, среднем содержании 7,5%, плотности- 2,74 г/см³ составят около 669 тыс. тонн.

Проявление IV-1-5 выявлено в верховье руч. Чонгноо, правого притока р. Монголо [Румянцев и др., 2003ф]. Графитсодержащие породы приурочены здесь к субсогласному с вмещающими породами разлому в толще двупи-

роксеновых гнейсов с частыми прослоями гиперстеновых гнейсов, кристаллосланцев и высокоглинозёмистых гнейсов. Мощность зоны дробления не превышает 100 метров при протяжённости около 3,5 км (IV-1-5). Графит развит в виде отдельных чешуек и их агрегатов размером до 5 мм. Содержание графита в породе 45,35–48,16%. Прогнозные ресурсы категории Р₂ до глубины 50 метров, при плотности 2,74 г/см³, среднего содержания 46,75% составят 22,4 млн тонн.

Немногочисленные проявления графита в пределах Котуйкан-Монголинской и Ченгелех-Харапской СФПЗ в целом характеризуются меньшими параметрами, невыдержанными, линзующимися по простиранию пачками, локализацией в кварцитах (V-3-18) среди биотитовых, амфибол – биотитовых гнейсов; в графитосодержащих амфиболовых, биотитовых, гранат-биотитовых и силлиманитовых гнейсах харапского комплекса (V-4-9). При ширине выходов графитосодержащих пород от 30 до 300 м их протяжённость по простиранию ограничивается первыми десятками - сотнями метров, достигая 1,3 км. Как правило, мощность графитосодержащих линз от 0,7–2,0 м до 5 м, протяжённость от 50 до 100–150 м. Графит мелкочешуйчатый от 0,5 до 1,5–3,0 мм, редко в агрегатах до 5 мм. Преобладающие содержания 1–15%, в линзах (2×100–150 м) графитосодержащих кварцитов в маломощных прослоях до 40–70% [Машак и др., 1966 ф; Побережский и др., 1966 ф]. По сравнению с разрабатываемым в Красноярском крае Курейским месторождением графита проявления Анабарского щита вряд ли будут представлять интерес в обозримом будущем.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. В пределах площади листа R-49, которая охватывает Куонамский и частично Анабарский алмазоносные районы, известны крупные месторождения импактных и россыпных алмазов и проявления коренных алмазов кимберлитового генезиса [Прокопьев, 2001; Граханов и др., 2007; Карта..., 2012]. В восточной части площади геологами Амакинской экспедиции, НИИГА и НПО «Аэрогеология» установлено более 300 кимберлитовых тел. В северо-восточной части территории расположена Попигайская астроблема, которая включает уникальные запасы технических алмазов [Масайтис и др., 1998]. В связи с отсутствием рентабельной технологии извлечения импактных камней и их низкой стоимостью, импактные месторождения не эксплуатируются. Наибольшую практическую ценность представляют россыпные месторождения и проявления алмазов, которые активно отрабатываются горнодобывающими предприятиями [Граханов и др., 2007].

Коренная алмазоносность. Алмазы в россыпях реки Анабар обнаружены более 40 лет назад, но вопрос о коренном источнике их до сих пор дискуссионный. Отличительной чертой россыпей севера Сибири является наличие в россыпях алмазов V–VII разновидностей (по [Орлов, 1984]). На восточном обрамлении Анабарского щита выявлены сотни кимберлитовых тел триасово-юрского возраста, образующих дугообразную Куонамскую зону вдоль восточного обрамления Анабарского щита и объединенных в девять кимберли-

товых полей – Биляхское, Орто-Ыаргинское, Старореченское, Ары-Мастахское, Дюкенское, Биригиндинское, Лучаканское (лист R-50), Куранахское и Сенкю-Оленекское (лист R-50). Среднее содержание алмазов в некоторых из них достигает 0,030 кар/т. Границы полей являются исторически сложившимися в процессе поисковых работ и, отчасти, условными, поэтому проводятся по-разному [Эринчек и др., 1999 ф; Румянцев и др., 2003ф; Зайцев, Смелов, 2010]. При современной изученности Дюкенское, Ары-Мастахское и Старореченское поля практически слились вместе [Граханов и др., 2007].

В середине 80-х годов геологами НПО «Аэрогеология» В. А. Истоминым и Л. И Шахотько на территории Анабарского щита выявлены кимберлитовые тела в 100 км к западу от ближайших вышеперечисленных полей, на р. Бол. Куонамка (в районе ее притоков Сербьян и Хатырык), что послужило основанием для выделения нового *Верхнекуонамского* кимберлитового поля, с возрастом в 350 млн лет [Шахотько, 1996 ф]. По другим данным [Прокопьев, 2001ф] их возраст нижнетриасовый. По результатам прогнозно-минерагенических исследований [Колесников, 2003 ф] возраст кимберлитов тр. Сербьян и по аналогии с ней – дайки Хатырык является среднетриасовым (определения U-Pb возраста по перовскиту из кимберлитов Верхнекуонамского поля тр. Хатарык-3 – 224 млн лет, тр. Дюймовочка-2 – 229 млн лет [Кинни и др., 1997]).

Возможная алмазонасность Верхнекуонамского поля подтверждается находками в аллювии р. Сербьян двух алмазов массой 44,9 мг и одного алмаза массой 1,3 мг по р. Оюр-Юрях (IV-3-17,18) [Граханов, 2001]. В шлихах аллювия р. Сербьян присутствует полный спектр минералов-индикаторов кимберлитов без следов механического износа на поверхности зерен. Пикроильмениты по р. Сербьян являются высокохромистыми, в отличие от низкохромистых Дюкенского и Ары-Мастахского кимберлитовых полей, расположенных ниже по течению р. Бол. Куонамка [Граханов, 2001].

Наибольшее количество диатрем кимберлитовых пород выявлено в пределах осадочных карбонатных пород, обрамляющих Анабарский выступ, возраст большинства этих образований принято считать раннемезозойским. Единичные тела встречены в пределах кристаллического массива. Из всех опробованных кимберлитовых тел (более 200), только 30 являются слабо или убого алмазонасными, и лишь тр. Малокуонамская содержит концентрации алмазов, позволяющие рассчитывать на ее потенциальную промышленную значимость Алмазонасные тела в пределах кимберлитовых полей распределены неравномерно: в Орто-Ыаргинском – 0, в Старореченском – 5, в Ары-Мастахском – 8, в Дюкенском – 12, в Верхнекуонамском – 0, в Биригиндинском – 0, в Куранахском – 6.

Содержания алмазов по телам кимберлитов и родственных им пород колеблется от 0,0006 кар/м³ до 0,17 кар/м³, что позволяет оценивать алмазонасность большинства тел как низкую и убогую. Среднее содержание алмазов для кимберлитов Лучаканского поля (лист R-50) составляет 0,067 кар/м³, Дюкенского поля – 0,017 кар/м³, Ары-Мастахского поля – 0,007 кар/м³, Старореченского поля – 0,007 кар/м³, что указывает на тенденцию снижения алмазонасности тел кимберлитов и родственных им пород в северном направлении

[Прокопьев, 2001ф]. Средний вес одного кристалла алмаза по всем алмазоносным телам Куонамской зоны составляет 5,21 мг. Максимальный вес одного кристалла алмаза, обнаруженного в тр. Лыхчан-1 (лист R-50), достигает 154,1 мг. Алмазоносные тела имеют преимущественно трубчатую, редко дайкообразную форму. Размер алмазоносных трубчатых тел варьирует от 40×20 м до 370×230 м (тр. Поздня на листе R-50). Размер алмазоносных даек изменяется от 810×10 м до 510×40 м (дайка Курунгаах) [Прокопьев, 2001ф]. Ниже приводится описание тр. Малокуонамской как наиболее перспективной для промышленного освоения.

Трубка Малокуонамская (V-6-29) расположена на юго-востоке территории листа R-49 в верхнем течении р. Мал. Куонамка, на ее левом притоке в 0,5 км от русла [Харькив и др., 1998]. Она прорывает отложения верхнего протерозоя и нижнего кембрия и перекрывается маломощным чехлом элювиально-делювиальных отложений. Размеры трубки 320×255 м, глубина изученности – 100 м. Трубка состоит из двух сопряженных между собой «рудных столбов», отвечающих двум этапам формирования диатремы и сложенных различными типами кимберлитовых пород. Северный «рудный столб» ниже глубины изученности по геофизическим данным переходит в дайку шириной до 20 м. Северная часть трубки сложена порфиrowым кимберлитом первой фазы внедрения, инъецированным по отдельным трещинам автолитовой кимберлитовой брекчией второй фазы. Порфиrowый кимберлит относится к слюдяным кимберлитам, кроме оливина, в том числе не измененного, и флогопита, в основной массе присутствуют зерна пикроильменита, пиропы, перовскита, апатита, а также обломки осадочных пород. На участках кимберлитов с большим содержанием ксенолитов они приобретают брекчиевую структуру. Южное тело сложено в основном автолитовой кимберлитовой брекчией с содержанием автолитов, достигающих 40%, а на отдельных участках 75% объема породы. В них присутствуют пироп и пикроильменит. Результаты датирования образцов рубидий-стронциевым методом: 228–239 и 188 млн лет подтверждают полихронность формирования трубки.

Минеральный состав кимберлитов трубки отличается постоянством. Среди минералов тяжелой фракции преобладают диопсид, в том числе хромдиопсид и авгит. По всему разрезу трубки пикроильменит преобладает над пиропом. Пиропы алмазного парагенезиса редки.

Химический состав кимберлитовых пород разных этапов внедрения и разных генетических разновидностей практически не отличается. Отмечаются лишь некоторые количественные колебания в содержании магния и кальция. Наиболее магнезиальными породами являются порфиrowые кимберлиты, для которых характерно более низкое содержание алюминия, кальция и калия. Алмазоносность северного и южного «столбов» различается в два раза. Наиболее алмазоносными являются порфиrowые кимберлиты. Качество алмазов в целом по трубке высокое, содержание ювелирных кристаллов достигает 20% от общей массы изученных [Харькив и др., 1998]. Прогнозные ресурсы алмазов трубки Малокуонамской категории P₁ составляют 5,8 млн карат [Витковский и др., 2012 ф].

В 1986 г. при заверке магнитных аномалий выше устья р. Маяк были открыты и опробованы алмазоносные кимберлитовые тела (трубки Гренада,

Надежда и тело неясной морфологии), объединенные в Билляхское кимберлитовое поле [Попов и др., 1989 ф; Легенда..., 2009 ф].

Трубка Гренада (II-6-3) в плане имеет дайкообразный облик. Размер ее 120×26 м. Сложена она тремя разновидностями ультраосновных пород: кимберлитовой брекчией, слюдястыми кимберлитами и пикритами. С целью опробования было обогащено гравитационным методом на обогатительной фабрике 18,9 м³ элювия кимберлита и растворено 250 кг ядерных проб. При гравитационном обогащении было извлечено 7 кристаллов алмаза общим весом 120,2 мг (содержание 0,031 кар/м³), при растворении - 3 кристалла общим весом 1,8 мг (содержание 0,036 кар/т).

Трубка Надежда (II-6-4) имеет округло-вытянутую форму, размер ее 50×15 м. С целью опробования было обогащено гравитационным методом 14,6 м³ элювия кимберлита и растворено 200 кг ядерных проб. В результате при гравитационном обогащении извлечено 7 кристаллов алмаза суммарным весом 23,8 мг (содержание 0,008 кар/м³), а при растворении 15 кристалла общим весом 4,4 мг (содержание 0,11 кар/т). Среднее содержание алмазов в кимберлитовых телах Билляхского поля составляет 0,06 кар/т.

Россыпная алмазность. В пределах территории листа R-49 наибольшую ценность представляют россыпные месторождения и проявления алмазов, которые активно обрабатываются горнодобывающими предприятиями (табл. 11). Всего здесь установлено 6 месторождений и 11 алмазороссыпных проявлений. В настоящее время россыпи р.р. Эбелях (II-6-9), Холомолоох (II-6-14), Биллях (II-6-7) и Хара-Мас (II-6-3) обрабатываются ОАО «Алмазы Анабара», а на месторождениях Бол. Куонамка (II-5-13) и Талахтах (III-5-25) завершены разведочные работы. Строение большинства россыпей бассейна р. Анабар описано в литературе [Граханов, 2000; Подчасов и др., 2005; Граханов и др., 2007], поэтому ниже приведена краткая характеристика наиболее крупных объектов на листе R-49 - россыпи р. Эбелях (II-6-9) и более детально освещены россыпи бассейна р. Бол. Куонамка (II-5-13; III-5-25), которые были недавно разведаны и по ним отсутствует опубликованная информация.

Россыпь р. Эбелях (II-6-9). По существующей промышленно-генетической классификации алмазных россыпных месторождений россыпь р. Эбелях относится к группе уникальных богатых месторождений. Она является крупнейшей аллювиальной россыпью мира по запасам алмазов и их концентрации. Россыпь р. Эбелях с ее притоками [Подчасов и др., 2005] сопоставима или превосходит такие знаменитые африканские россыпи как р. Бирим в Гане, р. Касаи с притоками Чикапа и другими в Заире и Анголе, р. Сева с притоками в Сьерра-Леоне, р. Карони в Венесуэле, Смоук-Крик в Австралии. Если учесть, что данные россыпи практически обработаны, то мировая значимость россыпи р. Эбелях существенно возрастает.

Долина р. Эбелях приурочена к разноамплитудным неотектоническим структурам, что отразилось на ее продольном профиле, который характеризуется неравномерным уклоном. Наиболее крутой уклон отмечается в приустьевой части. Поперечный профиль долины V и U образной формы, симметричный на спрямленных участках и с четкой асимметрией на излучинах реки. Склоны долины террасированы в нижнем и верхнем течении реки, а в сред-

ней части выделяется участок, практически лишенный террас. В нижнем течении реки на всех излучинах отмечаются выходы коренных пород, выше они практически отсутствуют, крутые склоны покрыты коллювием. Крутизна склонов долины в среднем составляет 10–15°, отмечается четкая тенденция к выполаживанию склонов к истокам реки, где долина приобретает корытообразную форму. Ширина эрозионно-аккумулятивных уровней долины варьирует от 40 до 1200 м, достигая максимальных значений в нижнем течении реки. Наиболее обширные участки террас приурочены к крупным излучинам реки [Граханов и др., 2007].

По характеру алмазонасности россыпь можно разделить на пять участков: *Приустьевой, Нижний, Верхний, Верховье* и *Исток*. В пределах территории листа R-49 расположены только *Приустьевой* и, частично - *Нижний*.

В геологическом строении россыпи участвуют карбонатные породы кембрия, меловые осадки (на площади смежного листа R-50), ниже-, верхнечетвертичные отложения надпойменных террас, верхнечетвертичные–современные делювиально-солифлюкционные отложения склонов и современные осадки русла, низкой и высокой пойм.

В долине р. Эбелях промышленная алмазонасность установлена в продуктах переотложения кор выветривания, аллювии надпойменных террас, русла, низкой и высокой пойм. Образования нижнего мела, осадки пятой надпойменной террасы и склоновые делювиально-солифлюкционные отложения характеризуются убогой алмазонасностью [Граханов и др., 2007].

Наиболее масштабные промышленные участки приурочены к аллювию четвертой надпойменной террасы и тяготеют к *Приустьевому участку* россыпи. Этот факт опровергает мнение о низкой продуктивности террас. Наибольшей продуктивностью выделяются гравийно-галечно-песчаные отложения с валунами [Граханов и др., 2007].

Аллювий четвертой надпойменной террасы р. Эбелях содержит в среднем 0,82 кар/м³ алмазов, при их максимальных концентрациях в несколько десятков карат в кубическом метре. Средний вес одного кристалла равен 30,1 мг, однако в одном из фрагментов террасы, развитом по правому борту реки, он достигает 48 мг. На этом отрезке р. Эбелях установлен совершенно уникальный фрагмент четвертой надпойменной террасы, представляющий высокоалмазонасную залежь с большими запасами алмазов.

В аллювии третьей надпойменной террасы р. Эбелях, при относительно низких средних значениях алмазонасности, максимальные концентрации алмазов достигают десяти карат в метре кубическом. Средний вес одного кристалла равен 15,4 мг. Повышенные содержания алмазов в осадках террасы установлены на отрезке реки 18–58 км выше устья [Граханов и др., 2007]. В аллювии второй надпойменной террасы р. Эбелях среднее содержание алмазов составляет 0,30 кар/м³, при максимальных значениях, превышающих десять карат в метре кубическом. Средний вес одного кристалла равен 15,1 мг, но он несколько возрастает на нижнем отрезке реки, достигая 21,8 мг. Аллювий первой надпойменной террасы р. Эбелях в среднем содержит 0,36 кар/м³ алмазов, но в устьевой части реки, по отдельным пробам, содержания алмазов достигают несколько десятков карат. Средний вес одного кристалла – 17,2 мг, однако и он существенно возрастает в устьевой части до

46,1 мг. В отложениях первой террасы был найден самый крупный при геологоразведочных работах алмаз. Его вес равен 20,6 кар [Граханов и др., 2007].

По надпойменным террасам р. Эбелях подсчитаны запасы алмазов по промышленным категориям и утверждены совместно с русловой россыпью р. Эбелях [Граханов и др., 1985 ф].

Таблица 11

Перечень россыпных месторождений и проявлений алмазов на территории листа R-49, находящихся на Госбалансе или апробированных в ЦНИГРИ (по состоянию на 01.01.2015 г.)

№ п/п	Наименование россыпей и их номер на карте	Запасы, млн карат	Ресурсы, млн карат		Часть россыпи на листе R-49 в %
		В+С₁+С₂	P ₁	P ₂	
<i>Промышленные россыпи</i>					
1	р. Эбелях*) (II-6-9)	10,27			40%, 60% на R-50
2	руч. Холомолоох*) (II-6-14)	0,06			22%, 78% на R-50
3	р. Биллях*) (II-6-7)	0,122			24%, 76% на R-50
4	р. Хара-Мас**) (II-6-5)	0,0			
5	р. Б. Куонамка*** (II-5-14)	4,785			
6	р. Талахтах*** (III-5-25)	0,700			
Итого по промышленным россыпям		15,937			
<i>Россыпные проявления</i>					
7	р. Анабар (между р.р. Эбелях и Маят) (II-6-1)		9,87		
8	р. Анабар (ниже р. Маят) (I-6-10)		2,55		50%, 50% на R-50
9	р. Кычкин (I-6-11)		0,29		
10	р. Хас-Сарара (I-6-12)		0,52		
11	Неогеновые россыпи р. Хас-Сарара (II-6-2)		0,48		
12	р. Куман (II-6-15)		2,20		
13	руч. Салбахтаах (II-5-11)		0,10		
14	р. Ары-Мастах (III-5-34)		0,13	0,30	
15	руч. Лев. Баргыдамалаах (III-5-38)		0,07	0,20	
16	р. Мачала (III-5-20)		0,41		
17	р. Небайбыт (III-5-31)		0,38	0,62	
Итого по проявлениям:			17,0	1,12	
Всего на листе R-49:		15,937	17,0	1,12	

Примечание. *) россыпи обрабатываются; **) промышленные запасы россыпи отработаны в 2013 г.; ***) россыпи не обрабатывались.

Алмазоносность современных отложений обусловлена продуктивностью делювиально-солифлюкционных отложений, аллювия русла и пойм. Делювиально-солифлюкционные отложения характеризуются убогой алмазоносно-

стью, в среднем $0,09 \text{ кар/м}^3$. В отличие от аллювия склоновые осадки выделяются низким средним весом алмазов $11,2 \text{ мг}$.

Аллювий высокой поймы характеризуется промышленной алмазонасностью на всем протяжении россыпи р. Эбелях. Значительное возрастание среднего содержания отмечается в приустьевой части россыпи. Средний вес алмазов в осадках высокой поймы равен $19,1 \text{ мг}$.

Аллювий русла и низкой поймы включают в себя основные запасы россыпи р. Эбелях. Если продуктивный террасовый аллювий прослеживается фрагментарно, то промышленная алмазонасность русла, пойм и погребенной верхнечетвертичной долины реки прослеживается более чем на 100 км . Практически на всем протяжении русловой аллювий содержит алмазы в промышленных концентрациях. Фоновые их количества составляют $1\text{--}2 \text{ кар/м}^3$, а ураганские концентрации превышают десятки карат в одном кубическом метре. Отмечается падение среднего содержания алмазов, как в устьевой части россыпи, так и в ее истоках [Граханов и др., 1985 ф].

Наиболее высокие содержания алмазов приурочены к Нижнему участку россыпи ($19\text{--}42 \text{ м}$ от ее устья). По мере удаления от него вверх по течению реки уровень алмазонасности падает. Высокие концентрации алмазов на Нижнем участке объясняются поступлением камней из левых промышленных притоков реки (руч. Гусиный, Бראהс-Юрях, 53, Холомолоох) и приуроченностью к неотектоническому поднятию, которое обусловило узкую каньонообразную долину, в которой происходил перемыв больших масс аллювия с их естественным обогащением. На участках неотектонических поднятий мощность аллювия резко сокращается и содержание алмазов увеличивается [Граханов и др., 2007].

Содержание алмазов в россыпи тесно связано с литологией вмещающих и подстилающих пород. Наиболее алмазонасными являются валунно-галечно-гравийные, галечно-гравийно-песчаные отложения и переотложенные коры выветривания. Меньшими значениями алмазонасности характеризуются галечно-щебнистые, илесто-галечно-щебнистые и галечно-песчаные отложения. Высокими значениями алмазонасности характеризуется русловая фацция аллювия русла и низкой поймы, включающие весь комплекс этих пород, в пределах которых пробы с промышленным содержанием составляют $86,0\%$.

Алмазонасность русловой фации аллювия высокой поймы значительно ниже, кондиционные пробы составляют 67% . По флангам россыпи осадки смешанного генезиса характеризуются убогой невыдержанной алмазонасностью. Отложения представлены суглинками, супесями со щебнем и редкой галькой. В этих отложениях количество кондиционных проб не превышает 20% . Распределение алмазов в аллювиальном разрезе неравномерное. Отмечается четкая тенденция увеличения содержания содержания к основанию пласта независимо от его мощности [Граханов и др., 2007].

В поперечном разрезе россыпи высокие содержания алмазов приурочены к пристречневому участку. Минимальные значения алмазонасности характерны для флангов россыпи из-за значительного разубоживания аллювия склоновыми делювиально-солифлюкционными образованиями. Дифференцированное распределение алмазов в поперечном профиле долины подчеркивает их струйчатое распределение в плане. В продольном и поперечном раз-

резе россыпи выделяются четкие закономерности, обусловленные гидродинамикой речного потока, и в целом сохраняются классические принципы распределения полезных компонентов. Самые высокие содержание алмазов наблюдаются в зонах сочленения плесов и перекаатов. Ураганные значения алмазности подчеркиваются высокими концентрациями пиропов класса +2 мм [Граханов и др., 2007].

Среди алмазов россыпи р. Эбелях в весовом отношении преобладают размерные классы -4+2 и -2+1 мм, соответственно – 56,7% и 31,1%, меньше алмазов класса -8+4 мм- 10,7% и первые проценты составляет класс – 1 мм. По количеству доминируют камни –2+1 мм, составляющие 61,9%.

Средний вес алмазов россыпи р. Эбелях составляет 19,9 мг. При этом фиксируется четкая тенденция увеличения среднего веса алмазов к устью реки. Если в пределах участка Исток средний вес составляет 19,0 мг, то на участке Приустьевой эти значения равны 25,6 мг. Это объясняется поступлением алмазов повышенной крупности в нижнем течении реки из левых притоков – ручьев Гусиный, 53, Браас-Юрях и Холомолоох. При геологоразведочных работах на нижнем отрезке россыпи Эбелях найдено пять алмазов весом от 5 до 20 карат. При опытно-промышленных работах прииска Анабар ПНО «Якуталмаз» на нижнем отрезке россыпи Эбелях, найдено два алмаза до 50 карат [Граханов и др., 2007].

По кристалломорфологическим особенностям алмазов россыпи р. Эбелях отмечается следующая закономерность: снизу- вверх по течению реки идет возрастание содержания алмазов I разновидности и понижение V и VII. Так на участке *Приустьевой* сумма I разновидности составляет 53%, а на участке *Исток* 65%, соответственно сумма V и VII - 40% и 29%. Высокое содержание алмазов V и VII разновидности на нижнем отрезке р. Эбелях объясняется их поступлением из левых промышленных притоков реки (ручьи Браас-Юрях – 57%; 53–55%; Холомолоох – 54%, Гусиный – 49%). По другим типам алмазов существенных отличий не установлено [Граханов и др., 2007].

Среди изученных 14 880 алмазов россыпи р. Эбелях общее содержание двойников и сростков составляет 40,0%, при этом их количество в классе – 8+4 мм равно 47,0%, а в классе –1+0,5 мм – 26,2% (устное сообщение В.И. Коптиль, Амакинская экспедиция).

Число камней со скульптурами травления достигает 58,8%, среди которых преобладают шрамы – 33,2%. Количество прозрачных кристаллов составляет – 58,7%, полупрозрачных – 28,5%, весьма прозрачных – 9,7%, непрозрачных – 2,1% и чистой воды – 1,0%. Содержание алмазов чистой воды возрастает с повышением крупности камней, в классе –8+4 мм их число составляет 2,0%, хотя и в этом классе повышенная доля непрозрачных кристаллов – 7,0%. Общее количество окрашенных алмазов достигает 31,5%, среди которых преобладают камни с серой (15,4%) и коричневой (10,2%) окраской. Из других типов окраски наиболее распространенными являются желтая, желто-зеленая, зеленая и желто-оранжевая окраски алмазов II разновидности и очень редко - зеленая цвета морской волны окраска кристаллов I разновидности. Количество окрашенных алмазов заметно (более чем в 1,5 раза) уменьшается снизу-вверх по течению р. Эбелях, одновременно со снижением в этом направлении

содержания камней V и VII разновидностей, а также растет с увеличением крупности кристаллов [Граханов и др., 2007].

Степень сохранности (целостность) алмазов является высокой, при значительном (42,0%) содержании целых и в незначительной степени поврежденных кристаллов, представленных преимущественно индивидами II, V и VII разновидностей, и низком содержании обломков и бесформенных осколков. Она ухудшается снизу-вверх по течению р. Эбелях, одновременно со снижением в этом направлении количества алмазов V и VII разновидностей. Целостность кристаллов заметно увеличивается с увеличением крупности кристаллов (-8+4 мм=53,0%), что свидетельствует об их сортировке в процессе экзогенной истории.

Большинство (67,6%) изученных алмазов составляют в той или иной степени трещиноватые камни, причем наиболее сильно трещиноватыми являются кристаллы V, реже VII разновидностей. Учитывая повышенную крупность последних, доля трещиноватых алмазов в крупных классах достигает 85%. Степень трещиноватости заметно (почти в 1,5 раза) уменьшается снизу-вверх по течению р. Эбелях [Граханов и др., 2007].

Для алмазов р. Эбелях характерно высокое для россыпей северо-востока Сибирской платформы содержание камней с механическим износом истирания прибрежно-морского генезиса (12,4%). Причем максимальные значения характерны для кристаллов V и VII разновидностей (до 30 %). Механический износ увеличивается в крупных классах (-8+4 мм) 27,0%. Исходя из специфики распределения алмазов эбеляхского типа в продольном разрезе россыпи, их суммарное количество с механическим износом истирания в 1,5–2 раза уменьшается снизу-вверх по течению реки, в то же время механический износ выкрашивания не характерен для алмазов бассейна р. Эбелях. Эти же значения для ламинарных алмазов, кристаллов уральского и жильного типов в россыпи р. Эбелях ниже, хотя на ее левых притоках их износ также высок (россыпи руч. Ыраас-Юрях, Гусиный, Холомолоох, 53). На алмазах преобладают аллювиальные сколы или их комбинации, что также свидетельствует об их сложной истории в экзогенных условиях.

Подавляющее большинство (61,8%) эбеляхских кристаллов в той или иной степени ожелезнены вследствие проникновения гидроокислов железа по трещинам. Причем ожелезнение в основном, характерно для сильно дефектных алмазов V и VII разновидностей и возрастает с увеличением крупности кристаллов. Их количество резко (в 1,4 раза) уменьшается снизу-вверх по течению р. Эбелях, вместе с уменьшением суммарного содержания алмазов V и VII разновидностей [Граханов и др., 2007].

Алмазы россыпи р. Эбелях характеризуются высоким (58,0%) содержанием камней с твердыми эпигенетическими включениями графит-сульфидного состава (56,2%), характерного для камней эбеляхского типа (V + VII разновидности). Среди сингенетических включений, которые инструментально диагностированы, минералы-узники ультраосновной (оливин, хромшпинелид, пироп малиновый, энстатит, хромдиопсид) и эклогитовой (гранат оранжевый, омфацит, коэзит, рутил, дистен) ассоциаций составляют не более 2-3%.

Среди них, в отличие от индивидов других месторождений, доля эклогитовой ассоциации повышена и достигает 50 % от общего содержания всех сингенетических включений (без учета алмазов V и VII разновидностей, характеризующихся исключительно эклогитовой ассоциацией). Количество кристаллов с твердыми включениями заметно (в 1,3 раза) уменьшается снизу-вверх по течению р. Эбелях, что связано с уменьшением в этом направлении суммарного содержания алмазов V и VII разновидностей [Граханов и др., 2007].

Россыпь р. Бол. Куонамка (П-5-14). Промышленная россыпь начинается от устья руч. Уччугей-Хос-Юрях и прослеживается до устья реки. В пределах россыпи поперечный профиль долины р. Бол. Куонамка до устья р. Старой имеет асимметричный U-образный профиль, чаще всего, правый склон долины крутой, покрытый крупноглыбовой осыпью, а левый - более пологий с развитой поймой. От устья р. Старой и до слияния с р. Мал. Куонамка долина р. Бол. Куонамка каньонообразная с крутыми склонами и скальными выходами пестроцветных кембрийских пород. Продольный профиль реки ступенчатый. Средняя ширина днища долины, где развит русловой и косовой аллювий – 230 м. Наиболее широкая долина находится на отрезке между устьями рек Хаптасыннах и Куота, где широко развиты косы и острова.

В долине р. Бол. Куонамка развиты четыре надпойменные террасы, два уровня пойм и русловые отложения, включающие образования русла, кос и островов. Наиболее мощными аллювиальными отложениями выделяются надпойменные террасы, но по продуктивности они значительно уступают русловому аллювию, мощность которого значительно меньше.

В продольном разрезе россыпи от верхней ее части к нижней в составе гальки постепенно доля пород Анабарского щита сокращается, замещаясь осадочными разновидностями. В составе гальки из аллювия надпойменных террас доля пород Анабарского щита незначительна и там преобладают осадочные разности.

В аллювии р. Бол. Куонамка выход минералов тяжелой фракции ураганный. В классе – 1 мм в их составе преобладают альмандин (до 75%) и ильменит (20%), а на долю остальных минералов (магнетита, лимонита, рутила и других) приходится не более 5%. В классе +1 мм преобладает лимонит, реже встречаются альмандин, пироп, пикроильменит. В отличие от других россыпей северо-востока Сибирской платформы, выход тяжелой фракции по классам обогащения более высокий. В аллювии надпойменных террас р. Бол. Куонамка выход тяжелой фракции значительно ниже и резко отличается от руслового и пойменного аллювия. В ее составе доминируют альмандин, ильменит, магнетит и пироксен.

Ценность россыпи р. Бол. Куонамка подчеркивается значительными запасами и высокой стоимостью ее алмазов. Максимальное содержание алмазов по горным выработкам составило 14,41 кар/м³, а по опробованию в ходе поисковых маршрутов в валовой пробе содержание алмазов достигло ураганного значения – 29,65 кар/м³. Среднее содержание по русловой россыпи составило 0,70 кар/м³. Обогащенные алмазоносные струи россыпи р. Бол. Куонамка приурочены к осадкам русла и кос. Наиболее концентриро-

ванные запасы алмазов находятся на косах. В пределах русла формирование россыпи не завершено [Черный и др., 1963ф; 1964ф].

Как и по многим россыпным месторождениям северо-востока Сибирской платформы [Граханов и др., 2007], в россыпи р. Бол. Куонамка наблюдается обратная корреляционная связь с мощностью аллювия. Максимальными содержаниями алмазов характеризуется промышленный пласт мощностью до одного метра - $0,95 \text{ кар/м}^3$. При увеличении мощности аллювия до двух метров среднее содержание снижается до $0,55 \text{ кар/м}^3$ и достигает еще меньших значений - $0,46 \text{ кар/м}^3$ при увеличении мощности продуктивного пласта до трех метров. Причем в пределах русла при мощности пласта до одного метра содержание алмазов значительно выше - $1,16 \text{ кар/м}^3$, чем на косе - $0,77 \text{ кар/м}^3$. При увеличении мощности до двух метров содержание алмазов по руслу, косам и поймам равноценно. По распределению алмазов в разрезе аллювия четкой закономерности не наблюдается. Это объясняется тем, что аллювий не сортирован, а в его составе содержится масса валунов, глыб и крупной гальки, которые связаны песчано-глинистым материалом, что существенно влияет на миграционные свойства кристаллов по разрезу аллювия. Приведенные расчеты по 464 шурфам не установили значимой разницы в содержании алмазов в нижних и верхних горизонтах аллювия - $0,23 \text{ кар/м}^3$ против $0,20 \text{ кар/м}^3$ [Граханов и др., 2011 ф].

Косы р. Бол. Куонамка включают основные запасы алмазов россыпи. Наиболее крупные и продуктивные объекты расположены в средней части россыпи р. Бол. Куонамка ниже устья р. Мачала. В верхней части россыпи также находятся крупные косы: Фартовая, Удачная и Кимберлитовая [Граханов и др., 2011 ф].

Все высокопродуктивные косы хорошо выделяются в ходе поисковых маршрутов по ряду ниже перечисленных критериев. Такие косы сложены аллювием без существенной примеси аллювиально-делювиального материала, который в достаточно большом объеме поступал из боковых притоков в результате формирования долин прорывов. По гранулометрическому составу аллювия в них присутствует значительная примесь валунного и песчано-глинистого материала. В качестве эталона можно рассмотреть участок косы Сыргалахской с ураганным уровнем алмазоносности - $29,65 \text{ кар/м}^3$. По результатам изучения гранулометрического состава в этой точке (линия 643, шурф 1 л) доля валунов составляет 11,3%, а песчано-глинистого материала - 34,3%. Особенности распределения песчано-глинистого материала и грубо-обломочных фрагментов аллювия свидетельствуют о плохой сортировке этих продуктивных отложений. Хорошо сортированные гравийно-галечные образования выделяются более низкой продуктивностью. Продуктивные косовые отложения отличаются ураганным выходом тяжелой фракции (класса +1 мм), которая представлена лимонитом, пикроильменитом и пироп-альмандином. Наиболее продуктивные валунные галечники выделяются шлейфами гравия лимонита за валунами и крупной галькой [Граханов и др., 2011 ф].

Среди россыпей северо-востока Сибирской платформы алмазы россыпи р. Бол. Куонамка выделяются высоким средним весом - 67,8 мг, что обусловлено хорошей сортировкой. Показатель среднего веса в два-три раза превышает таковые россыпей бассейна р.р. Эбелях, Биллях, Маят, Молодо и др.

Это объясняется тем, что в россыпи р. Бол. Куонамка отсутствуют алмазы мелких классов (-1 мм), которые в других россыпях Якутии по количеству составляют 10–20%, а по весу - 0,5–2,0% [Граханов и др., 2007]. Повышенный средний вес характерен для всех классов крупности: так для класса -2+1 мм он равен 12,8 мг, соответственно для -4+2 мм – 55,7 мг, -8+4 мм- 252,9 мг. Повышенная крупность алмазов россыпи р. Бол. Куонамка подчеркивается и находками кристаллов (-16+8 мм) на стадии геологоразведочных работ, что наблюдается довольно редко. Так за десять лет поисково-разведочных работ в бассейне р. Эбеях было найдено всего пять алмазов массой больше пяти карат [Граханов и др., 1985ф]. На россыпи р. Бол. Куонамка в 2010–2011 гг. были найдены два алмаза весом в шесть и десять карат и пять камней массой 4–5 кар. Алмазы высокого ювелирного качества [Граханов и др., 2011ф].

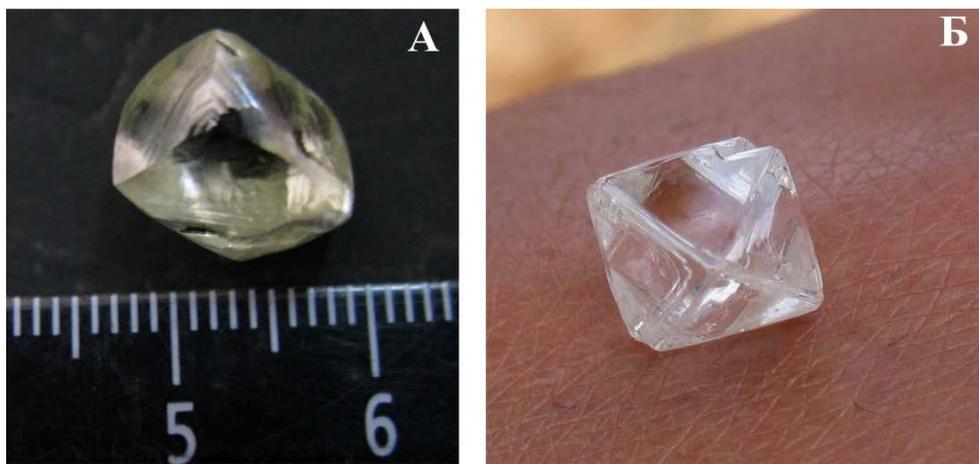


Рис. 45. Крупные алмазы россыпи р. Бол. Куонамка.

А - ромбододекаэдр уральского типа весом 10 карат, шурф 10 линия 1056, (фото С. Граханова); Б- ламинарный октаэдр первой разновидности весом 2,61 кар., валовая проба коса 18/2, коса Алын-Мукусунская (фото О. Граханова)

По типоморфным особенностям среди алмазов россыпи р. Бол. Куонамка доминируют индивиды первой разновидности [Орлов и др., 1984], содержание которых в продольном профиле месторождения варьирует от 77 до 91%. В небольшом количестве представлены кристаллы II, IV и V - VII разновидностей. Среди алмазов I разновидности установлены ламинарные октаэдры, переходные формы и ромбододекаэдры, 4куборомбододекаэдры, октаэдронды, кубы и янусы, округлые кристаллы уральского и жильного типов. Среди них октаэдров – 0,4–6,0%, переходных форм – 4,2–8,1%, ламинарных ромбододекаэдров – 5,8–14,0%, типичных округлых алмазов – уральского типа – 25,7–40,0%, додекаэдрондов с шагренью жильного типа – 15,4–23,2% от общего числа I разновидности.

Алмазы II разновидности составляют от 1,7 до 11,1%. Отмечается закономерность их уменьшения к устью р. Бол. Куонамка. Они представлены желтыми додекаэдрами с заметным количеством кубов (30% от данной разновидности) с желтой и желто-зеленой фотолюминесценцией. Алмазы имеют хорошую сохранность, более половины камней – целые, основная часть – прозрачны. Наряду с типичными алмазами для данной разновидности встречаются октаэдры желтого цвета «удачнинского типа» (2% от данной разновидности), что не характерно для большинства россыпей северо-востока.

Эмалевидные кубы III разновидности и кубы с оболочкой IV разновидности составляют 1,7%. Они представлены полупрозрачными индивидами и имеют различную степень сохранности. Кристаллы окрашены в желто-зеленый и серый цвета. В УФ-лучах (далее – ультрафиолетовых) встречаются желто-зеленые цвета и зональное свечение.

Алмазы V и VII разновидностей составляют от 6,0 до 10,8%. Они представлены целыми и поврежденными серыми, трещиноватыми, забитыми графитом полупрозрачными ромбододекаэдрами и незакономерным сростками, несветящиеся или имеющие слабую розовую или розово-сиреневую фотолюминесценцию.

Типоморфные особенности алмазов россыпи р. Бол. Куонамка несколько специфичны и имеют ряд отличий от аналогичных свойств кристаллов других россыпных месторождений. Общее содержание двойников и сростков является сравнительно низким и составляет всего около 1/5 от общего количества кристаллов, причем среди них резко преобладают двойники по шпинелевому закону при очень низком содержании незакономерных сростков. В классе -8+4 мм общее содержание двойников и сростков ниже почти в два раза по сравнению с классом -4+2 мм. Содержание алмазов со «шрамами» заметно ниже по сравнению с известными россыпями, составляя 44,5% от общего количества кристаллов. Особенностью алмазов р. Бол. Куонамка является очень высокое суммарное содержание камней с кавернами, реже, коррозией и матировкой («изморозью»), что сближает их с кристаллами из прибрежно-морских россыпей Юго-Западной Африки (Намибия) [Граханов и др., 2011 ф].

Основную массу изученных алмазов составляют бесцветные кристаллы высокой степени прозрачности при максимальном содержании среди известных россыпей камней «чистой воды» и «весьма прозрачных» (в сумме больше половины от общего количества камней). Содержание окрашенных алмазов является наиболее низким среди известных россыпей северо-востока Сибирской платформы и составляет всего 19,9% от общего количества кристаллов. Среди окрашенных алмазов преобладает лилово-коричневая окраска I разновидности (из-за пластической деформации) и желто-оранжевая – II разновидности, при редких находках камней с серой окраской V разновидности, соломенно-желтой и зеленой цвета морской волны окраской I разновидности. Среди окрашенных алмазов встречены находки «благородной» лиловой, близкой к розовой, окраски, приближающейся по своему спектру к очень редким высококачественным ювелирным камням из трубки Аргайл, что может свидетельствовать о вероятности находок розовых кристаллов в бассейне р. Бол. Куонамка. Содержание алмазов с зелеными пятнами пигмен-

тации несколько повышено по сравнению с известными россыпями северо-востока Сибирской платформы и составляет 2,6% от общего количества кристаллов. Содержание ожелезненных камней является сравнительно низким по сравнению с другими россыпями, составляя менее половины от общего количества кристаллов, причем среди них преобладает ожелезнение в слабой степени, которое исчезает при химической очистке в щелочах и кислотах, не оказывая существенного влияния на качество алмазного сырья россыпи [Граханов и др., 2011 ф].

По характеру фотолюминесцентных особенностей среди изученных алмазов в примерно равном количестве (по 1/3) преобладают кристаллы с синеголубым и розово-сиреневым свечением при сравнительно высоком содержании камней с желто-оранжевым (11,7%) и фиолетовым (7,9%) свечением. Желто-оранжевая фотолюминесценция характерна для кубоидов II разновидности, а отсутствие видимого свечения (8,9%) - для алмазов V, реже, VII разновидностей. Подавляющее большинство кристаллов I разновидности люминесцирует, в основном, синеголубыми и розово-сиреневыми, реже (5,2%), зелеными цветами. Фотолюминесцентные особенности алмазов различных классов крупности практически не различаются [Граханов и др., 2011 ф].

Содержание твердых включений в алмазах является наиболее низким среди известных россыпей северо-востока Сибирской платформы, они встречаются примерно в 50% всех кристаллов. Среди включений резко преобладают эпигенетические включения графита, часто в ассоциации с сульфидом. Общее содержание алмазов с сингенетическими включениями не превышает 1,5–2,0%, причем среди них диагностированы оптическими методами оливин, хромшпинелид, гранат оранжевого цвета и омфацил, соотношение сингенетических включений ультраосновной и эклогитовой ассоциаций оценивается примерно в 1:1. Распределение алмазов с твердыми включениями среди кристаллов различной крупности практически не отличается [Граханов и др., 2011 ф].

Степень сохранности (целостность) изученных алмазов является высокой при резком (более 2/3) преобладании целых и в незначительной степени поврежденных камней и низком содержании обломков (6,3%). Характерной особенностью изученных алмазов является их сравнительно низкая трещиноватость. Пониженная степень трещиноватости алмазов характерна для всех классов крупности, что, наряду с высокой степенью сохранности, прозрачностью и повышенной крупностью камней является одной из причин высокого качества алмазного сырья россыпи р. Бол. Куонамка. Среди сколов на изученных алмазах резко преобладают «аллювиальные» сколы и их комбинации, составляющие не менее 4/5 от общего количества камней со сколами. Необходимо также отметить некоторое преобладание «коррозионных» сколов над «протомагматическими», что, возможно, свидетельствует о происхождении алмазов из древних вторичных коллекторов докембрийского возраста [Граханов и др., 2011 ф].

Общее содержание алмазов с механическим износом среди изученных коллекций с р. Бол. Куонамка является одним из наиболее высоких среди известных россыпей северо-востока Сибирской платформы, причем среди них резко преобладает механический износ «истирания», часто в средней и силь-

ной степени, вплоть до образования шаровидных форм износа. Высокое содержание алмазов с механическим износом свидетельствует об их сложной истории в экзогенной обстановке, неоднократном перемыве и переотложении в древних вторичных коллекторах прибрежно-морского генезиса, что согласуется с мнением ряда ученых об их докембрийском возрасте по аналогии с известными докембрийскими алмазоносными провинциями мира [Соболев и др., 1951; Метелкина и др., 1976; Сочнева и др., 1981].

Россыпь р. Талахта (Ш-5-25). Река Талахта является правым притоком р. Бол. Куонамка. Ее устье расположено между двумя притоками – р.р. Небайбыт и Мачала в 80 км от устья р. Бол. Куонамка. Устьевой шестикилометровый отрезок р. Талахта (Ш-5-24) детально разведан и запасы россыпных алмазов утверждены в ГКЗ Роснедра [Николаев, 2008ф, ГБЗ, 2011]. Долина р. Талахта выработана в карбонатно-терригенных породах верхнего протерозоя и нижнего кембрия. Она имеет корытообразную форму с четким асимметричным профилем: левый склон крутой с выходами коренных пород, правый – выположенный и террасированный. Для среднего и верхнего участка долины характерен пологий продольный профиль. И, напротив, для нижнего и устьевого отрезка продольного профиля типична ступенчатая форма, которую обусловили неотектонические подвижки, особенно ярко проявившиеся в устьевой части, где протяженные отрезки русла лишены аллювия и в нем ступенями выходят коренные породы. В геологическом строении россыпи р. Талахта принимают участие коренные карбонатно-терригенные породы верхнего протерозоя и нижнего кембрия, четвертичные аллювиальные отложения трех надпойменных террас, образования верхнечетвертичной погребенной долины, осадки пойм и русла. На склонах долины развиты щебнисто-глинистые делювиально-солифлюкционные образования. Магматических пород в долине р. Талахта не установлено, но на ее устье расположена Талахта́ская диатрема, выполненная щелочными породами одноименного комплекса, предположительно раннеюрского возраста.

Аллювиальные отложения надпойменных террас р. Талахта имеют двучленное строение. Пойменная фация сложена песками и песчано-глинистыми образованиями мощностью от 1,0 до 4,0 м. В основании аллювиального разреза надпойменных террас залегает русловая фация аллювия, как правило, сложенная песчано-гравийно-галечными образованиями максимальной мощностью до 4,0 м в пределах первой террасы, второй – 3,4 м и третьей – 6,0 м. Гранулометрический и петрографический составы погребенной долины мало чем отличаются от террасовых отложений, разве что существенно возрастает льдистость [Граханов и др., 2011 ф].

Разрез аллювиальных отложений высокой поймы характеризуется также двучленным строением. Верхняя часть разреза мощностью 2,5–3,0 м представлена сильно льдистыми илами, нижняя – продуктивная толща, сложена гравийно-песчано-глинисто-галечными образованиями с незначительной примесью валунов доломитов (3–5%). Мощность руслового аллювия по данным горных выработок варьирует от 0,4–1,4 м до 5,6 м, в среднем составляя 2,2 м. Русловой аллювий сложен песчано-гравийно-галечными отложениями с примесью валунов и глыб.

Обломочный материал представлен доломитами (90–99%), кварцевыми песчаниками, гравелитами (0,1–1,5%) и кремнями. Минералогический состав аллювиальных отложений слагают: альмандин- 44,8%, ильменит - 16,4%, ромбический пироксен- 14,7%, роговая обманка- 13,5%, моноклинный пироксен- 8,8%, циркон-0,8%, магнетит-0,6% и рутил-0,4%.

В устьевой части долины р. Талахтах установлены реликты верхнечетвертичного (?) погребенного аллювия [Николаев, 2008 ф]. Верхнечетвертичные образования сложены глинистыми гравийно-галечными отложениями значительной мощности- до 11 м. Продуктивность этих отложений невысокая. В средней и верхней частях долины р. Талахтах верхнечетвертичные отложения выстилают днище и склоны долины, занимая значительные пространства преимущественно по правому склону долины реки.

В долине р. Талахтах повышенная алмазоносность установлена на нижнем отрезке реки. Точки ураганной алмазоносности современного аллювия (до 50,86 кар/м³) локальны [Граханов и др., 1994ф] и приурочены к щеткам карбонатных пород, на которых аллювий отсутствует или его мощность минимальная.

Высокопродуктивные русловые отложения выделяются ураганскими концентрациями тяжелой фракции и крупных гранатов, достигающих сотен зерен на шлиховую пробу. В ходе разведочных и поисково-оценочных работ максимальные содержания в русловом голоценовом аллювии по частным разведочным пробам достигают 6,41 кар/м³, хотя по сквозным пробам предельный уровень алмазоносности не превышает 1–2 кар/м³ [Николаев, 2008 ф]. В пределах высокой поймы максимальное значение алмазоносности на разведанном отрезке россыпи по частной пробе составляет 9,98 кар/м³, в то же время по сквозному опробованию эти параметры не превышают 2,30 кар/м³ [Николаев, 2008 ф]. Эти значения становятся ниже в средней части россыпи, где максимальный уровень алмазоносности высокой поймы по частным пробам не превысил 2,88 кар/м³, а по выработкам достиг 2,10 кар/м³. Первая и вторая надпойменные террасы по уровню алмазоносности уступают третьей надпойменной террасе, где максимальные значения достигают 21,62 кар/м³ [Черосов и др., 2002 ф]. Ураганские значения алмазоносности приурочены к фрагментам размытых неогеновых (?) отложений и, скорее всего, именно эти осадки обусловили алмазоносность всего долинного комплекса р. Талахтах. Погребенные верхнечетвертичные отложения в средней части россыпи характеризуются повышенными концентрациями алмазов и участками включены в промышленный контур. Причем по уровню продуктивности они превосходят аллювий русла и пойм, а максимальные содержания алмазов в отложениях погребенной долины достигают 2,18 кар/м³ по частным и 2,10 кар/м³ по сквозным пробам. Закономерности повышения содержания алмазов к основанию аллювия не наблюдается. Как и в россыпи Бол. Куонамка, алмазы р. Талахтах имеют повышенный средний вес - 43,9 мг в устьевой части и 42,7 мг в средней части россыпи [Граханов и др., 2011 ф]

Повышенный средний вес алмазов обусловлен тем, что кристаллы крупных классов доминируют: -8+4 мм по количеству составляют 4,0–4,4%, а по весу - 20,2–22,8%, -4+2 мм соответственно 63,4–64,3% и 68,7–70,2%, а камни класса -1 мм практически отсутствуют. Такое ситовое распределение алмазов

свидетельствует о длительной транспортировке и сортировке кристаллов [Граханов и др., 2011 ф].

По типоморфным особенностям среди алмазов россыпи р. Талахтах доминируют индивиды I разновидности, которые составляют 78–90%. Среди них установлены октаэдры, переходные формы, ромбододекаэдры, кубы, янусы, единичные находки октаэдроида, тетрагексаэдроида. В россыпи существенная примесь желтых кубов II разновидности - 5,3–9,4 %, и V+ VII разновидностей – 0,9–9,0 %.

Ламинарные кристаллы группы октаэдр-ромбододекаэдр составляют 25–26% от общего количества алмазов россыпи. Преобладающее большинство из них целые и в незначительной степени поврежденные кристаллы (80%), без трещин (82,35%) с занозистой, сноповидной штриховкой, реже находки с полицентрически растущими гранями. Более половины (52%) алмазов этой группы не имеют скульптур травления. На поверхностях кристаллов наиболее часто встречаются треугольные впадины (36%), реже- коррозия (8%) и леденцовая скульптура (4%). Заметное количество (48%) алмазов представлено двойниками и сростками, среди которых доминируют шпинелевые двойники (32%), встречаются (менее 5%) параллельные сростки и вростки. Большая часть (60%) алмазов имеет слабую дымчато-коричневую (32%) окраску. По степени прозрачности заметна доля «полупрозрачных» камней (12%), тогда как остальные кристаллы, в основном, имеют категорию «прозрачные». Доля алмазов с включениями составляет 44%, среди которых преобладают графит-сульфидная ассоциация (20%) и единичный графит (16%). Среди типов свечения в УФ-лучах доминируют кристаллы с сине-голубым свечением (52%) при подчиненном значении кристаллов с розово-сиреневым (36%) и зеленым цветом (12%). На одном кристалле замечен механический износ «кистирания» и зеленое пятно пигментации. Ламинарные ромбододекаэдры составляют 14,4% от общего количества I разновидности и представлены тонкослоистыми индивидами со сноповидно-занозистой штриховкой и блоковой скульптурой. Подавляющее большинство из них – целые и в незначительной степени поврежденные камни (81%), бесцветные, без трещин (88,9%). Среди скульптур травления, присутствующих на 18,5% камней, встречаются в сопоставимых количествах каверны, матировка, полосы пластической деформации и черепитчатая скульптура. Среди включений в кристаллах (29,7%) встречается единичный графит (18,5%) и графит-сульфидная ассоциация (11,1%). Среди типов свечения в ультрафиолетовых лучах доминируют кристаллы с сине-голубым свечением (44%) при подчиненном значении кристаллов с розово-сиреневым (25,93%) и зеленым цветом (18,5%). Механический износ «кистирание» средней и сильной степени наблюдается на 11,2% кристаллов. На одном из них замечено зеленое пятно пигментации [Граханов и др., 2011 ф].

Округлые алмазы «жильного типа» с шагренью и полосами пластической деформации составляют 9–19% кристаллов россыпи. Они представлены прозрачными, окрашенными в лилово-коричневые и дымчато-коричневые цвета камнями, среди которых резко преобладают целые и в незначительной степени поврежденные камни (94,7%), при содержании обломков в количестве 5,26%. Доминирующая часть этой группы без трещин (78,95%). Среди скульп-

птур травления преобладают полосы пластической деформации. В УФ-лучах преобладают кристаллы с голубым (63,16%), реже с зеленым (21,05%) типами свечения. Около половины (43%) кристаллов содержат включения, в основном графит-сульфидные, а также единичный графит [Граханов и др., 2011 ф].

В россыпи р. Талахта содержание типичных округлых алмазов уральского типа составляет 50,9%. Среди них встречаются, в основном скрытослоистые (43,5% от кристаллов этой группы), со сноповидной штриховкой (22,2%) и алмазы с кавернами (20,4%), реже наблюдаются алмазы с блоковой скульптурой (13,9% от кристаллов этой группы). Более половины (67,5%) из них целые или в незначительной степени поврежденные кристаллы при заметной части обломков – 14,81%. Подавляющее большинство кристаллов этой группы не имеет трещин (84,26%). Скульптуры травления присутствуют на 32,4% алмазов данной группы. Среди них преобладают каверны (13,9%) и матировка (6,5%). Содержание двойников и сростков составляет 12,04%. Менее половины алмазов содержит включения (37,04%). Среди них чаще встречаются единичный графит и графит-сульфидные ассоциации. Меньшая часть алмазов (30,56%) окрашена в дымчато-коричневые, соломенно-желтые, лилово-коричневые цвета. По степени прозрачности встречаются как кристаллы высокой степени («чистой воды», «весьма прозрачные» -1,85% и 7,41% соответственно), так и полупрозрачные индивиды (14,81%). По характеру свечения в УФ-лучах чаще встречаются алмазы с розово-сиреневым (44,44%) и с сине-голубым цветом (33,33%) [Граханов и др., 2011 ф].

Алмазы IV разновидности встречаются в заметном количестве: 2,5–3,4%. Они представлены, в основном, целыми прозрачными, окрашенными в желто-зеленые цвета непрозрачными кубами серого цвета, ромбододекаэдрами, светящимися желто-зеленым и желтым цветами в УФ-лучах [Граханов и др., 2011 ф].

Алмазы V + VII разновидностей встречаются в тех же пропорциях, что и в россыпи р. Бол. Куонамка. Они представлены темно-серыми слабо люминесцирующими округлыми кристаллами и прозрачными незаконномерными сростками различной сохранности, без типичных для них шрамов, и имеющими розово-сиреневое свечение в УФ-лучах [Граханов и др., 2011 ф].

По степени сохранности среди изученных алмазов россыпи р. Талахта наиболее часто встречаются целые индивиды (64,9%) и в незначительной степени поврежденные камни (12,02%). Количество обломков составляет 11,06%. Существенных отличий по двум классам крупности не наблюдается. Среди сколов в сопоставимых количествах встречаются протоматмические (13,9%) и механические (12,0%), реже их комбинация (8,2%). На одном кристалле данной россыпи установлен коррозионный скол. Среди изученных алмазов резко преобладают алмазы без трещин (83,17%). У трещиноватых камней наблюдаются только единичные поверхностные и глубокие трещины. Алмазы класса -4+2 мм более трещиноваты (32% с трещинами). Доля алмазов с твердыми включениями составляет 34,6%. Наиболее часты единичные включения графита (17,3%) и кристаллы с графит-сульфидной ассоциацией (13,9). Алмазы с групповыми и многочисленными включениями графита редки. Другие включения не диагностированы. Количество двойников и срост-

ков невелико (18,8%). Среди них доминируют шпинелевые двойники (7,2%) и незакономерные сростки (5,8%), тогда как другие виды наблюдаются в количестве менее 3%. Подавляющая масса кристаллов прозрачна. Суммарное содержание кристаллов «чистой воды» и «весьма прозрачных» составляет в сумме 6,7% при заметной доле полупрозрачных камней 13,5% (алмазы II, IV разновидностей и с кавернами), количество которых больше в классе -4+2мм. Общее содержание окрашенных камней составляет 40,4%, среди них преобладает слабая дымчато-коричневая окраска (22,1%), при заметном количестве камней желто-зеленого ряда: соломенно-желтая – 5,3% (I разновидность), желтая – 5,3% (II разновидность), желто-зеленая – 3,4% (III разновидность). Ожелезнение в виде пленок на поверхности и по трещинам отмечено для 1,4% алмазов. Более половины алмазов не имеют скульптуры (64,9%). На кристаллах с признаками природного травления наиболее часто встречаются каверны (9,13%), полосы пластической деформации (8,17%) и треугольные впадины (6,73%), встречаются матировка, коррозия, черепитчатая и леденцовая скульптуры. Среди изученных алмазов встречаются кристаллы с единичными зелеными пятнами пигментации в количестве 2,9%. Чаще всего они присутствуют на округлых кристаллах. Среди изученных кристаллов данной россыпи в заметном количестве (7,7%) наблюдается механический износ «истирание» различной степени. На одном кристалле присутствует износ «выкрашивание». Наиболее изношены скрытослоистые додекаэдрониды и янусы I разновидности. Эти кристаллы часто полупрозрачны, так как на гранях наблюдается матировка. По характеру фотолюминесценции примерно в равных количествах встречаются кристаллы с розово-сиреневым (34,1%) и синеголубым (36,1%) свечением во всех классах крупности при подчиненном значении алмазов с желто-зеленым (14,9%) свечением [Граханов и др., 2011 ф].

Перспективы алмазоносности бассейна р. Анабар не ограничены апробированными запасами и прогнозными ресурсами, которые представлены в табл. 11. Анализ фондовых материалов показал, что определенные перспективы наращивания минерально-сырьевой базы россыпных алмазов в Анабарском и Куонамском районах связаны с надпойменными террасами р. Анабар (II-6-6) и продолжением россыпи р. Бол. Куонамка до устья р. Хапчан (III-5-40).

Проявление Террасовая россыпь р. Анабар (II-6-6). В отличие от россыпи р. Эбелях, где максимальные содержания алмазов тяготеют к каньонобразному отрезку долины, на россыпи р. Анабар повышенная алмазоносность установлена в пределах террасированного участка. Именно здесь максимальные концентрации алмазов по шурфовочным пробам достигают 5,54 кар/м³, по горным линиям - 0,96 кар/м³ и в среднем по участку составляют 0,62 кар/м³ [Зарецкий др., 1970 ф; 1971 ф; 1972 ф], Вполне вероятно, что продуктивность русловой россыпи р. Анабар обусловлена размывом надпойменных террас, которые в настоящее время недостаточно изучены. По аналогии с р. Эбелях надпойменные террасы р. Анабар могут содержать значительные концентрации россыпных алмазов. Так только в одном фрагменте четвертой надпойменной террасы (15 км от устья) р. Эбелях запасы алмазов превышают один млн. кар. [Граханов и др., 1985ф]. Учитывая отсутствие оценочных параметров за аналогичию были взяты средние значения алмазоносности четвер-

той надпойменной террасы устьевой части р. Эбелях, где средняя мощность продуктивных галечников составляет 4,0 м, а среднее содержание - 0,82 кар/м³. Авторская оценка прогнозных ресурсов проявления по кат. P₂ составляет 1 млн карат (табл. 12).

Таблица 12

Оценка прогнозных ресурсов россыпных алмазов

Категория ресурсов	Средние параметры проявления			Ресурсы, млн	
	Площадь, м ²	Мощность песков, м	Содержание алмазов, кар/м ³	Песков, м ³	Алмазов, млн карат
Террасовая россыпь р. Анабар					
P ₂	305 000	4,00	0,82	1,22	1,0
Россыпное проявление Бол. Куонамка II					
P ₂	50 000	2,10	0,22	5,97	1,31

Россыпное проявление Бол. Куонамка II (Ш-5-40). При проведении поисково-оценочных работ на россыпи Бол. Куонамка [Граханов и др., 2011ф] было установлено, что стоимость алмазов этого объекта самая высокая из всех эксплуатируемых россыпей Лено-Анабарской субпровинции. Этот факт позволяет рентабельно эксплуатировать россыпь с низкими параметрами алмазности и вполне вероятно, что промышленную ценность будет представлять слабоалмазное продолжение россыпи, которое трассируется за границы вовлеченного в разведочные работы объекта. Предполагается, что практическую ценность будут представлять аллювиальные отложения русла реки Бол. Куонамка от устья рч. Уччугей-Хос-Юрях до устья р. Хапчан (50 км). Для определения оценочных параметров нами были использованы данные горных работ Амакинской экспедиции (лл. – 64, 65, 66) [Крючков и др., 1966ф] и данные ОАО «Ниже-Ленское» (л.- 1360) [Граханов и др., 2011 ф]. Эти данные позволили рассчитать приведенные в табл. 12. параметры алмазности и произвести авторскую оценку прогнозных ресурсов по кат. P₂.

Импактные алмазы

Коренные и россыпные месторождения и проявления импактных алмазов приурочены к кольцевой структуре – древнему метеоритному (импактному) кратеру или астроблеме. Импактные алмазы произошли за счет твердофазного перехода из графита архейских местных пород в условиях высокого импульсного давления, возникшего при астероидном ударе, они отличаются от кимберлитовых и лампроитовых алмазов по морфологии, окраске, внутренней структуре, другим различным свойствам, в том числе по твердости, абразивной способности и т. д. Алмазодержащими породами, которые представляют собой руды коренных месторождений и проявлений, являются импактиты (тагамиты и зювиты), возникшие за счет графитсодержащих гнейсов и

кристаллических сланцев, подвергшихся ударному метаморфизму и плавлению при взрыве ударившего космического тела и образовании гигантского Попигаевского кратера.

На территории района разведано 2 крупных коренных одно россыпное месторождение импактных алмазов, выявлено более 10 коренных и россыпных проявлений и множество пунктов минерализации, из которых только 9, наиболее представительных, нашли отражение в масштабе карты. [Масайтис и др., 1975]

Коренные месторождения *формации алмазоносных импактитов* образованы совокупностями тел тагамитов и зювитов (или частей таких тел), где содержание алмазов в 3–10 и более раз превосходит фоновое. Руды месторождений представлены отдельными петрографическими разновидностями этих пород, различающимися как по текстурно-структурным особенностям, так и по содержанию алмазов. Различные литические импактные брекчии обычно отличаются низкой алмазоносностью, поскольку в основном состоят из обломков и глыб различных осадочных и кристаллических пород. Алмазоносность импактных брекчий определяется, главным образом, количеством присутствующего в них импактного стекла, содержащего алмазы. Эти брекчии обычно подстилают и перекрывают тела импактитов.

Месторождение Скальное (I-3-3) расположено в юго-западном секторе кратера, в верховьях р. Балаган-Юряге. Открыто в 1971–1973 гг. при проведении поисковых работ. В 1976–1978 гг. на месторождении была проведена детальная разведка. Месторождение занимает участок размером 13×6,5 км, вытянутый в ЮЗ-СВ направлении и площадью около 85 км². Оно охватывает юго-западный склон кольцевого поднятия, но в основном находится в пределах кольцевого желоба [Масайтис и др., 1975].

В осевой части поднятия на дневной поверхности обнажаются ударно-метаморфизованные и катаклазированные гнейсы аутигенной брекчии. Неровная поверхность их погружается под углом около 30° в юго-западном направлении и вскрыта некоторыми скважинами на глубинах 750–900 м. Скважины, расположенные в крайней юго-западной части месторождения, гнейсовое основание желоба не вскрывают. Здесь оно перекрывается мощными линзами различных аллогенных брекчий: полимиктовыми глыбовыми брекчиями, переходящими в верхней части в брекчии, сцементированные зювитами, а выше – тагамитами. Мощность этих брекчий превышает 1 км.

Выше прослежено мощное (до 600 м в осевой части, средняя мощность около 300 м) сложное пластовое горизонтально залегающее тело тагамитов, к которому приурочены наиболее высокие содержания алмазов. Это тело в виде скальных обнажений выходят на дневную поверхность в верховьях р. Балаган-Юряге и вскрывается практически всеми скважинами в пределах месторождения, оно выклинивается на юго-западном фланге и сокращается в мощности на северо-запад и юго-восток за пределами месторождения. В зоне кровли в западной части этого тела среди тагамитов отмечаются пласты и линзы зювитов мощностью до 100–150 м, которые несколько усложняют общую геологическую картину.

На восточном фланге месторождения тагамиты, местами перекрытые зювитами, с которыми они связаны постепенными переходами через такситовые

разновидности, резко сменяются мелкообломочной полимиктовой брекчией (коптокластитам), характерной для вышележащей части общего разреза заполнения кратера, что позволяет предполагать наличие здесь резкого погружения тагамитового тела, возможно вызванного сбросом северо-восточного простирания. Подошва пластового тела в целом пологоволнистая, оно сложено серией субгоризонтальных простых тел, образованных двумя разновидностями тагамитов, отличающимися рядом петрографических признаков, а также некоторыми магнитными свойствами. Эти две разновидности, рассматриваемые как продукты застывания более высокотемпературного и относительно низкотемпературного расплавов, различаются по присутствию свежего полиминерального стекла в первых из них, а также по содержаниям алмазов, которыми богаче вторые. Геологические соотношения этих разновидностей указывают на различную вязкость образовавших их расплавов и их неполное перемешивание во время выброса с возникновением сложных такситовых текстур [Масайтис и др., 1998].

В зювитах верхнего горизонта, мощность которого в среднем составляет 50–60 м (максимальная 130 м), различаются две разновидности этих пород: витрокластические, обогащенные обломками кристаллических пород, и витролитокластические, преимущественно содержащие обломки осадочных пород. На северном фланге месторождения, а также в центральной и южной его частях на зювитах залегает мелкообломочная полимиктовая импактная брекчия (коптокластит), средней мощностью 30 м (максимальная 97 м), иногда она встречается в виде линз мощностью 10–20 м среди зювитов.

Содержание алмазов в импактитах различно в разных частях месторождения, как по латерали, так и на глубину. Так, по данным поверхностного опробования тагамиты в среднем содержат 17,3 кар/т, а зювиты – 11,5 кар/т. Опробование керн скважин показало, что соответствующие оценки для главных типов импактитов – 19,7 и 13,7 кар/т. Соотношение содержаний алмазов в разновидностях тагамитов почти лишенных стекла и обогащенных им – 2 : 1, а спекшиеся витрокластические зювиты по содержанию алмазов превышают витрогранокластические в три раза.

Разведка месторождения проводилась вертикальными колонковыми скважинами. Сеть их первоначально составляла 1600×400 или 800×400 м, затем она сгущалась до 400×400 м и доводилась до 400×200 м и 200×200 м. Всего на месторождении пробурено более 250 скважин, самая глубокая, расположенная в желобе, достигла 1520 м, но в целом оно разбурено на глубину 400–450 м. Примерно 1/3 скважин находится за контурами подсчетных блоков.

Выделено два продуктивных горизонта – верхний зювитовый и нижний тагамитовый. Продуктивные горизонты (особенно нижний, обогащенный алмазами), на участках сгущения сети скважин не всегда перебуривались на полную мощность и запасы подсчитывались по разным вариантам до разных глубин. При подсчете запасов использовались результаты обработки нескольких тысяч керновых проб [Донов и др., 1978ф; Кириченко и др., 1980ф]. Подсчитанные и учтенные ГБЗ РФ запасы месторождения приведены в табл. 13.

Запасы и прогнозные ресурсы импактных алмазов коренных месторождений и проявлений Попигайского кратера

Названия месторождений и проявлений (участков)	Вид объекта и размер месторождения*	Запасы и прогнозные ресурсы, млн карат				Используемые источники
		Категории запасов и ресурсов				
		V+C ₁	C ₂	P ₁ **	P ₂ **	
Скальное (I-3-3)	МК	94675,1	161429,5	-	-	ГБЗ РФ 01.01.2015
уч. Сюренге	П	-	-	-	179000	[Донов и др., 1978ф]
уч. Балаганах	П	-	-	-	65000	[Донов и др., 1978ф]
Ударное (I-4-6)	МК	5682,17	6197,84	-	-	ГБЗ РФ 01.01.2015
уч. Арангастах	П	-	-	-	68000	[Донов и др., 1978ф]
уч Южный	П	-	-	-	5510	[Донов и др., 1978ф]
Встречный (I-5-2)	П	-	-	14450	-	[Кириченко и др., 1980ф]
Тонгулах (I-5-5)	П	-	-	3920	-	
Буровой ключ (I-3-1)	П	-	-	-	7000	[Донов и др., 1978ф]
Таас (I-4-5)	П	-	-	-	610	[Кириченко и др., 1980ф]
Эге-Юряге (I-5-4)	П	-	-	-	320	
ИТОГО:		100357,27	167627,3	18370	325440	
Учтено на 01.01.2016		100357,27	167627,3	3920	381,3	ГБЗ и ГКМ РФ 2015

Примечание. *МК – месторождение крупное, П – проявление (участок). **Подсчитанные исполнителями работ [Донов и др., 1978ф; Кириченко и др., 1980ф] прогнозируемые запасы категорий «Д» и «Е» переведены в соответствии с Классификациями запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых 1981 и 1997 гг. в прогнозные ресурсы категорий P₁ и P₂.

Месторождение Ударное (I-4-6) находится в северо-западном секторе Попигайской структуры в пределах возвышенности Маячика-Керикете. Открыто в 1971–1973 гг. при проведении поисковых работ. В 1974–1975 гг. на месторождении была проведена детальная разведка. Площадь его 8,3 км², при этом протяженность с юго-запада на северо-восток – 6 км, ширина от 0,8 до 2,2 км. Оно приурочено к внешнему склону выступающего здесь кольцевого поднятия, сложенного биотит-гранатовыми и другими гнейсами и кристаллическими сланцами, подвергшимися ударному метаморфизму низких ступеней. Эти породы перекрыты различными импактными брекчиями и импактидами, погружающимися к северо-западу и юго-востоку, единая толща импак-

титов на поверхности разделена пережимами или эрозией на отдельные части [Зарецкий и др., 1975ф].

Тагамиты образуют пластообразные тела мощностью от первых десятков до ста и более метров, реже более мелкие каплевидные, линзовидные тела в зювитах и тела неправильной формы в аллогенной мономиктовой брекчии кристаллических пород. Наиболее крупное пластообразное субгоризонтально залегающее тело тагамитов имеет в длину более 3,8 км, ширину от 0,25 км до 1,25 км. Мощность тагамитов наиболее значительна в центральной части. Наиболее распространены массивные тагамиты, атакситовые и пористые встречаются реже. Зювиты слагают одно мощное пластовое тело, перекрытое тагамитами. Мощность его (максимальная 264 м, средняя 63 м) возрастает с юга на север, где на отдельных участках зювиты сменяются аллогенной полимиктовой мелкообломочной брекчией. В разрезе этого тела сверху вниз витрокластические зювиты сменяются литовитрокластическими и витролитокластическими, обычно связанными между собой переходами. Полимиктовая аллогенная брекчия, в том числе мелкообломочная (максимальная ее мощность 315 м), перекрывает толщу импактитов, а мономиктовая глыбовая брекчия кристаллических пород (мегабрекчия) подстилает ее. Мелкообломочная брекчия развита на поверхности в понижениях рельефа в центральной части, а также на северном и восточном флангах месторождения.

Разведанная площадь продуктивной толщи импактитов равна 7,66 кв. км, мощность ее варьирует, достигая 368,9 м в средней части месторождения при средней мощности 97,7 м, она также возрастает с юго-востока на северо-запад. В составе ее выделяются три рудных горизонта, различающихся по вещественному составу и алмазности: верхний тагамитовый, зювитовый и нижний тагамитовый. Залегающий на коренных породах алмазносный элювиально-делювиальный слой отнесен к тому рудному горизонту, который он непосредственно перекрывает.

Подавляющая часть объема верхнего тагамитового горизонта сложена массивными тагамитами, максимальная мощность их – 110,9 м, незначительный объем (4%) приходится на зювиты. Зювитовый горизонт при отсутствии нижнего тагамитового горизонта залегают непосредственно на гнейсах или аллогенной мономиктовой мегабрекчии. Средняя мощность его 60 метров, в целом она возрастает к северо-западу. В этом горизонте в виде небольших линз встречаются тагамиты. Нижний тагамитовый горизонт не обнажается на дневной поверхности. Наиболее крупное образующее его тело тагамитов имеет протяженность 3 км, ширину 0,3–0,7 км и мощность до 166,8 м. Незначительный объем горизонта средней мощностью 52 м составляют зювиты и крупные глыбы ударно-метаморфизованных гнейсов.

Содержание алмазов в продуктивной толще колеблется по отдельным скважинам от 2,20 до 21,64 к/т и по блокам подсчета запасов от 2,63 до 13,62 к/т. Среднее содержание по месторождению в контуре подсчета запасов равно 7,6 к/т, из них в тагамитах – 9,5 к/т, а в зювитах 6,6 к/т. Содержание их в витрокластических зювитах в 1,56 раза выше чем в литовитрокластических, а в последних в 1,76 раза выше чем в витролитокластических. Покров элювиально-делювиальных отложений, имеющий мощность в среднем 3,8 м, но иногда достигающий 17,8 м, отличается высоким содержанием алмазов –

8,43 к/т. Интенсивно ударно-метаморфизованные гнейсы, содержащие более 10% импактного стекла в виде линз и прожилков в 2,3 раза превышают по среднему содержанию алмазов такие же образования, но не содержащие импактных стекол. В верхнем и нижнем тагамитовых горизонтах прикровлевые и приподошвенные части местами до 2–3 раз обогащены алмазами по сравнению с центральной частью. В зювитовом горизонте содержание алмазов вниз по разрезу снижается. Алмазоносность аллогенной глыбовой мономиктовой брекчии с импактным стеклом, подстилающей продуктивную толщу, неравномерна, она составляет от десятых долей к/т до 12,5 к/т и зависит от количества присутствующего импактного стекла. Алмазы месторождения примерно на 90% представлены светлоокрашенными разновидностями.

Всего на месторождении Ударном пробурено 226 скважин общей протяженностью 23 318 м, в том числе по продуктивной толще 12 666 м, по вмещающим породам – 10 652 м. Месторождение разбурено до глубины 395 м вертикальными колонковыми скважинами по сети 200×200 и 400×400 м, на небольшом участке в порядке эксперимента плотность разведочной сети доведена до 100×100 м. Горные работы проведены в незначительном объеме с целью отбора технологических проб и для контроля за опробованием керна скважин.

Для подсчета запасов по месторождению Ударному были приняты следующие кондиции, учитывающие его геологические особенности: минимальное промышленное содержание алмазов в подсчетном блоке – 5,5 к/т, минимальная мощность рудного тела и максимальная мощность пустых пород, включаемых в подсчет запасов – 4 м. Пустые породы мощностью более 4 м исключались из подсчета с применением коэффициента рудоносности. Подсчет запасов основан на анализе 3 600 керновых проб суммарной длиной 9 671 м, отобранных из 104 скважин [Донов и др., 1978ф; Кириченко и др., 1980ф]. Подсчитанные и учтенные ГБЗ РФ запасы месторождения приведены в табл. 13.

Утвержденные ГКЗ СССР запасы импактных алмазов не были, в девяностые годы учтены Госбалансом РФ вследствие не востребоваемости этого уникального сырья на отечественном и мировом рынках. Впервые запасы 2-х месторождений импактных алмазов, *Ударного* и *Скального*, учитываются ГБЗ РФ на территории Красноярского края по состоянию на 01.01.2013. На 01.01.2015 г. балансовые запасы импактных алмазов составляют по кат. В+С₁ 100 357,27 млн каратов, кат. С₂ – 167 627,34 млн каратов; забалансовые – 43 090,2 млн каратов. Месторождения стоят на балансовом учете нераспределенного фонда недр.

Высоко алмазоносные импактиты. Участки распространения высоко алмазоносных импактитов выявлены в пределах отдельных секторов Попигаийской астроблемы. Так, в пределах северо-западного сектора находятся, примыкающие к месторождению Ударное (I-4-6) участки Арангостах и Южный и участки Встречный (I-5-2) и Таас (I-4-5); в пределах северо-восточного – участки Тонгулах (I-5-5) и Эге-Юряге (I-5-4), а в юго-западном - участок Буровой ключ (I-3-1) и, примыкающие к месторождению Скальному (I-3-3) Сюрюнге и Балаганах.

На этих участках тагамиты и (или) зювиты образуют залегающие на поверхности (частично на небольшой глубине под наносами) пластовые тела площадью около 5–10 или более км² или же их эрозионные останцы мощностью несколько десятков метров. Они обычно подстилаются полимиктовыми импактными брекчиями в пределах Периферической зоны кратера, или зювитами и гнейсами в Кольцевой зоне. На участках была сгущена сеть поискового опробования, а на некоторых из них (Сюрюнге, Встречный, Таас, Тонгулах, Эге-Юряге), кроме того, пробурены и опробованы скважины глубиной до 100 м. Содержание алмазов в импактитах на этих участках по результатам анализа нескольких десятков проб колеблется от 8 до 20 к/т, в целом оно превышает фоновое содержание в 3–7 раз, причем отмечается хорошая сходимость результатов опробования керна и поверхности.

Прогнозные ресурсы участков, подсчитанные в процессе проведения поисково-оценочных работ [Донов и др., 1978ф; Кириченко и др., 1980ф] приведены в табл. 13.

Россыпи импактных алмазов. Импактные алмазы в рыхлых плиоцен-четвертичных отложениях установлены в составе различных их генетических типов практически на всей площади Попигайской астроблемы и в непосредственной близости от нее. Эти отложения сформировались за счет эрозии алмазоносных коренных пород, а также пород нормального геологического разреза и поступления больших объемов продуктов их разрушения в древнюю и современную речную сеть. Преимущества россыпей перед коренными месторождениями заключаются в повышенном содержании в них крупных фракций алмазов, в более высокой прочности последних в силу «облагораживающего» влияния обработки при водном переносе, а также в более дешевой технологии их извлечения из природных источников, исключающей стадию дробления [Масайтис и др., 1998; Науменко, 2004].

Первые данные о находках россыпных импактных алмазов непосредственно на площади Попигайской структуры получены ВСЕГЕИ и АмГРЭ еще в 1971–73 гг. при выборочном опробовании рыхлых отложений. Оценка перспектив россыпной алмазоносности и условий образования россыпей, была выполнена в 80–90 в процессе проведения тематических работ ВСЕГЕИ по изучению геоморфологии Попигайской котловины и литологии плиоцен-четвертичных отложений [Плотникова, 1990] и поисковых и поисково-оценочных работ на россыпные алмазы повышенной крупности ПГРЭ [Чернокнижников, Кириченко и др., 1985ф; Чернокнижников, Кириченко и др., 1988ф].

Алмазоносность аллювиальных отложений на площади Попигайской котловины установлена практически для аллювия всех речных систем (среднее содержание 0,45 кар/м³), алмазоносны также флювиогляциальные (среднее содержание 0,108 кар/м³), озерно-аллювиальные (среднее содержание 0,1375 кар/м³) и элювиально-делювиальные образования (среднее содержание 0,078 кар/м³). Наряду с импактными алмазами в мелко- и крупнообъемных пробах из аллювия иногда встречаются кимберлитовые алмазы. Импактные алмазы обнаружены в мелкообъемных пробах из русловых песков и галечников, в том числе в крупных классах –4+2 и –2+1 мм, причем вес их составляет около 75% общего веса алмазов всех классов. Русловые отложения макси-

мально обогащены минералами тяжелой фракции, что связано с их формированием в основном за счет многократного переотложения всех более древних наносов. Среднее содержание алмазов по всем пробам из аллювиальных отложений, отмеченное выше, значительно колеблется для разных участков, но везде превышает $0,1 \text{ кар/м}^3$, а в отдельных пробах доходит до $3\text{--}5 \text{ кар/м}^3$. Средний вес одного зерна из россыпей составляет $1,5 \text{ мг}$.

В результате поисковых работ в 1983–1985 гг. [Чернокнижников, Кириченко и др., 1985ф] была произведена оценка перспектив территории на поиски россыпных месторождений импактных алмазов, выделены перспективные объекты, по которым произведен подсчет прогнозных ресурсов по категориям P_2 и P_3 . Даны рекомендации на дальнейшее проведение работ по поискам и оценке россыпных месторождений алмазов в Попигайской котловине. Перспективные площади с повышенными концентрациями импактных алмазов крупных классов были выявлены в долинах рек Догой, Федор (*Средне-Догойская (I-5-12)*, *Верхнедогойская и Федоровская россыпи (I-5-6)*, Далдын (*Средне-Далдынская (I-3-4)*, Попигай (*Усть-Майынская (II-4-10)*, *Арбангда (II-5-1)*).

Среди них наиболее значимыми и изученными объектами являются *Средне-Далдынская и Средне-Догойская россыпи*.

Средне-Далдынская россыпь (I-3-4) выявлена в верхнем и среднем течении р. Далдын и в русле ее левого притока Балаган-Юряге, дренирующего площадь месторождения Скального.

Ее протяженность по руслу р. *Балаган-Юряге* свыше 6 км , при ширине русла с поймой до нескольких сот метров, а по руслу р. Далдын более 20 км , при ширине до $0,4 \text{ км}$ и мощности аллювия русла и поймы от 5 до $8\text{--}10 \text{ м}$.

Некоторые пробы здесь обнаруживают содержания алмазов более $1,32 \text{ кар/м}^3$. при средних содержаниях $0,86\text{--}1,00 \text{ кар/м}^3$, а в одной из скважин даже $7,7 \text{ кар/м}^3$, причем при ее проходке плотик не был достигнут. Примечательно, что 61% весового содержания алмазов здесь составляют алмазы класса $-4 +2 \text{ мм}$. Подсчитанные исполнителями работ прогнозные ресурсы по категории P_2 россыпи составляют $33,83 \text{ млн карат}$.

В 1986–1988 гг. были проведены поисково-оценочные работы [Чернокнижников, Кириченко и др., 1988ф] на ранее выявленной *Средне-Догойской россыпи (I-5-12)* и поисковые работы в верхнем течении р. Догой в пределах *Верхнедогойской и Федоровской площади (I-5-6)*, в результате которых подсчитаны запасы категории C_2 и ресурсы P_1 на участке поисково-оценочных работ ($11,5 \text{ км}^3$) и ресурсы категории P_1 и P_2 на участке поисковых работ (33 км^3).

На россыпях (I-5-12; I-5-6) пройдены глубокие (до 20 м) шурфы и ряд скважин. Методика работ, параметры сети выработок заимствованы из опыта разведки россыпи кимберлитовых алмазов бассейна р. Эбелях, расположенной в 100 км к востоку [Граханов и др., 2007].

Ширина русла р. Догой с поймой и первой надпойменной террасой составляет здесь от $0,5$ до 2 км , мощность русловых галечников достигает 40 м . Наиболее алмазонасен продуктивный пласт в среднем течении р. Догой (I-5-12), где рекой пересекается восточный борт Попигайской котловины и где сконцентрированы аллювиальные осадки, подверженные наибольшей есте-

ственной переработке и обогащению. В пробах из этих отложений (общий объем 129 м³) было найдено несколько крупных алмазов размером 8–10 мм и весом более 2 карат. Средние содержания здесь составляют 1–2 к/м³, но колеблются от 0,03 до 3 к/м³. Следует отметить, что наряду с импактными в россыпи встречены и кимберлитовые алмазы высокого качества. Их содержание составляет 3–5% от общего количества алмазов.

Центральная часть россыпи здесь оценена подсчетом запасов категории С₂, а на флангах, в верхнем течении (I-5-6) и на глубоких уровнях продуктивных отложений подсчитаны прогнозные ресурсы категорий Р₁ и Р₂ составляющие соответственно: 12,4; 48,3; 28,1 млн каратов [Чернокнижников, Кириченко и др., 1988ф].

В ПГРЭ, ИМРе и ЦНИГРИ были проведены исследования по выбору рациональных технологических схем обработки проб из россыпей и извлечению импактных алмазов повышенной крупности. Разработаны также технико-экономические обоснования промышленного освоения россыпей рр. Догой, Балаган-Юряге и Далдын [Масайтис и др., 1975].

Сапфирин. Проявление коллекционного сапфирина выявлено на правобережье р. Станнах, правого притока р. Мал. Куонамка (V-5-10), где в глыбах биотит-сапфириновых пород размером 0,3–0,8 м, на площади 100×300 м, (а также в единичных глыбах подобных пород, встреченных в 2 км к западу от данного проявления в двух точках отстоящих друг от друга на 4 км вдоль зоны разлома северо-западного простирания), выявлены крупные призматические кристаллы ярко-синего сапфирина размером от 0,2×0,5 до 1×4 см, составляющие до 20–40% объема породы [Румянцев и др., 2003ф].

Также сапфиринсодержащие породы были выявлены на правом склоне истоков реки Дегяс (прав. приток р. Бол. Куонамка), в междуречье рек Монхоло и Бол. Куонамка, правобережье руч. Тыстах (лев. приток р. Бол. Куонамка), в гиперстеновых гнейсах в верховьях ручья Туойдах (приток р. Монхоло) и других местах [Румянцев и др., 2003ф].

Несмотря на красивую голубую окраску и прозрачность, сапфирин выше-названных участков вряд ли может рассматриваться как поделочный материал из-за неправильной формы кристаллов и обилия механических включений, представленных различными минералами. Крупные кристаллы сапфирина довольно легко подвергаются гипергенным изменениям и приобретают тусклый темно-синий цвет и землистое сложение, что делает их малоприспособленными в ювелирном и декоративном деле.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Территория листа R-49 богата разнообразными строительными материалами: кислыми, щелочными, основными и ультраосновными породами, известняками, доломитами, кирпичными глинами, песчаниками, кварцитом, щебнем, скоплениями валунов, песчано-гравийным материалом, сырьем для каменного литья. Однако специальных работ на эти виды полезных ископаемых не проводилось. Лишь для нужд алмазодобывающей промышленности

разведано два месторождения известняка (Анабарское и Эбеляхское) и одно доломитовое (Холомолохское) [Геологическая ..., 1983].

Известняк. Анабарское и Эбеляхское месторождения приурочены к карбонатным горизонтам среднего кембрия. Анабарское месторождение (II-6-10) представлено пластами мощностью до 5 м горизонтально залегающих крип-токристаллических известняков. Они образуют обрыв длиной 2 км и высотой 60 м. Химический состав известняков (в %): нерастворимый остаток 0,16–1,56; Al_2O_3 0,14; Fe_2O_3 0–0,35; CaO 53,9–53,95; MgO 0,41–0,49.

Эбеляхское месторождение (II-6-13) по всем параметрам аналогично Анабарскому. Химический состав двух проб (в %): нерастворимый остаток 0,54–0,78; Al_2O_3 - не обнаружено; Fe_2O_3 0,12–0,28; CaO - 54,21–55,03; MgO 0,38–0,45.

Запасы известняков в каждом месторождении по 5 млн т. Согласно ГОСТу 5331-50 известняки пригодны для производства воздушной извести и флюса. По ЦМТУ 1195-46, могут быть использованы при извлечении глинозема из нефелина и бокситов. Разработка возможна открытым способом [Геологическая..., 1983]. В настоящее время запасы месторождений не учитываются Госбалансом РФ.

Доломит. Холомолохское месторождение (II-6-12) представляет собой береговой обрыв высотой 15–20 м, протяженностью 1 км, состоящий из мелкозернистых тонкопористых среднекембрийских доломитов. Химический анализ двух проб (соответственно в %): нерастворимый остаток - 0,68; 1; Al_2O_3 - 0,35; 0,09; Fe_2O_3 - 0,16; 0,24; CaO - 30,59; 30,59; MgO -21; 21,27. По ГОСТу 5331-51 и 6788-53 доломит пригоден для производства вяжущих и теплоизоляционных материалов; по МПГУ 2660-50 - для получения магнезия; по химическому составу - для огнеупоров. Разработка возможна открытым способом [Геологическая...,1983]. Госбалансом РФ на 01.01.2016 г. учитываются запасы месторождения по категории А+Б в количестве 1084,3 тыс. куб. м.

ПРОЧИЕ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Битумы. На территории листа R-49 установлено 33 проявления битумов. На севере площади в нижнерифейских песчаниках лабазтахской свиты (I-3-2) содержание битумов 0,04–0,3%. Все битумы вторичные, размещаются в цементе и по плоскостям наслоений, в микротрещинах зерен и вокруг них. В бассейне р. Попигай содержание битумов в анабарской свите (C_{2an}) составляет 0,01–0,09%, в эмяксинской (C_{1em}) – 1,0-4,91 % (I-4-1,2,3; II-4-3,4,5,6,7,8,9,10). В проявлениях I-4-1,2,3 состав битумов (в %): С -84,0; Н-12,1; (О+Н+S) - 3,9; а в проявлениях II-4-2,3,5 - С - 78,7; Н - 9,65; (О+Н+S) - 11,65. Коллекторские свойства доломитов обеих свит одинаковы: величина пористости 9–13%, проницаемость до 3 м. Пористость песчаников – 18–24 %, проницаемость - до 3 м.

На востоке Анабарского поднятия в песчаниках манькайской свиты (V_2 - C_{1mn}) мощностью около 5 м битумы заполняют все межзерновое пространство, занимая в среднем 1,4–2,2 %. Высыпки битуминозных песчаников прослеживаются вдоль всего восточного склона на 200 км (II-5-15,16; III-5-

2,4,9,11,12,14,17,21 и др.; III-6-7,18,22; IV-6-2,8). Проявления битумов здесь также отмечены в эмяксинской и куонамской свитах нижнего-среднего кембрия в содержаниях до 2,6%, где битумы выполняет пустоты и трещины. Средний групповой состав битумов (масел – 20,79%, смол – 38,71%, асфальтенов – 40,0%) приближает их к асфальтитам [Успенский, 1964]. На площади листа R-50 микроскопления битумов ассоциируют со сфалеритом, кальцитом, реже с галенитом и пиритом [Геологическая..., 1960]. В базальных песчаниках (5 м) битумы заполняют все межзерновое пространство.

На юге Анабарского поднятия отмечены скопления твердых битумов в песчаных доломитах верхней пачки старореченской свиты (V-3-26). Они выполняют трещины, поры или приурочены к стилолитовым швам. Максимальное содержание битумов достигает 0,825%. Во всех породах свиты также встречается рассеянный (сингенетичный) битум, содержание которого колеблется от 0,0009 до 0,015%. В отложениях манькайской свиты битумопроявления приурочены к известнякам верхней пачки. Битум выполняет трещины и наиболее пористые участки пород, занимая от 0,12 до 3,17% объема породы. В его составе очень мало масел (1,26%), много асфальтенов (78,95%) и смол (20,15%) [Макаров и др., 1963ф]. Содержание сингенетичного битума – 0,00155-0.04 %.

В куонамской (ϵ_{1-2kn}) свите кроме битуминозных сланцев и известняков часто встречаются битумы по трещинам в виде примазок и пленок, а иногда и в кавернах. Содержание битума «А» в известняках и горючих сланцах – 0,04–0,3%, а $C_{орг}$ 7–9%. Рифейские и венд-нижнекембрийские образования обладают наилучшими ёмкостями и фильтрационными свойствами и наибольшей битумонасыщенностью. На склонах Анабарского поднятия эти породы частично выведены на поверхность.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Минерагеническое районирование и основные эпохи рудообразования

Минерагеническое районирование территории проведено на основе геологических, временных и генетических особенностей, контролирующих закономерности размещения полезных ископаемых в соответствии с требованиями [Методическое..., 2015] и отражено на КЗПИ, входящей в комплект листов ГК-1000/3 R-49 (Оленёк). В основу районирования положены материалы Легенды Анабаро-Вилуйской серии листов ГГК РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) [Легенда..., 2009ф], карты полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000 листов R-48-(50) – Оленёк [Государственная..., 1983], карты четвертичных отложений РФ масштаба 1:2 500 000 [Застрожных и др., 2010 ф], карты полезных ископаемых республики Саха (Якутия) масштаба 1:1 500 000 [Карта..., 2012], прогнозно-минерагенической карты Анабарского кристаллического массива масштаба 1: 500 000 [Румянцев и др., 2003ф], материалы полистных геологических съемок масштаба 1 : 200 000, а также многочисленные авторские материалы [Граханов, 2000; Граханов и др., 2007; 2010; Молчанов и др., 1999ф; 2002ф; Молчанов и др., 2001; Молчанов, 2001; Молчанов, 2004].

На площади листа R-49 развиты геологические образования двух минерагенических провинций – Анабарской и Восточно-Сибирской.

Анабарская минерагеническая провинция совпадает с выходами на дневную поверхность образований Анабарского щита, до сих пор являющегося одним из наименее изученных раннедокембрийских объектов. На площади щита выявлены проявления и пункты минерализации железа, меди никеля, графита, золота, урана, редкоземельной и редкометалльной минерализации. Формирование провинции происходило в течение двух металлогенических циклов: ранне-позднеархейского и раннепротерозойского [Вишневский, 1983; Строение земной коры..., 1986; Додин, 2002; Розен и др., 2006 и др.].

Восточно-Сибирская минерагеническая провинция представлена на площади листа нижней частью разреза осадочного чехла платформы, вы-

ходящей на дневную поверхность в сводовой части Анабаро-Виллойской антеклизы. Формирование этой части провинции происходило в течение четырех металлогенических циклов: рифейско-раннепалеозойского, средне-позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского. Её минерально-сырьевой потенциал определяется промышленными месторождениями алмазов, урановыми, редкоземельными и редкометалльными проявлениями, проявлениями и пунктами минерализации меди, никеля, свинца, цинка, молибдена.

На КЗПИ листа R-49 отражены площади ранга минерагенических зон и областей, рудоносных зон и рудных районов, рудных зон и узлов по наиболее перспективным для данной территории видам твердых полезных ископаемых – алмазов, редкоземельно-торий-уранового оруденения, золота, железа и графита. На площади листа R-49 предполагается одиннадцать минерагенических зон [Легенда..., 2009ф]. На основании собранных материалов в пределах минерагенических зон и вне их выделены 7 рудоносных зон и рудных районов и 9 рудных узлов.

Характеристика основных минерагенических подразделений приводится по минерагеническим эпохам в соответствии с временными интервалами формирования их минерагенического потенциала, охватывающего промежуток времени, благоприятный для образования месторождений одного или нескольких полезных ископаемых, формировавшихся в сходных условиях [Семенов и др., 1967; Минерагения..., 1970]. На основе этих критериев выделено 6 минерагенических эпох: ранне-позднеархейская, раннепротерозойская, рифейско-раннепалеозойская, средне-позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская.

Ранне-позднеархейская эпоха

С ранне-позднеархейской эпохой связаны минерагенические зоны, выделяемые в Анабарской минерагенической провинции в пределах Далдынской и Хапчанской СФЗ. Во временных рамках этого цикла ранне-позднеархейские стратифицированные и магматогенные образования претерпели глубокие метаморфические преобразования уровня гранулитовой фации. Для архейской эпохи характерны рудопроявления железорудной, медно-никелевой минерализации, графита и граната.

Маганская графит-глинозем-гранатовая позднеархейская прогнозируемая минерагеническая зона (1.gr,Al,gp/AR₂). Площадь листа R-49 захватывает лишь незначительную часть выделяемой согласно серийной легенде [Легенда..., 2009 ф] Маганской графит-глинозем-гранатовой прогнозируемой минерагенической зоны. Территория всей зоны включает в себя площади Западной, Верхнекуонамской и Ильинской глыб, сложенных архейскими гранулитами, и характеризуется метаморфическими проявлениями графита, силлиманита и граната, приуроченных к пачкам графит-, силлиманит- и гранатосодержащих пород. На рассматриваемой территории зона представлена юго-восточной оконечностью Ильинской глыбы, где на водоразделе р. Бол. Куонамка и ее правого притока р. Этиэбин выявлены при ГСР-200 [Потуроев, 1969ф] три проявления графита.

Центрально-Анабарская графит-глинозем-железородная позднеархейская прогнозируемая минерагеническая зона (2.Fe,Al,gr/AR₂) в структурно-тектоническом отношении соответствует Далдынской и Джелиндинской глыбам Далдынской СФЗ, сложенным породами далдынской и верхнеанабарской серий. Проявления метаморфогенного генезиса представлены здесь прежде всего железородными объектами (III-1-27,30,36,37,41; III-2-19,20,21,22,23; III-3-22,23,24; IV-1-6,7; IV-2-2,6,9; V-2-3; V-3-4; V-4-2,3,5,7,11; V-5-5,9,12,15,17 и др.). Широкое распространение в ассоциации с гранатовыми и силлиманитовыми гнейсами и плагиогнейсами анабарской серии имеют проявления графита (II-1-43, 46, 47; III-1-8, 10, 33, 35, 39; IV-1-6; IV-3-2; IV-4-4; V-5-1, 3, 4, 6, и др.).

В пределах Центрально-Анабарской графит-глинозем-железородной прогнозируемой минерагенической зоны по материалам предшественников [Румянцев и др., 2003ф] выделяются три прогнозируемых железородных узла (*Чуостаах-Юрехский (2.0.1.Fe)*, *Хатырыкский (2.0.2.Fe)* и *Токуро-Осурский(2.0.3.Fe)*) и один прогнозируемый графитоносный (*Чонгкоокский(2.0.4.gr)*) узел.

Ультрамафиты далдынского комплекса, представляющие систему мелких бескорневых рассредоточенных тел в образованиях далдынской и, в меньшей степени, верхнеанабарской серии, содержат повышенные концентрации Ni, Cu, Co, Cr (V-4-1; IV-4-6).

Отмечается высокий минерагенический потенциал зоны по высокоглиноземистому сырью [Легенда..., 2009ф], представленному силлиманитовыми породами в глиноземистых кристаллических сланцах верхнеанабарской серии, прослои и линзы которых с содержанием силлиманита до 20–30% имеют мощность до 100 м и протяженность до 20 км, гранатсодержащие породы, занимающие до 25%, а в отдельных полосах до 40 % объема гнейсов гранулитового комплекса [Геологическая...,1984; Легенда..., 2009ф]. Однако, на рассматриваемой территории проявлений высокоглиноземистого сырья, представляющих практический интерес, не выявлено.

Раннепротерозойская эпоха

Раннепротерозойская минерагеническая эпоха на начальном этапе связана с формированием карбонат-гранулитовой или карбонатно-гнейсовой формации хапчанской серии, развитой в восточной части Анабарского щита в пределах Попигайского блока Хапчанской СФЗ. Накопление осадков происходило в обстановке, отвечающей пассивной континентальной окраине на морском шельфе более 2,1 млрд лет назад [Розен и др., 2000].

Последующий этап сучивания земной коры проявился в возникновении линейных тектонических зон с характерными чертами магматизма и повторного метаморфизма, разделяющих Анабарскую минерагеническую провинцию на ряд блоков. Выделяемые Ламуйкская, Котуйкан-Монхолинская, Ченгелех-Харапская и Салтах-Билляхская прогнозируемые минерагенические зоны соответствуют структурно-вещественным комплексам одноименных СФЗ, в строении которых принимают участие метаморфиты биотит-амфиболо-гнейсово-кристаллосланцевой формации, сформировавшейся в

раннем протерозое в диапазоне 1963 ± 16 – 1818 ± 27 млн лет и широкий спектр разновозрастных магматических, гидротермально-метасоматических формаций и тектонитов. С раннепротерозойской минерагенической эпохой связаны проявления и пункты минерализации меди, никеля, золота, урана, мусковита, редкоземельные и редкометалльные проявления.

Хапчанская гранат-графитовая раннепротерозойская прогнозируемая минерагеническая зона (3.gp, gr/PR₁) отвечает в структурно-тектоническом отношении Попигайской глыбе, представляющей стабильную область с континентальной корой, сформированной в конце позднего архея (верхнеанабарская серия) - начале раннего протерозоя (хапчанской серия). Поскольку минерагеническая специфика зоны, включающей метаморфические гранатсодержащие породы и проявления *графита* (II-3-9; II-4-11), определяется, в основном, формированием пород карбонат-гранулитовой или карбонатно-гнейсовой формации хапчанской серии, возраст ее определяется нами как раннепротерозойский.

Ламуйкская торий-полиметаллическая раннепротерозойская прогнозируемая минерагеническая зона (4.Cu,Pb,Th/PR₁) отличается развитием диафторитов амфиболитовой фации с частыми и обширными участками не полностью диафторированных гранулитов, отсутствием низкотемпературного диафтореза, динамометаморфизма и соответствующих интрузивных образований. Минерагеническая специализация зоны определяется проявлениями редкометалльной минерализации в аляскитовых гранитах и сульфидной минерализации (медь, свинец, цинк) в краевых шовных частях, а также комплексом рудопроявлений гранулитовой фации в реликтовых гранулитовых блоках (железо, графит) [Легенда..., 2009]. На рассматриваемой территории зона, как и Ламуйкская СФПЗ, присутствует незначительно. На лист R-49 выходит только ее небольшая юго-западная часть площадью не более 200 км². Минерагеническая специфика зоны здесь никак не проявлена.

Котуйкан-Монголинская медно-никелевая, уран-торий-редкоземельная раннепротерозойская прогнозируемая минерагеническая зона (5.TR,U,Cu,Ni/PR₁) разделяет Маганскую и Центрально-Анабарскую позднеархейские минерагенические зоны. Для зоны характерны полиметаморфические преобразования и интенсивный динамометаморфизм в краевых швах, широкое развитие интрузий аляскитовых и двуслюдяных гранитов, полей мусковитовых пегматитов. На северо-западе (лист R-48) к ней приурочены интрузивные массивы габброноритов и крупные плутоны анортозитов.

Проявления полезных ископаемых локализируются в зонах милонитизации или вблизи них, где они представлены сульфидной минерализацией с молибденом, медью и торием (V-1-8). Поля развития гидротермально-метасоматических тел продуктивны на золотосульфидное (IV-1-27, 45, 48) урановое, уран-ториевое и уран-торий-редкоземельное оруденение ((IV-1-11,14,18,21,22,32 и др.), с гранитными пегматитами связаны проявления мусковита (IV-1-41).

Ченгелёх-Харанская мусковит-золото-редкоземельная ураноносная раннепротерозойская прогнозируемая минерагеническая зона (6.U,TR,Au,mu/PR₁) выделяется в границах одноименной глубинной тектонической зоны, прослеживающейся вдоль Главного Анабарского разлома с клиновидными рас-

ширениями в северной и южной частях и разделяющей Далдынский и Желдинский гранулитовые блоки.

В северном Ченгелёхском расширении около 75 % объема занимают порфиробластические граниты, граносиениты и гранодиориты Ченгелёхского мигматит-плутона билляхского комплекса [Государственная..., 1987] с широко проявленными процессами динамометаморфизма. Минерагения в этой части зоны определяется проявлениями и точками минерализации *урана, тория, редких элементов и золота*, приуроченных к радиогеохимически специализированным дериватам Ченгелёхского мигматит-плутона.

Минерагеническая специализация южной, Харапской части зоны определяется, с одной стороны наличием реликтов гранулитового комплекса, для которых характерны проявления *графита, железа*, а с другой, наличием тел пегматитов с *мусковитовой* и *редкометалльной* минерализацией. Широкое распространение здесь имеют проявления *графита*, связанные с биотитовыми, гранатовыми, силлиманитовыми гнейсами и кварцитами. Содержание графита в них обычно не превышает 1–2%, лишь в отдельных прослоях достигает 40–70%. Из всех известных лишь одно проявление (V-3-18) может рассматриваться как перспективное в промышленном отношении. В западной ветви Харапской части зоны выявлены многочисленные проявления и пункты минерализации *мусковита*, связанные с пегматитами двуслюдяных гранитов.

В пределах зоны выявлено 5 проявлений железа, связанных с линзами и прослоями гранат-кварц-магнетитовых сланцев, залегающих преимущественно в биотит-амфиболовых гнейсах, три из которых вошли в подсчет прогнозных ресурсов *Токуро-Осурского прогнозируемого железорудного узла*.

Салтах-Билляхская редкоземельно-торий-ураново-золоторудная раннепротерозойская прогнозируемая минерагеническая зона (7.Au,U,Th,TR/PR₁) расположена на востоке Анабарского щита и в структурном отношении соответствует одноименной тектонической зоне (Салтах-Билляхская СФпЗ), разделяющей Далдынский и Хапчанский гранулитовые блоки. В геофизических полях зона проявлена минимумом гравитационного поля. Борты зоны фиксируются интенсивными положительными магнитными аномалиями. Внутри зоны магнитное поле знакопеременное и резко дифференцированное. Как и другие раннепротерозойские зоны смятия, Салтах-Билляхская зона по геофизическим полям прослеживается под чехлом субплатформенных и платформенных отложений в северо-западном и юго-восточном направлениях на десятки километров. Для зоны характерны проявления диафтореза пород гранулитовой фации в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, мелкоблоковое строение, широкое развитие катаклаза и милонитизации.

В северо-восточной части зоны располагается Салтахский габбродиорит-габброноритовый массив, с которым связана сульфидная медно-никелевая минерализация.

В северной и центральной частях зоны установлены литохимические ореолы золота (ПОР П-2-10; ПОР П-3-8), связанные с ними пункты коренной минерализации (I-2-6,9; П-2-18,19, 25; П-3-10,11,18), шлиховые (П-2-11;24) и вторичные ореолы рассеивания. Все они связаны с окварцованными и сульфидизированными гранитоидами и приурочены к зонам разломов. Золото-

носные породы характеризуются резко повышенными содержаниями Cu, Zn, Pb, Mo. В северной части зоны, в бассейне р. Налим-Рассоха в катаклазированных и гранитизированных гнейсах выявлен металлометрическим ореол цинка и свинца. В южной части зоны, в бассейне левых притоков р. Мал. Куонамка сконцентрированы проявления флогопита.

В Салтах-Билляхской зоне известны многочисленные пункты минерализации и аномалии урановой, уран-ториевой и ториевой природы, принадлежащие ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формации в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах.

Салтах-Дюкенская редкоземельно-торий-ураноносная раннепротерозойская прогнозируемая зона (0.1. U,Th,TR/PR₁) ооконтуривает поле развития проявлений радиоактивной минерализации редкоземельно-ториевой и уран-ториевой природы, принадлежащие к ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формации в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах на территории Хапчанской СФЗ (Попигайская глыба). Наложённые процессы метаморфизма и гранитоидного магматизма развиваются здесь как по пёстрому комплексу пород Салтахской тектонической зоны, представленному диафоритами амфиболитовой фации с реликтовыми прослоями и линзами пород гранулитовой фации и тектонитами зон разломов, так и по гранулитам хапчанской и верхнеанабарской серий.

Рифейско-раннепалеозойская минерагеническая эпоха

Рифейско-кембрийская минерагеническая эпоха охватывает временной интервал с раннего рифея по поздний кембрий включительно. Сформировавшиеся в эту эпоху отложения слагают нижнюю часть разреза осадочного чехла платформы и залегают со структурно-стратиграфическим несогласием на глубоко денудированной поверхности архейско-раннепротерозойского фундамента, перекрытой местами раннепротерозойскими корами выветривания. С рифейско-раннепалеозойской минерагенической эпохой на рассматриваемой территории связаны стратиформная минерализация свинца, цинка, меди, урана; гидротермально-метасоматическая и комплексная редкоземельно-редкометалльная-торий-урановая минерализация; магматогенные проявления меди и никеля.

Анабарская ураноносная гипс-свинцово-цинковая рифейско-кембрийская прогнозируемая минерагеническая область (8. Pb,Zn,U/RF-С) охватывает полукольцом кристаллические породы Анабарского щита в пределах выхода пород рифея, венда и кембрия. Многочисленные пункты минерализации сфалерита и галенита и, реже, халькопирита отмечены в отложениях всех свит рифея на западном склоне Анабарского щита, в отложениях котуйканской свиты на его восточном склоне, а также в отложениях старореченской, манькайской, немакит-далдынской, куонамской и силигирской свит венда и кембрия в пределах пояса. В аллювии рек к выходам отложений куонамской свиты приурочены шлиховые ореолы рассеяния сфалерита и галенита, что дает основание для возможного открытия в пределах данной области стратиформных залежей полиметаллических руд [Легенда..., 2009ф].

В пределах минерагенической области в ранге рудных районов выделены две ураноносные прогнозируемые зоны рифейского возраста в связи со структурно-стратиграфическими несогласиями (ССН), перспективные на обнаружение полигенных урановых месторождений «типа несогласия»: *Западно-Анабарская ураноносная прогнозируемая зона (8.1.U/RF)* и *Восточно-Анабарская ураноносная прогнозируемая зона (2.2.U/RF)* и, связанная с ураноносной формацией в углеродсодержащих терригенных породах – *Куонамская медно-никель-молибденосодержащая ураноносная ранне-среднекембрийская прогнозируемая зона (8.3.U,Mo,Ni,Cu/ ϵ_{1-2})*

Кенгединская серебро-никель-меденосная среднерифейская прогнозируемая минерагеническая зона (9.Cu,Ni,Ag/RF₂) связана с одноименной зоной разломов, прослеживающейся в широтном направлении вдоль южного склона Анабарского щита, насыщенной рифейскими дайками трех магматических комплексов. Со среднерифейским будьурхайским комплексом даек связаны сульфидные рудопроявления меди, никеля, кобальта и серебра и довольно частая сульфидная медно-никелевая минерализация. В пределах изученной части зоны выявлено 3 рудопроявления: Далдыкан (V-3-23), Харапское (V-3-22) и Будьурхайское (V-4-13).

Со структурно-стратиграфическим несогласием рифейского возраста также связано формирование урановорудных проявлений (V-6-19,25,26) *Биригиндинско-Мюнюсяхского редкометалльно-редкоземельно-урановорудного прогнозируемого узла (0.0.1.U,Th,TR,Nb/RF,MZ(?))*. Узел выделен, вне минерагенических зон и рудных районов, в юго-восточной части площади листа R-49 [Молчанов 2004, Молчанов и др., 2006ф] и располагается на крайнем южном фланге Салтах-Билляхской минерагенической зоны на площади перекрытия ее раннерифейскими красноцветными терригенными отложениями плитного комплекса.

Средне-позднепалеозойская минерагеническая эпоха

Средне-позднепалеозойская минерагеническая эпоха слабо отразилась на металлогении района. Связанные с временными рамками этого цикла образования незначительно развиты лишь в крайней северо-восточной части площади листа R-49, где они представлены пермскими отложениями булгуняхтахской и онкучахской свит, входящих в разрез Тунгусского каменноугольного среднекаменноугольно-пермского бассейна.

Тунгусский каменноугольный бассейн (10.УК /C₂₋₃ -P). Для Тунгусского бассейна общепринятая схема районирования еще не выработана. Условно приняты (в пределах территории Анабаро-Виллойской СЛ): II-Арктическая, IV-Центральная и V-Восточная части бассейна. В пределах Арктической части бассейна выделяются Попигайско-Уджинско-Оленекский и Котуйский районы, в Центральной – Мойеронский район.

Пермские отложения рассматриваемого района территориально относятся к Попигайско-Уджинско-Оленекскому району Арктической области. При проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 здесь в отложениях онкучахской и булгуняхтахской свит установлены многочисленные линзы и линзовидные пласты угля [Государственная..., 1989]. По степени углефи-

кации каменные угли относятся к длиннопламенным и газовым. На территории смежного листа R-50 в отложениях булгуняхтахской свиты выявлено месторождение бурого угля Томтор.

Мезозойская минерагеническая эпоха

Мезозойская минерагеническая эпоха характеризуется перестройкой ранних платформенных структур с образованием наложенных впадин и прогибов, с развитием процессов денудации и заполнением терригенным материалом формирующихся прогибов, а также активизацией щелочно-ультраосновного магматизма. С этой эпохой в районе связано широкое развитие образований формации щелочно-ультраосновных пород, входящих в Котуй-Анабаро-Оленекскую алмазонасную триас-юрскую прогнозируемую минерагеническую субпровинцию.

Границы субпровинции охватывают северо-западную часть Сибирской платформы в бассейнах рек Котуй, Попигай, Анабар, Оленёк. Для нее характерно развитие относительно мелких дайкообразных и штокообразных тел кимберлитов и комагматичных им пород и низкое содержание в них индикаторных минералов. Алмазы обнаружены лишь в небольшой части опробованных кимберлитовых тел, ксенолиты глубинных пород встречаются в сравнительно небольшом количестве, характерны комагматичные породы ультраосновного и щелочного составов (щелочные перидотиты, пикритовые порфириты, альнеиты, лампрофиры, карбонатиты и др.).

В составе субпровинции Котуйский, Анабарский и Нижнеоленекский алмазонасные районы. Уровень алмазонасности выявленных кимберлитовых тел и комагматичных им пород во всех алмазонасных районах низкий и не отвечает промышленным требованиям. В Котуйском и Нижнеоленекском районах в отдельных телах выявлены лишь пункты минерализации алмазов и единичные их проявления. Относительно повышенной алмазонасностью характеризуются тела кимберлитов и комагматичных им пород Анабарского района, к которому принадлежит практически вся рассматриваемая территория и который выделяется, вслед за авторами серийной легенды, в качестве алмазонасной триас-юрской прогнозируемой минерагенической области.

Анабарская алмазонасная триасово-юрская прогнозируемая минерагеническая область (11. di/T-J) охватывает Попигайско-Анабарско-Уджинское междуречье. Она характеризуется широким развитием образований формации щелочно-ультраосновных пород куонамского кимберлит-карбонатитового и билляхского кимберлитового комплексов, представленных кимберлитами, альнеитами, карбонатитами и другими комагматичными породами интрузивной и экструзивной фаций, сконцентрированными в 10 полях, 8 из которых находятся на площади листа R-49, а также несколькими телами щелочных базальтоидов талахтахского комплекса. Всего в пределах области выявлено около 350 кимберлитовых тел, из которых 60 трубок и даек являются слабо алмазонасными.

В пределах Анабарской алмазонасной триасово-юрской прогнозируемой минерагенической области в ранге рудного района выделяется ***Куонамская алмазонасная прогнозируемая зона (11.1. di)***. Ранее, на Прогнозно-

металлогенической карте России [Феоктистов и др., 2006 ф] она выделялась как Куонамская (Анабарская) алмазоносная металлогеническая зона. Зона выделяется на площади развития куонамского и билляхского комплексов кимберлит-карбонатитового магматизма. Кимберлитовые тела зоны сконцентрированы в 9 полях (с севера на юг): Билляхском, Орто-Ыаргинском, Старореченском (Нижнекуонамском), Ары-Мастахском (Среднекуонамском), Дюкенском, Биригиндинском, Лучаканском, Куранахском, Сенкю-Оленёкском (Усть-Силегирском), прослеживающихся в единой полосе субмеридионального направления вдоль восточной границы Анабарского щита от истоков р. Улуakit на юге до устья р. Маят на севере на расстояние около 300 км (листы R-49, 50). Ширина зоны на севере 15–20 км, на юге – 90–100 км. Общая площадь зоны 25,5 тыс. км². В пределах листа R-49 она занимает площадь 19,6 тыс. км². Из более 200 опробованных, в пределах листа R-49, кимберлитовых тел, 31 является алмазоносными, а тр. Малокуонамская содержит концентрации алмазов, позволяющие рассчитывать на ее потенциальную промышленную значимость.

Мальджангарский редкометалльно-редкоземельный прогнозируемый юрский узел (0.0.2. TR, Nb, Ta /J) выделяется, вне минерагенических и рудоносных зон, в юго-восточной части Анабарского щита в верховьях рек Мальджангарка (басс. р. Бол. Куонамка) и Биригинде (басс. р. Мал. Куонамка). Общая площадь узла 100 км².

Карбонатитовые массивы и связанные с ними гидротермально-метасоматические образования расположены в южной части Салтах-Билляхской зоны разломов на пересечении ее с крупной кольцевой структурой, отчетливо дешифрируемой на космоснимках [Шахотько и др., 1986 ф]. Узел расположен в северной части структуры. Ширина периферической части кольца, где локализован прогнозируемый рудный узел, от 10 до 20 км, внешний диаметр около 60 км. Южный сегмент этой мегаструктуры выходит за пределы Анабарского щита.

На карте магнитного поля рассматриваемый узел выделяется пониженным уровнем на фоне которого выделяются отрицательные аномалии, соответствующие Мальджангарскому (12,56 км²) и, не вскрытому эрозией, Западно-Биригиндинскому (~9,0 км²) карбонатитовым массивам. Оба карбонатитовых массива выделяются при дешифрировании аэрокосмоснимков [Шахотько и др., 1986ф]. К востоку от Мальджангарского массива в 5 км обнаружены разрушенные выходы еще одного массива. По геофизическим данным в пределах прогнозируемого рудного узла предполагается наличие еще 9 мелких массивов [Ходжаев и др., 2007 ф]. Все массивы располагаются в узком блоке протерозойских метаморфических пород (биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллосланцев).

При проведении в 2003–2004 годах Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» АГСМ-работ масштаба 1 : 25 000 на площади узла были установлены отчетливые, контрастно проявленные радиогеохимические аномалии, а последующие наземные геолого-геохимические работы АмГРЭ и ВСЕГЕИ [Ходжаев и др., 2007ф] показали их комплексную уран-торий-фосфор-редкометалльно-редкоземельную специализацию. В геологическом строении узла принимают участие метаморфиты салтах-билляхского мигматит-гнейсового комплекса

раннепротерозойского возраста. Магматические образования представлены здесь дайковыми телами базитов, возможно, лампрофиров, а также собственно карбонатитовыми массивами третьей фазы куонамского кимберлит-карбонатитового комплекса триасово-юрского возраста. Наиболее изученный объект узла - Мальджангарский карбонатитовый массив (IV-6-29). Средние содержания редкоземельных металлов цериевой группы в карбонатитах Мальджангарского массива позволяют классифицировать их как бедные руды, а содержания редких металлов чуть ниже предусмотренных для бедных руд.

Анализ карт магнитного поля и АГСМ-съемки позволяет предположить, в пределах выделяемого узла, более широкое развитие карбонатитовых тел (или одного массива сложного строения), чем выявлено и предполагается в настоящее время, с развитием по ним слабо радиоактивных кор выветривания.

По мнению Д. К. Ходжаева и В. Н. Владыкина обнаруженные и предполагаемые выходы карбонатитов, вместе с карбонатитами кимберлитовых диатрем и рудоносным карбонатитовым Мальджангарским массивом дают основание выделить здесь новую карбонатитовую провинцию. Вместе с Маймеча-Котуйской и Уджинской это третья карбонатитовая провинция в обрамлении Анабарского щита [Владыкин, Ходжаев, 2008].

Кайнозойская минерагеническая эпоха

Кайнозойская минерагеническая эпоха характеризуется поднятием территории с развитием разветвленной речной сети, выравниванием рельефа и ледниковыми процессами. В эту эпоху происходит импактное событие, приведшее к образованию Попигайской астроблемы, крупнейшего в мире месторождения импактных алмазов. Во временных рамках кайнозойского минерагенического цикла формируются аллювиальные, гляциальные и лимно-гляциальные отложения, являющиеся природными коллекторами россыпей алмазов, золота, природных шлиховых концентратов торий-редкоземельных минералов (монацит, циркон).

Попигайский позднеэоценовый рудный район импактных алмазов (0.2.di/P₂) располагается в крайней северо-восточной части Анабарского щита и приурочен к Попигайской котловине диаметром около 100 км, имеющей метеоритно-взрывное происхождение. Заполняющие котловину импактиты и импактные брекчии представляют собой в разной степени преобразованные в условиях ударного метаморфизма породы разного состава и генезиса от мезозоя до архея включительно. Основной мишенью служили графитсодержащие архейские высокоглиноземистые гнейсы хапчанской серии, графит которых в результате твердофазного перехода в условиях высоких шоковых давлений преобразован в импактный алмаз. Впервые импактные алмазы были установлены при разведке Эбеляхской россыпи [Чумак, Бартошинский, 1968], где они выделены в самостоятельную группу «якутиты», позднее «карбонадо с лонсдейлитом» или «поликристаллические алмазы 9 типа».

Импактные алмазы в коренном залегании в породах Попигайского метеоритного кратера были установлены в 1971 г [Масайтис и др., 1972]. Впослед-

ствии импактиты (тагамиты и зювиты) были опробованы на площади около 1150 км². В настоящее время, в пределах Попигайского рудного района, разведано два месторождения импактных алмазов – *Ударное* и *Скальное* (I-3-3; I-3-6), ресурсы алмазов в которых превышают таковые всех выявленных в мире алмазоносных провинций.

Анабарский неоген-четвертичный алмазороссыпной район (0.3. di/N-Q) выделяется в границах площади промышленных россыпных месторождений алмазов [Легенда..., 2009ф], охватывающей Попигайско-Анабарско-Уджинское междуречье (листы R-49-50). В пределах района сосредоточено 64 % запасов разведанных и подготовленных к промышленному освоению россыпных месторождений алмазов и 53 % прогнозных ресурсов РФ [Граханов и др., 2007]. На рассматриваемой территории район включает северовосточную четверть листа R-49, охватывая бассейны р. Попигай, нижнего течения р. Бол. Куонамка и верхнего течения р. Анабар, в аллювиальных отложениях которых выявлены многочисленные шлиховые ореолы, россыпные проявления и месторождения алмазов. Наиболее крупные алмазороссыпные месторождения и проявления сосредоточены в долинах р. Анабар и р. Бол. Куонамка и их притоков, что послужило основанием для выделения Эбелях-Маятского и Куонамского алмазороссыпных узлов. Узлы выделены в соответствии с [Методическим руководством..., 2010], как алмазороссыпные в пределах территорий Анабарского, Куонамского и Попигайского алмазоносных районов, традиционно выделяемых в поисково-разведочной геологии по принципу объединения россыпных месторождений и их коренных источников.

Эбелях-Маятский алмазороссыпной узел (0.3.1. di). Границы узла оконтуривают россыпи верхнего течения р. Анабар и её притоков, далеко выходя за границы рассматриваемой территории, и замыкаются на площади листа R-50. Находящаяся в пределах листа R-49 площадь узла включает в себя нижнюю часть россыпи р. Эбелях (40% разведанных запасов), россыпи рек Холмолох (22%), Биллях (24%), Хаара-Мас, Анабар, Кычкын, Хас-Сарара, Куман и др. Всего здесь находится примерно половина разведанных запасов и ресурсов узла (II-6-5,7,9,14 и др.).

Куонамский алмазороссыпной узел (0.3.2. di). Границы узла оконтуривают бассейн нижнего течения р. Бол. Куонамка от ее правого притока Хапчан до устья. Узел включает в себя промышленные россыпи рек Бол. Куонамка и Талахтах (II-5-14; III-5-25), россыпные проявления рек Мачала, Небайбыт и Ары-Мастах, ручьев Салбахтах, лев. Баргыдамалах и прогнозируемое россыпное месторождение Бол. Куонамка II. В целом для узла, при относительно невысокой алмазоносности, отмечается высокая стоимость добываемого алмазного сырья.

Далдын-Догыйский россыпной узел импактных алмазов (0.3.3. di). Основанием для выделения узла являются повышенные концентрации импактных алмазов в рыхлых плиоцен-нижнечетвертичных и средне-позднечетвертичных отложениях, развитых в центральной части Попигайской структуры и по ее периферии, на отдельных участках долин, представляющих собой россыпные месторождения. В аллювии среднего течения р. Догой, правого притока р. Попигай, а также по р. Балаган-Юряге правого

притока р. Далдын выявлены промышленные концентрации импактных алмазов крупных классов. По Догойской аллювиальной россыпи (I-5-12; I-5-6) запасы и прогнозные ресурсы оценены в количестве первых десятков млн карат, что позволяет рассматривать её как крупное россыпное месторождение импактных алмазов. Близкая оценка получена для Средне-Далдынской (Балаган-Юрягской) россыпи (I-3-4) [Чернокнижников, Кириченко и др., 1985ф; Чернокнижников, Кириченко и др., 1988ф].

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Подавляющее большинство представленных на КЗПИ минерагенических таксонов относится к категории прогнозируемых. При этом продуктивность многих из них, ввиду слабой изученности или убогих содержаний полезных компонентов, не определялась или является весьма низкой. Во многих случаях имеющиеся прогнозные оценки являются авторскими.

Метаморфогенные проявления и месторождения железа, графита месторождения импактных алмазов и пр., несмотря на их достаточно высокий минерагенический потенциал в пределах Анабарской провинции, следует отнести к полезным ископаемым, практическая значимость которых может определиться только в дальней перспективе.

В условиях полной экономической неосвоенности района и его удаленности от транспортных путей в настоящее время промышленность могут интересовать только высоколиквидные и стратегические виды сырья.

В целом, выполненные исследования позволяют дать прогнозную оценку рассмотренной территории, по основным для нее видам полезных ископаемых и, прежде всего, на алмазы, редкометалльно-редкоземельные руды, уран и сопутствующие ему редкие и редкоземельные элементы. Апробированные и авторские оценки минерально-сырьевых ресурсов узлов и рудных зон приведены в текстовом Приложении 2.

Железо

Все выявленные в районе проявления имеют метаморфогенный генезис и находятся в пределах Анабарской минерагенической провинции, представленной выходами на дневную поверхность образований Анабарского кристаллического щита. Железорудные проявления связаны здесь с телами пласто- и линзообразной формы магнетитсодержащих кварцитов, кварц-магнетитовых, магнетитовых гиперстеновых и двупироксеновых кристаллосланцев, характеризующихся магнитной восприимчивостью от 3500 до 98000×10^{-6} ед. СГС [Румянцев и др., 2003ф], *рудной формации железистых кварцитов*. Последняя сингенетична с рудовмещающими формациями гранулитового комплекса, представленными гиперстен-плагиогнейсовой, кварцит-силлиманит-гиперстено-гнейсовой и гранат-гиперстено-гнейсовой геологическими формациями – продуктами преобразования метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ.

Перспективы юго-восточной части Анабарского щита на железные руды в первую очередь связаны с Далдынским блоком I порядка (включающим Дал-

дынскую и Джелиндинскую глыбы), относительно стабильной частью кристаллического фундамента раннеархейского заложения, участком парапород, который был наименее затронут процессами ультраметаморфизма и гранитизации.

В пределах Центрально-Анабарской глинозем-железородной ранне-позднеархейской прогнозируемой минерагенической зоны выделяются [Румянцев и др., 2003ф] три прогнозируемых железородных узла, с подсчитанными авторскими ресурсами категории P_2 .

Чуостаах-Юрехский прогнозируемый железородный узел (2.0.1.Fe) располагается в верховье р. Монхоло и Далдын, где по результатам ГСР-200 [Потуроев и др., 1967 ф] выявлено два участка (район проявлений IV-1-6,7) гранат-кварц-магнетитовых кристаллических сланцев. В пределах первого участка, в бассейне первого правого притока р. Монхоло - руч. Чуостаах-Юрэх, располагаются два тела размером 60×1200 метров магнетитсодержащих пород, на втором, в верховье р. Далдын (от верховья руч. Чонгноо до приустьевой части руч. Чуостаах-Юрэх), выявлено семь рудных пластов мощностью 50–125 метров и протяжённостью 3–4 км. Содержание оксидов железа достигает 50%. Прогнозные ресурсы категории P_2 , исходя из средней мощности 81 м (по 9 телам), протяжённости -3500 м, глубины подсчёта ресурсов -100 м, плотности -3,5 г/см³ и содержания - 35,68% (средневзвешенное по телу, где содержание 50% соответствует 52 метрам мощности, а 10% - 29 метрам) составят по [Румянцев и др., 2003ф] не менее 310 млн т.

Результаты аэромагнитной съёмки указывают на возможность провести наращивание площади узла в северо-западном и юго-восточном направлениях. По мнению [Румянцев и др., 2003ф] прогнозируемый железородный узел является высокоперспективным, с надёжной достоверностью прогноза, на выявление мелких и средних (30–300 млн тонн) по запасам железородных месторождений с рядовым – богатым содержанием (35-50% и более 50%).

Хатырыкский прогнозируемый железородный узел (2.0.2. Fe) расположен в бассейне левых притоков р. Хатырык – Суоналах-Хатырык и Чорду-Хатырык. В его пределах распространены вещественные составляющие гиперстен-плаггиогнейсовой и кварцит-силлиманит-гиперстен-гнейсовой формаций, обнаженные в ядре и восточном крыле Джелиндинского антиклинария (III-2-19,20,21,22,23; IV-2-2; IV-3-4,5,9).

В северной части узла известны 14 маломощных (до 5 м) линзовидно-пластовых тел магнетит-двупироксеновых кристаллосланцев протяжённостью около 100 метров с содержанием магнетита до 30% [Табунов, 1965ф]. В центральной части выявлены [Потуроев, 1967 ф] 11 рудных тел пироксен-кварц-магнетитовых и кварц-гранат-магнетитовых кристаллосланцев мощностью 10–100 м и протяжённостью до 4 км с содержанием магнетита до 50% (среднее содержание суммарного железа по аналогии с таковым на сопредельной с юга территории – 39,28%). В южной части рудные тела, представленные кварц-магнетитовыми и кварц-пироксен-магнетитовыми кристаллосланцами, характеризуются колебаниями мощности 20–200 м (в среднем 100 м), протяжённости от нескольких сотен метров до 2,5–3,0 км (в среднем около 500 м) при содержании суммарного железа 52,71% [Хюппенен, 1964ф]. Прогнозные ресурсы категории P_2 , рассчитанные по 35 телам исходя из сле-

дующих параметров: средней мощности – 46 м, протяжённости – 1440 м, среднего содержания магнетита – 45,68% и плотности – 3,5 г/см³ [Румянцев и др., 2003ф], составят не менее 370 млн тонн. Площадь перспективна со средней достоверностью прогноза. Наиболее значительные по параметрам железорудные проявления локализуются в бассейнах рек Суоналах-Хатырык, а также на водоразделе с р. Чорду-Хатырык, где при проведении поисково-оценочных работ в комплексе с магниторазведкой возможно выявление среднего по масштабу месторождения с рядовым-богатым содержанием [Румянцев и др., 2003ф].

Токуро-Осурский прогнозируемый железорудный узел (2.0.3. Fe) располагается в бассейнах рек Кенгедэ, Токур, Осур. Узел включает в себя 14 проявлений железорудного сырья, расположенных в пределах Джелидинского блока Далдынской СФЗ (V-4-2,3,5,7,11; V-5-5,9,12,15,17 и др.) и три проявления Ченгелех-Харапской СФпЗ (V-4-4,14,16), представленных кварц-магнетитовыми, кварц-двупироксен-магнетитовыми, гиперстен-двупироксен-магнетитовыми, гиперстен-кварц-магнетитовыми кристалл-лическими сланцами. Включение в эту площадь трёх проявлений железа Ченгелех-Харапской СФпЗ (V-4-9,17,28) обусловлено их принадлежностью к единой (с проявлениями Джелидинского блока) рудной формации, относительным сходством вещественных составляющих переходной зоны от пород гранулитовой фации к породам амфиболитовой фации и сходством локальных признаков.

Для половины из них определены параметры – колебания мощности от 9 до 15 м, протяжённость от 4 до 5 км, содержания магнетита от 24 до 62,74% [Машак и др., 1966 ф].

Авторские прогнозные ресурсы [Румянцев и др., 2003 ф] по категории P₂ в целом для узла рассчитаны по 17 проявлениям на глубину 100 м при средней мощности 9,9 м, протяжённости – 4143 м, плотности – 3,50 г/см³ и среднем содержании 45,1% и составляют 110 млн тонн. По мнению исполнителей работ, [Румянцев и др., 2003 ф] площадь узла является перспективной на выявление мелких месторождений с рядовым (35%) содержанием железа.

Значительные мощности и протяжённости железорудных тел и относительно высокие концентрации железа свидетельствуют, в целом, о значительных общих прогнозных ресурсах Анабарского щита.

Ниобий, тантал и редкие земли

Перспективы промышленной рудоносности редкоземельно-редкометалльной формации в карбонатитах для региона весьма высоки, поскольку именно к данной формации относится одно из крупнейших в мире, находящееся в пределах Уджинского поднятия и учитываемое Госбалансом - Томторское редкометалльное месторождение.

Приведенные выше данные позволяют прогнозировать в пределах **Мальджангарского редкометалльно-редкоземельного узла (0.0.2. TR,Nb,Ta/J)** выявление комплексных редкометалльно-редкоземельных месторождений с промышленными рудами двух типов: (1) в переотложенной (эпигенетически измененной) коре выветривания и (2) руды в коренных карбонатитах.

Для оценки прогнозных ресурсов категории P_3 узла был применен метод прямого подсчета средней удельной продуктивности наиболее изученного эталонного участка, (Мальджангарский карбонатитовый массив площадью 12,56 кв. км) (IV-6-29) с последующей аппроксимацией ее на площадь всех установленных и предполагаемых по геофизическим данным карбонатитовых тел узла.

Для выбора глубины прогноза и коэффициента достоверности были использованы данные о геологическом строении и характере распределения рудных тел Томторского комплексного редкометалльного месторождения. В последнем фосфорно-редкометалльное оруденение в корях выветривания пород карбонатитовой серии развито на глубину от 0 до 200 м и в совокупности с коренными рудоносными породами (кальцитовые, доломит-кальцитовые, полиминеральные редкометалльные, фосфорно-редкометалльные карбонатиты) занимают на этих глубинах не более 40% общего объема карбонатитового ядра Томторского массива.

Подсчет средней удельной продуктивности (d) произведен по формуле:

$$d = C_{cp} \times H \times S_M \times q \times K/S_M$$

где C_{cp} - среднее содержание рудных элементов в карбонатитах Мальджангарского

массива рассчитанное по [Ходжаев и др., 2007 ф; Шахотько и др., 1986]

TR_2O_5 – 2,5% (25000 г/т), Nb_2O_5 – 1000 г/т, Ta_2O_5 – 100 г/т;

H - глубина подсчета (200 м);

S_M - общая площадь Мальджангарского массива равная $12,56 \times 10^6 \text{ м}^2$;

q - удельная масса горной породы $2,7 \text{ т/м}^3$;

K - коэффициент достоверности с учетом характера распределения рудных тел в эталонном объекте (Томторское комплексное редкометалльное месторождение) и того, что литохимическое опробование проводилось, в основном, по зоне развития кор выветривания, принимается 0,1.

Исходя из приведенной выше формулы удельная продуктивность Мальджангарского карбонатитового массива составляет:

по TR_2O_5

$$d_{TR} = 0,1 \times 25000 \times 200 \times 12,56 \times 10^6 \times 2,7 / 12,56 \times 10^6 = 1\ 350\ 000 \text{ г/м}^2 = 1,35 \text{ т/м}^2;$$

по Nb_2O_5 :

$$d_{Nb} = 0,1 \times 1000 \times 200 \times 12,56 \times 10^6 \times 2,7 / 12,56 \times 10^6 = 54\ 000 \text{ г/м}^2 = 0,054 \text{ т/м}^2;$$

по Ta_2O_5 :

$$d_{Ta} = 0,1 \times 100 \times 200 \times 12,56 \times 10^6 \times 2,7 / 12,56 \times 10^6 = 5\ 400 \text{ г/м}^2 = 0,0055 \text{ т/м}^2.$$

Прогнозные ресурсы (M) категории P_3 Мальджангарского редкометалльно-редкоземельного прогнозируемого рудного узла рассчитаны по формуле:

$$M = S \times d \times q,$$

где S - общая площадь выделяемого узла (установленных и предполагаемых карбонатитовых массивов) $100 \times 10^6 \text{ м}^2$;

d - средняя удельная продуктивность Мальджангарского массива;
 q - коэффициент достоверности, с учетом недостаточной изученности площади, принимается 0,5.

Исходя из приведенной выше формулы прогнозные ресурсы категории P_3 Мальджангарского рудного узла составляют:

по TR_2O_5

$$M_{TR} = 0,5 \times 1,35 \times 100 \times 10^6 = 67,5 \times 10^6 \text{ т} = 67\,500 \text{ тыс. т.}$$

по Nb_2O_5

$$M_{Nb} = 0,5 \times 0,054 \times 100 \times 10^6 = 2,7 \times 10^6 \text{ т} = 2\,700 \text{ тыс. т.}$$

по Ta_2O_5

$$M_{Ta} = 0,5 \times 0,0055 \times 100 \times 10^6 = 0,275 \times 10^6 \text{ т} = 275 \text{ тыс. т.}$$

Результаты приведенных выше расчетов, апробированы в установленном порядке (паспорт ФГУП ВСЕГЕИ № 5660717) и позволяют прогнозировать в пределах узла выявление крупного комплексного редкометалльно-редкоземельного месторождения.

Золото

Практически все выявленные на Анабарском щите в процессе многолетних поисков проявления, пункты минерализации и литохимические ореолы золота пространственно связаны с проявлениями диафтореза, интенсивной мигматизации и гранитизации, развитыми в раннепротерозойских тектонических зонах. Золото наблюдается в пирит-кварц-полевошпатовых и сульфид-альбит-хлорит-кварцевых метасоматитах, локализующихся в полях и зонах катаклазитов и ультрамилонитов.

Предполагается [Кузнецов, 2001], что поля данных метасоматитов связаны с надапикальными зонами нескрытых эрозией тел порфиробластических гранитов билляхского комплекса. Вывод о парагенетической связи золота с подобными плутонами подтверждается на примере Ченгелехского гранодиорит-гранит-сиенитового интрузива того же комплекса на севере Ченгелех-Харапской СФпЗ, где закартирована золотосодержащая минерализованная зона (ПОР II-1-11) [Юркевич и др., 1985 ф].

Аналогичный литохимический ореол (II-3-25) золотосодержащих рассланцованных пород приурочен к северной экзо- и эндоконтактовой части Билляхского плутона [Кравченко и др., 2010]. В пределах литохимического ореола породы с повышенными содержаниями Au, Ag, Cu, Mo, Zn, Pb представлены гнейсами и гранитоидами, в том числе билляхского комплекса, подвергшимися повторному рассланцеванию с образованием бластокатаклазитов и бластомилонитов. При изучении россыпной золотоносности в окружении плутона отмечены две разновидности самородного золота: серебристо-медистое (содержание Cu и Ag 1–2%), и серебрясодержащее (Cu < 0.4, Ag 8–28%). Для пород с медной и молибденовой минерализацией характерны раннее окварцевание, калишпатизация и замещение минералов вмещающих пород серицитом, мусковитом, хлоритом. Эти процессы были сопряжены во времени с рассланцеванием вмещающих пород и происходили после становления гранитоидов Билляхского плутона, вероятно на стадии внедрения даек аляскитовых гранитов. Pb-Zn и Au-Ag минерализация связана с более позд-

ними и менее высокотемпературными процессами, судя по появлению в ортогнейсах и метасоматитах карбонатов, актинолита и скаполита. В совокупности рудная минерализация, связанная с гранитоидами билляхского комплекса, рассматривается подобной медно-порфировому оруденению [Кравченко и др., 2010].

В центральной части Котуйкан-Монхолинской зоны, у западной границы листа R-49, наибольшую золотоносность имеют породы с сульфидной вкрапленно-прожилковой минерализацией, которые распространены в долине р. Монхоло (IV-1-27,43,45,48), трассирующей, по мнению А.П. Смелова, ядерную (осевую) часть структуры [Смелов и др., 2002; Румянцев и др., 2003ф]. Ореол сульфидизированных и золотоносных пород с сильно выраженной степенью линейности (IV-1-17) прослеживается по простиранию на 20 км при ширине 2–4 км.

В северной части Салтах-Билляхской зоны, в процессе ГС-50, были выявлены [Куликов и др., 1984ф] золоторудные поля малосульфидно-золото-кварцевой и золото-кварцевой формаций. Здесь в бассейне р. Налим-Рассоха на площади примерно 60×5 км установлено восемь коренных пунктов минерализации золота в локальных литохимических ореолах с развитием золото-кварцевой рудной субформации на фоне рудовмещающих зеленосланцевых диафторитов с сопутствующими TR, Th и U метасоматитами и гнейсопегматитами. В двух ореолах из восьми были выявлены Киенгское (Пологореченское) (II-2-13) и Кыллахское (II-2-21) золоторудные проявления, соответствующие, по мнению исполнителей, рудным полям малых золоторудных месторождений [Куликов и др., 1984 ф].

Современные данные по геологии и тектонике Анабарского щита свидетельствуют о возможности обнаружения золоторудных месторождений орогенного этапа и зон тектономагматической активизации (порфировые типы). Согласно данным большинства исследователей [Rosen, 1994; Оксман, 2001; Смелов и др., 2002] зоны тектонического меланжа имеют аккреционную или коллизионную природу и характеризуются большим количеством биотитовых и двуслюдяных гранитов и гранодиоритов.

Нельзя исключить и возможность обнаружения золоторудных месторождений в углеродистых терригенных и терригенно-карбонатных комплексах зеленосланцевой фации метаморфизма в зонах тектонического меланжа [Оксман, 2001, Смелов и др., 2002]. Масштаб проявления пород сланцево-терригенной формации может быть значительно больше по сравнению с площадью, закартированной в Котуйкан-Монхолинской зоне. Эти образования могут быть распространены и в других тектонических зонах [Румянцев и др., 2003ф].

Большинство водотоков в районе в различной степени золотоносны (ВОР II-3-4, ВОР III-4-12; ВОР IV-1-1; ВОР I-6-8). При анализе КЗПИ четко прослеживается связь между шлиховыми и вторичными ореолами рассеивания золота и зонами развития золотосодержащих пород в раннепротерозойских тектонических зонах, поэтому выше приведенные прогнозы на выявление на площади различных генетических типов золоторудных месторождений могут быть проиллюстрированы исследованиями, проведенными сотрудниками Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН.

Авторами [Герасимов и др., 2015] изучены минералогические особенности россыпного золота из валовых и разведочных проб, отобранных из аллювиальных отложений среднего течения р. Бол. Куонамка и по типоморфным признакам выделены его генетических разновидностей.

Преобладающая часть (>90%) изученного золота относится по размерам выделений к мелкой фракции (<0,5 мм), имеет высокую пробность ($900 \times 1000^{0/00}$) и содержит многочисленные включения кварца и единичные включения пирита и арсенопирита. Совокупность типоморфных признаков свидетельствует о весьма продолжительном пребывании золота в экзогенных условиях и неоднократном его переотложении из древних коллекторов в более молодые. Наиболее вероятными коренными источниками данного золота являются проявления *золото-кварц-малосульфидной* рудной формации докембрийского возраста.

Около 5% выборки из валовых проб представлено слабо окатанным золотом ближнего сноса с пробностью, варьирующей в широких пределах (от 307 до $1000^{0/00}$), с преобладанием низкопробного золота. Во фракции <0,1 мм обнаружен кюстелит (до 1,5% выборки) и электрум (до 30% выборки). Ритмичное зональное строение указывает на образование золота в нестабильных условиях и свидетельствует о возможном формировании близповерхностного оруденения, предположительно связанного с палеозой-мезозойской тектономагматической активизацией. Медистое золото (содержание Cu – от 1–2 до 27,9%), выявленное в незначительных количествах, авторы статьи так же связывают с проявлениями *медно-порфирового* типа, прогнозируемым А. П. Смеловым с соавторами [Смелов и др., 2002].

Палладистое высокопробное золото, с содержанием Pd от 1,2 до 7,8 %, выявлено во фракции 0,25–0,5 мм валовых проб (около 2% выборки) и ассоциирует с минералами платиновой группы. Обнаружена одна палладистая золотина в сростании с железистой платиной, что свидетельствует об едином источнике МПГ и палладистого золота [Герасимов и др., 2015]. Однако предположения авторов статьи о том, что последним возможно являются анортзитовые плутоны Котуйкан-Монхолинской минерагенической зоны, не согласуются с результатами типохимических исследований железистой платины и МПГ алмазоносных россыпей площади [Айриянц и др., 2015] и определениями их ^{190}Pt - ^4He возраста [Округин и др., 2015].

Несмотря на то, что на площади листа с 50-х годов прошлого столетия производились многочисленные поисковые, поисково-оценочные и ревизионные работы на золото в аллювиальных отложениях [Чёрный, 1956ф; Вишневский, 1962ф; Крючков, 1965ф; Крючков, 1967ф; Новиков, 1986ф; Толстов, 1996ф; Румянцев и др., 2003ф], золотороссыпных объектов, представляющих промышленный интерес не выявлено. При этом неоднократно отмечалось [Крючков, 1968ф; Толстов, 1996ф; Румянцев и др., 2003ф], что россыпное золото на рассматриваемой площади, как полезное ископаемое самостоятельного значения не имеет, но может представлять интерес в случае его попутной добычи с алмазами. В последние годы в процессе промышленного освоения россыпных месторождений алмазов в бассейнах рек Бол. Куонамка и Анабар россыпное золото территории может рассматриваться как ценный попутный компонент.

Платиноиды

Платина, несмотря на убогие содержания, наравне с россыпным золотом рассматривается в настоящее время как ценный попутный компонент при обработке россыпных месторождений алмазов. Проведенные детальные исследования [Айриянц и др., 2015] платиносодержащих шлиховых проб, отобранных в верховьях рек Биллях и Маят (лист R-50) показали, что ЭПГ минерализация в шлихах представлена в основном Fe-Pt твердыми растворами, относящимися к железистой платине рутений-родистой специализации (около 90%) при небольшом присутствии палладисто-железистой и иридисто-железистой платины и Os-Ir-Ru сплавами в виде рутенистого осмия и рутения.

Уникальная родиевая специализация железистой платины, характерная только для россыпей проявлений на востоке Сибирской платформы, выделена в так называемый «виллойский тип», который до настоящего времени не имеет установленных коренных источников [Округин, 2000]. Платина похожего состава в других месторождениях встречается крайне редко. Единичные ее россыпей проявления связаны с мафит-ультрамафитовыми комплексами.

Проанализированные в процессе исследований алюмосиликатные расплавные включения, обнаруженные в иридисто железистой платине, по своему химизму приближаются к роговой обманке [Айриянц и др., 2014]. Эти данные согласуются с данными А. В. Округина с соавторами [Округин и др., 2012], обнаружившими в аналогичной по составу платине полиминеральное включение, состоящее из диопсида, нефелина, флогопита, амфибола, титаномагнетита и отвечающее по своему расчетному валовому составу породам ийолит-метьтейгитового ряда. Предположения о возможной связи МПГ из комплексных россыпей бассейна р. Анабар с пермско-триасовыми комплексами щелочно-ультраосновных пород подтверждается результатами исследований изотопного состава платины «виллойского типа», показавших ^{190}Pt - ^4He возраст 259 ± 9 млн лет при модельном Re-Os возрасте от 1320 до 370 млн лет [Округин и др., 2015].

Уран и сопутствующие радиоактивные элементы

Металлогеническая зональность Анабарского щита обусловлена, прежде всего, его структурно-вещественной и тектонической гетерогенностью. Вещественная неоднородность щита связана с дифференциацией земного вещества, а, по сути, дифференциацией химических, в том числе и радиоактивных элементов, степень, которой в основном обязана многократному проявлению в истории геологического развития ультраметаморфогенно-магматогенных и гидротермально-метасоматических процессов.

Производные протократонного комплекса (метаморфиты далдынской и верхнеанабарской серий) в пределах листа R-49 характеризуются преимущественно нижекларковыми¹ содержаниями радиоактивных элементов при их равномерном распределении ($V < 50\%$). Некоторые метаморфиты хапчанской серии, включая графитсодержащие разности, обладают близкларковыми и

¹ 1 Кларк урана в земной коре принят 2-4 г/т.

несколько вышекларковыми содержаниями урана и тория [Молчанов и др., 2002ф; Молчанов, 2004].

В пределах Анабарского щита на всех этапах гранитообразования отмечается перераспределение урана и тория, их накопление в ходе гранитизации, прежде всего калиевого петрохимического профиля, с обогащением наиболее лейкократовых и щелочных производных (лейкогранитов, сиенитоидов), высокотемпературных кремнещелочных (кварц-альбит-микроклиновых) метасоматитов. При этом, известно [Терентьев, 1982; Молчанов, 2004], что в процессе ультраметаморфогенного гранитообразования происходит заметное (до 80%) увеличение доли легкоподвижной составляющей урана, главным образом, за счет кварц-полевошпатовой части пород, и тория в составе акцессорных минералов. В результате формируются гранитоидные формации, отчетливо специализированные на радиоактивные элементы. Собственно урановорудные объекты предпочтительнее образовывались в блоках наиболее ранней консолидации, претерпевших многократную и многоэтапную гранитизацию калиевого петрохимического профиля. На Анабарском щите, в рамках листа R-49, к таковым относится гранит-лейкогранитовая формация раннепротерозойского возраста, объединяющая в своем составе гранитоиды маганского и монхолинского комплексов, широко развитая в пределах Ламуйской, Котуйкан-Монхолинской, Ченгелех-Харапской и Салтах-Билляхской прогнозируемых минерагенических зон. Отчетливая радиогеохимическая специализация характерна также и для высокотемпературных кремнещелочных (кварц-альбит-микроклиновых) метасоматитов щита того же возраста. Уровень специализации кремнещелочных метасоматитов на уран зависит от радиогеохимических характеристик субстрата, по которому они развиты. Последнее подтверждается, в частности, структурно-пространственной приуроченностью подавляющего большинства наземных и аэрорадиометрических аномалий и проявлений радиоактивной минерализации к телам кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов, картируемых в пределах Салтах-Билляхской и Котуйкан-Монхолинской СФпЗ.

Радиогеохимической специализацией обладают производные динамотермального метаморфизма - милониты, катаклазиты, их бластовые разности и тектонические брекчии, принимающие широкое участие в геологическом строении Ламуйской, Котуйкан-Монхолинской, Ченгелех-Харапской и Салтах-Билляхской СФпЗ. Эти тектонические зоны рассматриваются как тектоно-флюидитные (ТФЗ) радиогеохимические зоны, выступающие как емкий источник подвижного урана для постраннепротерозойских рудообразующих процессов [Молчанов и др., 2002 ф].

Гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации, участвующие в строении этих зон, характеризуются повышенными относительно кларка содержаниями радиоактивных элементов и отчетливо картируются при проведении АГСМ-исследований аномальными значениями радиоактивности.

В процессе осадконакопления [Прокопьев и др., 2001ф] платформенного этапа развития Анабарского щита были сформированы осадочные толщи, характеризующиеся в основном близкларковыми или несколько вышекларковыми содержаниями радиоактивных элементов. В то же время, в бассейне среднего течения р. Дюкен, выявлены [Молчанов и др., 2004, 2006ф] красно-

цветные существенно ториеносные конгломераты, в составе песчаного цемента которых установлен древний природный шлик, обогащенный магнетитом, цирконом и монацитом. Повышенными содержаниями радиоактивных элементов, вплоть до (6÷15) г/т урана, при кларковом содержании тория, характеризуются перекристаллизованные метасоматически измененные карбонатные породы венд-кембрийского возраста в бассейнах рек Дюкен (Дюкенское поле) [Прокопьев, 2001 ф] и Бол. Куонамка [Молчанов и др., 2002 ф, 2006 ф; Румянцев и др., 2003 ф].

По юго-восточному и восточному обрамлению щита закартированы тонкозернистые пирит-, углеродсодержащие терригенные отложения куонамской свиты кембрия (глинисто-известняковая битуминозная формация), отчетливо выделяющиеся на материалах АГСМ-съемки и характеризующиеся аномально высокими содержаниями радиоактивных элементов при относительно равномерном их распределении.

В современных аллювиальных отложениях рек Бол. Куонамка, Куранах, Усумун на участках, где они пересекают Котуйкан-Монхолинскую и Билляхскую тектоно-флюидитные зоны, установлены многочисленные радиометрические аномалии ториевой природы.

Исходя из вышеизложенного, на листе R-49 выделены следующие минерагенические подразделения, обладающие отчетливой радиогеохимической специализацией на уран, торий и редкоземельные элементы:

- ураноносные прогнозируемые зоны в связи со структурно-стратиграфическими несогласиями (ССН), перспективные на обнаружение полигенных урановых месторождений «типа несогласия»: Западно-Анабарская (8.1.U/RF) и Восточно-Анабарская (8.2.U/RF) рифейского возраста.

- ураноносные прогнозируемые минерагенические подразделения раннепротерозойского возраста в связи с региональными тектоно-флюидитными структурами, перспективные на выявление эндогенных гидротермально-метасоматических уран-торий-редкоземельных проявлений и месторождений: Котуйкан-Монхолинская (5.TR,U,Cu,Ni/PR₁), Ченгелех-Харапская (6.TR,Au,mu/PR₁), Салтах-Билляхская (7.Au,U,Th,TR/PR₁) минерагенические зоны и Салтах-Дюкенская (0.1. U,Th,TR/PR₁) ураноносная зона в ранге рудного района.

- ураноносные прогнозируемые зоны в связи с углеродсодержащими терригенными осадками континентального бассейна, перспективные на обнаружение экзогенных осадочно-метаморфогенных урановых месторождений: Куонамская (8.1.U,Mo,Ni,Cu/ E₁₋₂), кембрийского возраста.

- прогнозируемый Биригиндино-Мюнюсяхский редкометалльно-редкоземельный урановорудный узел (0.0.1. U,Th,TR,Nb/RF,MZ(?)) рифейского, мезозойского возраста.

Среди указанных металлогенических подразделений наибольшего внимания заслуживают ураноносные прогнозируемые зоны и узел, генетически связанные со структурно-стратиграфическими несогласиями предрифейского возраста, имеющие определенные перспективы на обнаружение месторождений урана «типа несогласия».

Западно-Анабарская ураноносная рифейская прогнозируемая зона (8.1.U/RF), парагенетически связанная со структурно-стратиграфическим несогласием (ССН) предрифейского возраста, протягивается вдоль северо-западного борта Анабарского щита на протяжении около 400 км, при ширине 40–60 км. Зона выделялась ранее как Западно-Анабарский потенциально урановорудный район (ПУРР) [Молчанов и др., 1999ф; Пуговкин и др., 2008ф]. На площадь листа R-49 она выходит только своим северо-восточным флангом протяженностью 90 км, при ширине 30 км. В ее пределах обнажается извилистая полоса ССН, охватывающая не только древние метаморфизованные коры выветривания (реголиты), но и бортовую часть щита, а также толщу красноцветных кластических осадков платформенного чехла.

Бортовая часть щита пересекается в пределах листа R-49 мощными и протяженными ураноносными тектоно-флюидитными структурами северо-западного простирания – Ченгелех-Харапской и Салтах-Билляхской. Именно в таких узловых местах сочетаются благоприятные условия для образования месторождений богатых урановых руд «типа несогласия». К их числу, в первую очередь, относятся подвергшиеся интенсивным преобразованиям породы ССН, как кристаллического основания и реголитов, так и перекрывающих платформенных красноцветных терригенных отложений. Характерно наличие проявлений урановой минерализации, перспективных геохимических и геофизических аномалий. Фиксируются радиогеохимические зоны и поля повышенных содержаний урана по данным АГСМ-съемки, а также гравитационные минимумы и региональные полосовые положительные магнитные аномалии [Молчанов и др., 2002 ф; Румянцев и др., 2003 ф].

Потенциальная перспективность Западно-Анабарской прогнозируемой зоны обусловлена широким проявлением в ее пределах положительных признаков прогноза урановых месторождений «типа несогласия». Высокий металлогенический потенциал зоны предполагает возможность выявления в ее пределах крупных и средних по запасам урановых месторождений.

В пределах листа R-49 Западно-Анабарская зона имеет площадь 2700 км² (~20% общей площади зоны), охватывая метаморфиты северо-западных окраин Хапчанского докембрийского блока щита, Ченгелехской, Билляхской и Салтахской тектоно-флюидитных зон, площади кор выветривания и красноцветные терригенные отложения рифейского возраста. Для Ченгелех-Харапской и Салтах-Билляхской тектонических зон, расположенных в пределах северо-западной окраины Анабарского щита, характерны проявления ураноносных торий-редкоземельно-редкометалльных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов протерозойского возраста (Хапчаганакта III-2-4, Каспаровское II-1-21 и др.). Среди них преобладают метасоматиты, в которых рудная минерализация относится к уранинит-ферриторит-танталониобатовому минеральному типу. Следует отметить, что мощность толщ красноцветов в северо-западной части прогнозной площади не превышает 500 метров. В ее разрезе наблюдаются силлы габбро-диабазов мощностью до 10 метров.

Прогнозируемой площади присущи многие черты сходства, по геодинамической обстановке формирования, с урановорудным бассейном Атабаска в Канаде. Приняв за эталонные объекты, относимые к канадскому подтипу,

урановородные площади предрифейского структурно-стратиграфического несогласия Пашско-Ладожского бассейна Балтийского щита с удельной продуктивностью около 20 т/км² [Кушнеренко, 2004] можно подсчитать прогнозные ресурсы категории P₃ оцениваемой части Западно-Анабарской ураноносной прогнозируемой зоны. Для большей достоверности и надежности прогнозной оценки вводится поправочный коэффициент – 0,5 [Оценка..., 2004], учитывающий ряд отрицательных факторов. К их числу относятся слабые низкотемпературные гидротермально-метасоматические изменения в породах ССН, отсутствие перспективных урановых проявлений «типа несогласия», недостаточная опоискованность и т.п.

Количественная прогнозная оценка площади по категории P₃ осуществляется, по приведенной формуле:

$$M = S \times d \times q = 2700 \times 20 \times 0,5 = 27\ 000 \text{ т U кат. P}_3,$$

Таким образом, авторские прогнозные ресурсы урана категории P₃ Западно-Анабарской ураноносной прогнозируемой зоны в пределах листа R-49 составляют 27 000 т.

Следует отметить, что прогнозные ресурсы, учтенные в сводной таблице прогнозных ресурсов категории P₃ твердых полезных ископаемых территории России по состоянию на 01.01.2009 г. по Западно-Анабарскому потенциально урановородному району (ПУРР), который в целом соответствует выделяемой на настоящем листе Западно-Анабарской ураноносной рифейской прогнозируемой минерагенической зоне (8.1.U/RF), составляли 50 000 т урана. На данный район ВСЕГЕИ был составлен паспорт учета перспективного объекта [Пуговкин и др., 2008ф], утвержденный протоколом НТС территориального агентства по недропользованию № 10 ВИМС от 02.12.2008 г. При этом 80% площади Западно-Анабарского ПУРР расположены в пределах листа R-48, 20% – на территории листа R-49. Таким образом, апробированные и учтенные прогнозные ресурсы урана Западно-Анабарской ураноносной прогнозируемой зоны в пределах листа R-49 в настоящее время составляют 10 000 т.

Восточно-Анабарская ураноносная рифейская прогнозируемая зона (0.3.U/RF) парагенетически связанная со структурно-стратиграфическим несогласием (ССН) предрифейского возраста, образует полосу вдоль восточного фланга докембрийского Хапчанского блока Анабарского щита. Протяженность ее составляет около 250 км при ширине от 10 до 30 км. В пределах зоны наряду с дорифейской корой выветривания ССН и древними метаморфитами щита распространены платформенные красноцветные отложения. Ранее зона выделялась как Восточно-Анабарский потенциально урановородный район (ПУРР) [Молчанов и др., 1999ф; Пуговкин и др., 2008ф].

В южной и юго-восточной части Восточно-Анабарской зоны красноцветные терригенные отложения рифейского возраста, помимо метаморфитов гранулитовой фации Хапчанского блока с резким структурно-стратиграфическим несогласием и корами выветривания предрифейского возраста, перекрывают радиогеохимически специализированные динамометаморфические породы Билляхской и Дюкен-Салтахской тектоно-

флюидитных зон, которые выступают как ураноносные металлогенические зоны раннепротерозойского возраста.

Анализ критериев прогноза урановых месторождений «типа несогласия» позволяет обосновать средний металлогенический потенциал зоны, свидетельствующий о возможности обнаружения здесь месторождений урана, тяготеющих к зоне предрифейского ССН.

При прогнозной оценке прогнозной зоны (на площадь 4230 км²) на урановые месторождения канадского подтипа месторождений «типа несогласия» были приняты удельная продуктивность оцениваемой перспективной площади равной 20 т/км.² [Кушнеренко, 2004] и поправочный коэффициент – 0,5 [Оценка..., 2004]. Авторские прогнозные ресурсы урана Восточно-Анабарской прогнозируемой зоны категории Р₃, рассчитанные по формуле:

$$M = S \times d \times q = 4230 \times 20 \times 0,5 = 42\ 300 \text{ т.}$$

Паспортизированные прогнозные ресурсы урана категории Р₃ [Пуговкин и др., 2008ф], утвержденные протоколом НТС территориального агентства по недропользованию № 10 ВИМС от 02.12.2008 г по Восточно-Анабарскому потенциально урановорудному району (ПУРР), который в целом соответствует выделяемой на листе R-49 Восточно-Анабарской ураноносной рифейской прогнозируемой минерагенической зоне (8.2.U/RF), составляют 5 000 т урана.

Региональными тектоно-флюидитными структурами, перспективными на выявление эндогенных гидротермально-метасоматических урановых месторождений на площади листа R-49, являются Котуйкан-Монхолинская (5.TR,U,Cu,Ni/PR₁), Ченгелёх-Харапская (6. TR,Au,mu/PR₁), Салтах-Билляхская (7.Au,U,Th,TR/PR₁) минерагенические и Салтах-Дюкенская (0.1. U,Th,TR/PR₁) рудоносная прогнозируемые зоны раннепротерозойского возраста. В пределах этих зон известны широкие поля развития гидротермально-метасоматических образований, продуктивных на высокотемпературное урановое, уран-ториевое и уран-торий редкоземельное оруденение. Среди рудоносных метасоматитов преобладают кварц-альбит-микроклиновые с уранинит-монацитовый, уранинит-тантало-ниобатовый и уранинит-ферроторит-тантало-ниобатовый минерализацией. Предполагается парагенетическая связь их с гранитоидами раннепротерозойского этапа активизации щита, составляющими гранит-лейкогранитовую формацию. Широкое развитие высокотемпературных кремнщелочных и щелочных метасоматитов в тектоно-флюидитных зонах Анабарского щита свидетельствует об определенных их перспективах на обнаружение урановых месторождений «украинского типа» [Молчанов, 2002, 2004, 2006]. Наиболее значительные рудопроявления урановой минерализации выявлены в Котуйкан-Монхолинской (Меркю и Северное и др.)¹ и в Ченгелех-Харапской (Хапчаганахта и Каспаровское и др.) глубинных тектонических (тектоно-флюидитных) зонах.

При прогнозной оценке потенциала металлогенических зон, контролирующих размещение гидротермально-метасоматического уранового оруденения в тектоно-флюидитных зонах, принята удельная продуктивность площадей

² На площади листа R-48

развития ураноносных метасоматитов в восточной части Балтийского щита – 10 т/км² [Кушнеренко, 2004] и поправочный коэффициент – 0,5.

Котуйкан-Монхолинская медно-никелевая, уран-торий-редкоземельная прогнозируемая минерагеническая зона (5.TR,U,Cu,Ni/PR₁) в структурном отношении соответствует одноименной тектонической зоне (и СФпЗ), общая протяженность которой в пределах щита составляет 300 км (в пределах листа R-49 имеет протяженность 140 км), при вариациях ширины от 10 до 40 км.

Котуйкан-Монхолинская зона отчетливо выделяется в геофизических полях. Зона характеризуется низким магнитным полем, а ее борта выражены контрастными положительными магнитными аномалиями. По гравиметрическим и магнитометрическим данным зона прослеживается на юг за пределы щита под покровом карбонатных, терригенно-карбонатных платформенных отложений венда и кембрия.

В пределах Котуйкан-Монхолинской зоны широко развиты магматогенные образования гранит-лейкогранитовой, метагаббро-анортозитовой и перидотит-пироксенитовой формаций. Кроме того, чрезвычайно масштабно проявлены высокотемпературные гидротермально-метасоматические новообразования формации кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов, в меньшей степени – формации пропицитов (калиевых), а также производные процессов динамометаморфизма – катаклазиты, милониты и их бластовые разновидности – бластокатаклазиты, бластомилониты.

В пределах Котуйкан-Монхолинской зоны, помимо площадных АГСМ-аномалий, имеется множество наземных радиометрических аномалий, точек с аномальными содержаниями урана и тория и проявлений радиоактивной минерализации, относящихся к ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формации в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах.

Перспективы промышленной ураноносности Котуйкан-Монхолинской потенциально урановорудной зоны связаны со щелочной (альбититовой) составляющей высокотемпературного процесса кремнещелочного метасоматоза раннепротерозойского возраста. Кроме того, заслуживают внимания проявления в пределах зоны низкотемпературных новообразований калиевого петрохимического профиля – адуляритов, с которыми на Алданском щите генетически связаны крупные золото-урановые месторождения жильного типа.

Минерагенический потенциал (МП) Котуйкан-Монхолинской медно-никелевой, уран-торий-редкоземельной прогнозируемой минерагенической зоны, имеющей в пределах листа R-49 протяженность 140 км и мощность от 10 до 40 км составляет:

$$M = S \times d \times q = 321,5 \times 10 \times 0,5 = 16\,075 \text{ т урана.}$$

Салтах-Билляхская редкоземельно-торий-ураново-золоторудная прогнозируемая минерагеническая зона (7.Au,U,Th,TR/PR₁) расположена на востоке Анабарского щита и в структурном отношении соответствует Салтах-Билляхской тектонической зоне глубокого заложения и длительного развития, служащей пограничной структурой между Далдынским и Хапчанским блоками. Протяженность зоны на Анабарском щите составляет 316 км при ширине от 10 до 35 км.

В геофизических полях Салтах-Билляхская зона, как и Котуйкан-Монхолинская, прослеживается под чехлом платформенных отложений на десятки километров и проявлена пониженными значениями гравитационного поля; борта зоны фиксируются интенсивными положительными магнитными аномалиями. Внутри зоны магнитное поле знакопеременное и резко дифференцированное.

Анализ карты аномального магнитного поля (ΔT)_а России масштаба 1 : 5 000 000 [Карта аномального..., 2000] показывает, что Салтах-Билляхская тектоно-флюидитная зона корреспондируется с Тыркандинской тектоно-флюидитной зоной Алданского щита (лист О-52), а геологические образования, слагающие Хапчанский (восточный) блок Анабарского щита близки по своему составу к таковым Учуро-Майского блока Алданского щита. Кроме того, в этих же блоках двух щитов выявлены своеобразные метаморфизованные и впоследствии интенсивно переработанные коры выветривания рифейского возраста. Содержание K_2O в этих корах выветривания варьирует от 6,0 до 12,0% и более.

В геологическом строении зоны принимают участие метаморфиты биотит-амфиболо-гнейсово-кристаллосланцевой формации позднеархейско-раннепротерозойского возраста, гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации, слагающие тела различной формы и размеров. В южной части зоны закартирован Мальджангарский карбонатитовый массив [Шахотько и др., 1983; Молчанов и др., 2002 ф., 2006ф; Румянцев и др., 2003 ф]. Существенную роль в строении зоны играют производные процессов динамотермального метаморфизма – милониты, катаклазиты, их blastовые и графитсодержащие разновидности, а также диафориты. Картируются дайки базитов рифейского возраста, как правило, секущие тектоно-флюидитную зону.

Для Салтах-Билляхской зоны чрезвычайно характерны проявления метасоматических новообразований раннепротерозойского формационно-генетического ряда: формация кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов → формация пропицитов (калиевых) → формация эйситов. Вещественные составляющие этих формаций характеризуются вышекларковыми содержаниями радиоактивных элементов, что наиболее характерно для начального и конечного членов ряда.

Салтах-Билляхская минерагеническая зона в пространственном отношении соответствует Билляхской радиогеохимической зоне, в рамках которой известны радиогеохимически специализированные геологические образования - гранитоиды, высокотемпературные кремнщелочные метасоматиты, blastокатаклазиты и blastомилониты. По данным АГСМ-съемки, выполненной Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» и Норильским филиалом ФГУП «ВСЕ-ГЕИ», в пределах Билляхской радиогеохимической зоны выявлены многочисленные площадные и линейные аномалии. При наземных маршрутных исследованиях зоны установлены точки с аномальными содержаниями урана, тория, редкоземельных и редкометалльных элементов, а также проявления радиоактивной минерализации ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формации в кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах и ураноносной торий-редкоземельно-редкометалльной формации в карбонатах. В северной части зоны установлены проявления золотой минерализации

и самородной меди [Истомин и др., 1993 ф; Куликов и др., 1984 ф; Смелов и др., 2002 ф, Румянцев и др., 2003 ф]. На южном фланге зоны, вблизи структурно-стратиграфического несогласия предрифейского возраста, располагаются рудопроявления и проявления радиоактивной и комплексной радиоактивно-редкоземельно-благороднометалльной минерализации «типа несогласия» (Биригиндинское, Боронгское, Мюннюсяхское, Южное). Здесь же известны [Охлопков и др., 1991; Новиков и др., 1981, 1986; Молчанов и др., 2006 ф] проявления медной, никелевой, висмутовой, мышьяковой и золотой минерализации.

Перспективы промышленной ураноносности Салтах-Билляхской редкоземельно-торий-ураново-золоторудной прогнозируемой минерагенической зоны связываются с возможностью выявления на ее северном и южном (Биригиндино-Мюннюсяхский редкометалльно-редкоземельно-урановорудный прогнозируемый узел) продолжении под породами плитного комплекса, а также в центральной части зоны (Куранахский рифейский осадочный бассейн), урановых и комплексных (U, Au, Ni и др.) месторождений «типа несогласия». Зона обладает также высокими перспективами выявления в ее пределах комплексных редкометалльно-редкоземельных месторождений в карбонатитовых массивах и корах выветривания по ним (Мальджангарский редкоземельно-редкометалльный прогнозируемый узел). Промышленным аналогом последнего типа является крупнейшее комплексное месторождение Томтор, известное к северо-востоку в пределах Уджинского поднятия. Кроме того, в пределах Билляхской золотосодержащей, редкоземельно-торий- ураноносной зоны выявлены метасоматиты формации эйситов [Молчанов и др., 2002, 2004], с которыми в пределах Канадского щита известны промышленно-значимые месторождения урана жильного типа.

Минерагенический потенциал (МП) Салтах-Билляхской редкоземельно-торий-ураново-золоторудной прогнозируемой минерагенической зоны, рассчитанный по формуле $M = S \times d \times q$, составляет: $7583 \times 10 \times 0,5 = 37\,915$ т урана.

Ченгелёх-Харапская мусковит-золото-редкоземельная ураноносная раннепротерозойская прогнозируемая минерагеническая зона (6.U,TR,Au,mu/PR₁) выделяется в границах одноименной глубинной тектонической зоны, прослеживающейся вдоль Главного Анабарского разлома с клиновидными расширениями в северной (Ченгелехское) и южной (Харапское) частях и разделяющей Далдынский и Желиндинский гранулитовые блоки.

Протяженность Ченгелехской части зоны составляет 132 км при ширине от 5 до 40 км. В ее геологическом строении участвуют метаморфиты биотит-амфибол-гнейсово-кристаллосланцевой формации, гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации. Процентное соотношение метаморфитов и магматитов здесь практически равное. В северной части зоны, вблизи перекрытия ее неметаморфизованными красноцветными осадочно-терригенными отложениями рифея, отмечены предрифейские метаморфизованные коры выветривания, мощность до 15 метров. В пределах Ченгелехского расширения широко развиты высокотемпературные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты, с которыми генетически связаны проявления урановой, уран-ториевой и ториевой минерализации. Отмечены ореолы повышенных содер-

жаний урана как в геологических образованиях, слагающих зону, так и в красноцветных песчаниках рифея, перекрывающих Северо-Анабарскую тектоно-флюидитную зону. В геофизическом отношении она отчетливо выделяется пониженным гравитационным полем и площадными АГСМ-аномалиями.

Перспективы промышленной ураноносности Ченгелехской части Ченгелех-Харапской минерагенической зоны связываются с возможностью обнаружения в пределах ее северного продолжения под чехлом красноцветных терригенных отложений платформенного СФК промышленно-значимых урановородных и комплексных уран-благороднометалльных объектов «типа несогласия».

Авторская оценка минерагенического потенциала (МП) северной (Ченгелехской) части Ченгелех-Харапской мусковит-золото-редкоземельная раннепротерозойская прогнозируемая минерагенической зоны составляет: $M = S \times d \times q = 2500 \times 10 \times 0,5 = 12\,500$ т урана.

Минерагеническая специализация южной, Харапской части зоны, протяженностью 83 км при ширине от 3 до 18 км, определяется, с одной стороны наличием реликтов гранулитового комплекса, для которых характерны проявления *графита*, *железных руд*, а с другой, наличием тел пегматитов с *мусковитовой* и *редкометалльной* минерализацией. В ее геологическом строении участвуют метаморфиты биотит-амфибол-гнейсово-кристаллосланцевой формации и в меньшей мере гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации. Среди динамометаморфических производных отчетливо картируются милониты, катаклазиты и их бластовые разновидности.

Авторская оценка минерагенического потенциала (МП) южной (Харапской) части составляет: $M = S \times d \times q = 880 \times 10 \times 0,5 = 4\,400$ т урана.

В целом минерагенический потенциал (МП) Ченгелех-Харапской мусковит-золото-редкоземельной раннепротерозойской прогнозируемой минерагенической зоны – 16 900 т урана.

Салтах-Дюкенская редкоземельно-торий-ураноносная раннепротерозойская прогнозируемая зона (0.1. U,Th,TR/PR₁) имеет протяженность 283 км при ширине от 5 до 25 км. При этом в южной части листа юго-восточная граница зоны несогласно перекрыта красноцветными терригенными отложениями рифейского возраста в составе лабазтахской, котуйканской и некулээхской свит.

В геологическом строении зоны участвуют геологические образования, составляющие амбардахскую, хаптасыннахскую и билээх-тамахскую толщи позднеархейского и раннепротерозойского возраста. Степень метаморфизма этих толщ соответствует гранулитовой фации. В пределах выделенной зоны чрезвычайно широко развиты катаклазиты, милониты, бластокатаклазиты, бластомилониты и тектонические брекчии, формирующие на местности обширные поля. Среди магматических пород зоны картированы малые тела лейкогранитов монхолозинского комплекса (PR₁). Позднеархейские метаморфиты и раннепротерозойские магматогенные образования, включая и высокотемпературные кремнещелочные метасоматиты, слагающие Салтах-Дюкенскую ураноносную зону, в центральной ее части (бассейн рек Куранах, Хаптасыпта) с резким структурно-стратиграфическим несогласием перекры-

ты грубозернистыми красноцветными терригенными отложениями лабазтахской свиты раннерифейского возраста, отчасти карбонатно-терригенными отложениями котуйканской свиты. В основании терригенных отложений в бассейне р. Куранах установлены метаморфизованные коры выветривания предрифейского возраста.

Гидротермально-метасоматические процессы в пределах зоны проявлены достаточно широко и интенсивно. Здесь закартированы высокотемпературные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты (PR_1), характеризующиеся, как правило, повышенными содержаниями радиоактивных элементов. Более молодыми гидротермально-метасоматическими новообразованиями в пределах зоны являются пропилиты, гумбеиты (адуляриты) и гидрослюдистые березиты, проявленные как в породах нижнего структурного этажа, так и в плитном комплексе и собственно в зоне предрифейского структурно-стратиграфического несогласия. Ореолы низкотемпературных гидротермально-метасоматических преобразований горных пород, как правило, характеризуются несколько повышенным радиометрическим фоном.

В радиогеохимическом отношении Салтах-Дюкенская зона соответствует одноименной радиогеохимической зоне, характеризующейся чрезвычайно высокой насыщенностью площадных и линейно вытянутых АГСМ аномалий урана, тория, калия, а также множеством локальных аномалий урана и тория. Наиболее интенсивные аэро-, и наземные радиометрические аномалии установлены в бассейнах рек Ары-Мастах и Хаптаспыта.

При исследовании аномалий в пределах зоны в бассейне р. Хаптаспыта в blastokataklazитах установлена вторичная урановая минерализация (проявления Нижне-Мальджангарское, Хаптаспыта). Содержание урана в штучных пробах на Нижне-Мальджангарском проявления варьирует от 0,1 до 0,6%, при содержании тория от 0,02 до 0,1%; на проявлении Хаптаспыта содержание урана составляет 0,1%, а тория 0,03%. Проявления минерализации располагаются вблизи зоны структурно-стратиграфического несогласия предрифейского возраста. Красноцветные кварцевые песчаники этого района претерпели глинисто-гидрослюдистые преобразования и окварцевание. В бассейне р. Ары-Мастах, вблизи зоны структурно-стратиграфического несогласия предрифейского возраста, в зоне blastokataklaza содержание урана составляет 30,6 г/т, при содержании тория 368,0 г/т, а в нижней части профиля палеовыветривания по гнейсам содержание урана достигает 5,5 г/т, а тория 11,0 г/т. Аномальная зона перекрыта красноцветными песчаниками лабазтахской свиты, претерпевшими интенсивные глинисто-гидрослюдистые преобразования.

Следует отметить, что изотопно-геохимические исследования обломочных цирконов из базального горизонта лабазтахской свиты, отобранных в бассейне р. Куранах, показали чрезвычайно высокое содержание урана и, по всей видимости, незначительное их перемещение от источника разрушения. Последнее обстоятельство указывает на возможность существования в районе рифейского «курунахского» залива магматогенных пород раннепротерозойского возраста с чрезвычайно высокими сингенетическими содержаниями урана. Если это так, то эти породы могут рассматриваться в качестве емкого масштабного источника урана для формирования урановых месторождений

рифейского и более молодого возраста, в том числе и «типа несогласия». Подтверждением этого предположения могут служить находки вторичной урановой минерализации в приустьевой части р. Мальджангарка и насыщенность Салтах-Дюкенской ураноносной зоны в целом площадными и локальными аномалиями урана, тория и калия.

Авторская оценка прогнозных ресурсов урана категории P_3 Салтах-Дюкенской редкоземельно-торий-ураноносной зоны составляет:

$$M = S \times d \times q = 4000 \times 10 \times 0,5 = 20\,000 \text{ т урана.}$$

Таким образом, суммарная оценка минерагенического потенциала и прогнозных ресурсов урана категории P_3 , которые могут быть сосредоточены в высокотемпературных кремнещелочных метасоматитах и динамометаморфических породах ураноносных зон раннепротерозойского возраста, составляет:

$$MP = 16\,075 + 12\,500 + 37\,915 + 20\,000 + 4\,400 = 70\,890 \text{ т; } P_3 = 20\,000 \text{ т.}$$

К ураноносным зонам в связи с углеродсодержащими терригенными осадками континентального бассейна, перспективными на выявление экзогенных осадочно-метаморфогенных урановых месторождений, относится *Куонамская зона* кембрийского возраста.

Куонамская медно-никель-молибденсодержащая ураноносная ранне-средне-кембрийская прогнозируемая зона (8.1.U,Mo,Ni,Cu / ϵ_{1-2}) в геологическом отношении соответствует зоне выхода на современную дневную поверхность терригенно-карбонатных отложений глинисто-известняковой битуминозной формации платформенного структурно-формационного комплекса (куонамская свита) и прослеживается непрерывной полосой по восточному склону Анабарского щита на многие десятки километров. В аэрогеофизических полях она отличается повышенным радиометрическим фоном. Ураноносные отложения зоны представляют собой толщу пород мощностью 30–35 м, сложенную черными горючими сланцами, известняками и кремнями, коренные выходы которых изучались нами на р. Олигир-Чарас (лист R-50, вблизи восточной границы с листом R-49), где известно два проявления минерализации, относимые к ураноносной формации в углеродсодержащих терригенных породах. В основании ураноносной толщи залегают маломощная пачка (до 25 см) пород, содержащая тонкие (до 1 см) слои черных горючих сланцев с вкрапленниками марказита. Выше по разрезу картируется пачка наиболее ураноносных отложений зоны – черных тонколистватых горючих сланцев мощностью до 3,5 м, содержащих уран от 0,003 до 0,007% и повышенное содержание палладия [Румянцев и др., 2003ф]. Вверх по разрезу сланцы сменяются массивными серыми, зеленовато-серыми известняками. Выше залегают пачка пиритизированных черных горючих сланцев мощностью до 0,5 м с прослоями темно-коричневых кремнистых сланцев. Далее отмечается чередование в разрезе карбонатных, алевро-аргиллитовых и кремнистых отложений незначительной мощности.

Для отложений свиты, помимо проявлений урановой минерализации, характерны рудные концентрации ванадия, молибдена, меди и никеля. Исходя из аналогий с другими регионами, в данной зоне можно ожидать повышенных концентраций элементов платиновой группы. Кроме того, собственно

черные сланцы зоны могут рассматриваться как горючие полезные ископаемые. Исходя из вышеизложенного, Куонамская медно-никель-молибденсодержащая ураноносная зона может рассматриваться в качестве комплексной, благоприятной на обнаружение рудных концентраций урана, молибдена, ванадия, меди, никеля, элементов платиновой группы.

Биригиндино-Мюнюсяхский редкометалльно-редкоземельно-урановорудный рифейский, мезозойский (?) прогнозируемый узел (0.0.1.U,Th,TR,Nb/RF,MZ(?)) выделен в юго-восточной части площади листа R-49 [Молчанов 2004, Молчанов и др., 2006ф]. Биригиндино-Мюнюсяхский прогнозируемый узел, включающий в себя Биригиндинский, Мюнюсяхский и Боронгский участки (V-6-24,31,32), располагается на крайнем южном фланге Билляхской ураноносной зоны на площади перекрытия ее раннерифейскими красноцветными терригенными отложениями плитного комплекса (красноцветной конгломерат-песчаниковой формации). В пределах листа R-49 узел входит западным флангом площадью порядка 110 км².

Юго-восточный фланг Анабарского щита характеризуется двухэтажным строением. Нижний структурный этаж сложен архейскими метаморфитами (гранулитовая фация) амбардахской и эйминской толщ верхнеанабарской серии (AR₁₋₂), хаптасыннахской толщи хапчанской серии, метаморфитами (амфиболитовая фация) салтах-билляхского мигматит-гнейсового комплекса и гранитоидами (PR₁), слагающими Билляхскую тектоническую зону.

Породы нижнего структурного этажа на большей части площади узла с резким структурно-стратиграфическим несогласием перекрыты неметаморфизованными отложениями плитного комплекса в составе лабазтахской, некуюлээхской, старореченской и манькайской свит раннерифейского, вендского и венд-кембрийского возраста, слагающими верхний структурный этаж региона.

В разрезе метаморфитов архейского возраста преобладают кристаллические сланцы и плагиогнейсы верхнеанабарской и хапчанской серий. Нередко отмечаются их графитсодержащие и графитоносные разности, которые выходят на дневную поверхность по северо-восточному флангу Боронгского участка, по северному флангу Мюнюсяхского участка и в юго-западной части Биригиндинского участка. Скважинами вскрыты, помимо графитсодержащих метаморфитов, графитоносные бластокатаклазиты салтах-билляхского мигматит-гнейсового комплекса. Содержание графита в последних разностях составляет 15–20% и более.

Породы верхнего структурного этажа представлены отложениями плитного комплекса рифея и венда, залегающими с резким структурно-стратиграфическим несогласием на вещественных составляющих нижнего структурного этажа. На отдельных участках в основании плитного комплекса отмечены метаморфические породы, претерпевшие воздействие процессов палеовыветривания (бассейн р. Мюнюсях, Биригинде). Отложения плитного комплекса неметаморфизованы и характеризуются субгоризонтальным залеганием, которое несколько осложняется вблизи локальных разрывных нарушений. Присутствие в отложениях рифея юго-восточной части Анабарского щита глауконита свидетельствует об образовании их в условиях мелководного бассейна. На основе проведенных изотопно-геохимических исследований

обломочных цирконов установлено, что источником сноса терригенного материала плитных отложений были комплексы пород с возрастом 1950–2015 млн лет, сформировавшиеся в результате орогенического события в протерозойской истории Сибирской платформы. При этом породы разрушаемого источника характеризовались аномально высокими содержаниями урана, тория и редкоземельных элементов.

Окраска терригенных пород плитного комплекса, в зависимости от степени изначальной окисленности железа и количества в обломочной части зерен калиевого полевого шпата, варьирует от белой, светло-кремовой, красновато-белой до бордово-красной, малиново-коричневой. При наличии в песчаниках глауконита порода приобретает зеленый, темно-зеленый цвет. В процессе диагенетических, катагенетических преобразований терригенные отложения плитного комплекса претерпевали региональное осветление.

Впоследствии красноцветные и регионально осветленные терригенные отложения плитного комплекса в пределах Биригиндино-Мюнюсяхского редкометалльно-редкоземельно-уранановорудного узла подверглись брекчированию, объемной трещиноватости и дроблению с наложением гидротермально-метасоматических процессов калишпатизации (адуляризации), эпидотизации и глинисто-иллитовых новообразований, близких по минеральному составу к таковым урановорудной провинции Атабаска.

В разновозрастных и разноформационных типах метасоматитов, помимо повышенных и рудных содержаний урана, фиксируются повышенные и аномально высокие содержания Au, Y, Yb, Ni, Co, Bi, Ag, Mo, Cu. В ряде проб участка Биригиндинский (скв. 15) установлены ореолы аномальных содержаний бора (от 100 до 3000 г/т). Известны проявления твердых битумов типа оксикерита. В пределах узла, по данным АГСМ-съемки выделяются площадные аномалии урана, тория, калия, тяготеющие, главным образом, к красноцветным отложениям лабазтахской свиты; зона предрифейского и предвендского структурно-стратиграфического несогласий отчетливо трассируется цепочкой урановых и ториевых аномалий.

При прогнозной оценке узла (на площадь 110 км²) на урановые месторождения канадского подтипа месторождений «типа несогласия» были приняты удельная продуктивность оцениваемой перспективной площади равной 20 т/км² [Кушнеренко, 2004]. Схожесть геологического строения, типа гидротермально-метасоматических новообразований, включая околорудные и расположенные в зоне предрифейского структурно-стратиграфического несогласия, с урановорудными объектами провинции Атабаска [Молчанов и др., 2004, 2006ф] позволяет оценить ресурсы узла без учета поправочного коэффициента. Прогнозные ресурсы урана категории Р₃ Биригиндино-Мюнюсяхского редкометалльно-редкоземельно-урановорудного прогнозируемого узла в рамках листа R-49 составляют:

$$M = S \times d \times q = 110 \times 20 = 2200 \text{ т урана.}$$

Проведенные в 2005–2006 годах Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» в пределах Биригиндинского, Мюнюсяхского и Боронгского участков буровые работы по заверке аэроаномалий вскрыли вблизи зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия урановорудные зоны с кондиционны-

ми рядовыми (0,2%) и убогими (0,03–0,05%) рудами. Данный факт указывает на высокие перспективы выявления в пределах Биригиндинско-Мюнсюхского редкометалльно-редкоземельно-урановорудного прогнозируемого узла комплексных месторождений типа несогласия, сходных с провинцией Атабаска на Канадском щите.

Из вышеизложенного следует, что металлогенический потенциал Анабарского щита представляется достаточно высоким, позволяющим предполагать возможность обнаружения урановых месторождений геолого-промышленных типов: «типа несогласия», ураноносных метасоматитов и карбонатитов. Перспективы выявления промышленно значимых объектов в пределах Куонамской ураноносной зоны, обусловленной наличием углеродсодержащих терригенных (черносланцевых) толщ с повышенным (до 0,00n %) содержанием урана, остаются неопределёнными. Для решения этого вопроса требуется постановка специальных тематических исследований.

Графит

Проявления графитовой минерализации имеют широкое распространение в пределах Анабарской минерагенической провинции. В отличие от железорудной, практически значимые проявления графитовой минерализации связаны, в основном, с более молодыми образованиями кристаллического фундамента, представленными кварцит-силлиманит-гиперстено-гнейсовой, гранат-гиперстено-гнейсовой, графит-гиперстен-гнейсовой глинозёмсодержащей и мрамор-гранато-гнейсовой графитсодержащей геологическими формациями, слагающими верхнеанабарскую и хапчанскую серии. Нередко минерализация приурочена к краевым частям жёстких глыб фундамента, расположенным вблизи тектонических зон раннепротерозойского заложения, а также к рудоконтролирующим тектоническим нарушениям в кристаллическом фундаменте, предположительно, того же возраста.

О характере локализации графитовой минерализации можно судить по проявлениям IV-1-44,46; V-1-3 на водоразделе р. Бол. Куонамка и ее правого притока р. Этиэбин (Ильинский блок II порядка) [Потуроев, 1966ф].

Чонгкоокский графитоносный прогнозируемый узел (2.0.4.gp) выделен в верховье руч. Чонгноо, правого притока р. Монхоло [Румянцев и др., 2003ф]. Площадь развития гранат-гиперстено-гнейсовой формации представлена двупироксеновыми гнейсами с частыми прослоями гиперстеновых гнейсов, кристаллосланцев и маломощными прослоями высокоглинозёмистых гнейсов с силлиманитом, гранатом и графитом.

Графитсодержащие породы приурочены к субсогласному с вмещающими толщами разлому. Мощность зоны дробления не превышает 100 метров при протяжённости около 3,5 км (IV-1-5). Графит развит в виде отдельных чешуек и их агрегатов размером до 5мм. Содержание графита в породе 45,35–48,16%.

Авторские [Румянцев и др., 2003ф] прогнозные ресурсы гафита категории P_2 до глубины 50 метров, при плотности 2,74 г/см³, среднем содержании 46,75% составляют 22,4 млн т. Площадь перспективна, достоверность прогноза средней надёжности (вызывает сомнение большая мощность полосы

распространения графитсодержащих гнейсов, а также высокие содержания полезного компонента). Предполагается выявление среднего по запасам (менее 15 млн т) месторождения.

Алмазы

В пределах листа R-49 выявлены крупнейшие месторождения коренных импактных и россыпных алмазов. В северной части листа расположена Попи-гайская астроблема, которая включает уникальные запасы технических алмазов [Масайтис и др., 1998]. В связи с отсутствием рентабельной технологии извлечения импактных алмазов и их низкой стоимостью месторождение не эксплуатируется.

На изученной территории открыто около 200 кимберлитовых тел, из которых около 30 трубок и даек являются слабо или убогоалмазоносными, а в трубке Малокуонамская содержание и качество алмазов позволяют рассчитывать на ее потенциальную промышленную значимость.

В пределах листа R-49 наибольшую практическую ценность представляют россыпные месторождения и проявления алмазов, которые активно отрабатываются горнодобывающими предприятиями.

Коренная алмазоносность

Куонамская алмазоносная прогнозируемая зона на площади листа R-49 объединяет более 200 тел кимберлитов и комагматичным им пород, 31 тело из которых алмазоносно, а тр. Малокуонамская содержит концентрации алмазов, позволяющие рассчитывать на ее потенциальную промышленную значимость.

Как отмечалось выше в полном объеме зона выделяется на площади развития куонамского и билляхского комплексов кимберлит-карбонатитового магматизма. Кимберлитовые тела зоны сконцентрированы в 9 полях (с севера на юг): Билляхском, Орто-Ыаргинском, Старореченском (Нижнекуонамском), Ары-Мастахском (Среднекуонамском), Дюкенском, Биригиндинском, Лучаканском, Куранахском, Сенкю-Оленёкском (Усть-Силегирском), прослеживающихся в единой полосе субмеридионального направления вдоль восточной границы Анабарского щита от истоков р. Улукит на юге до устья р. Маят на севере на расстоянии около 300 км (листы R-49, 50). Ширина зоны на севере 15–20 км, на юге – 90–100 км. Общая площадь зоны 25,5 тыс. км². В пределах листа R-49 она занимает площадь 19,6 тыс. км².

Карбонатитовые трубки взрыва куонамского комплекса широко развиты лишь в Орто-Ыаргинском и Старореченском полях, где составляют около 80% всех тел. В остальных полях комплекса карбонатиты развиты ограниченно и представлены единичными дайками и штоками. В Биригиндинском поле наряду с трубками, жилами, штоками и дайками кимберлитов установлено [Шахотько и др., 1986ф.; Тимофеев и др., 1987ф.] четыре массива карбонатитов центрального типа с сопровождающими их трубками, штоками, дайками.

Тектоническая позиция зоны определяется ее приуроченностью к северной ветви зоны глубинного Муна-Анабарского разлома [Межвилк, 1979], разделяющего Анабарский (на юго-западе) и Оленекский (на северо-востоке) блоки фундамента. По геофизическим данным зона разлома протяженностью 960 км трассируется вдоль северо-восточного края Анабарского щита от устья р. Попигай через Попигайскую депрессию до пос. Жиганск.

Наиболее изученными кимберлитовыми полями Куонамского кимберлитового комплекса являются Куранахское и Лучаканское, кимберлитам которых присуща, по сравнению с другими полями комплекса, несколько повышенная алмазоносность (до $0,067 \text{ кар/м}^3$) [Государственная..., 1984; Харьков и др., 1998]. На территории Куранахского поля находится трубка Малокуонамская, прогнозные ресурсы алмазов которой, оцененные по категории Р₁, составляют 5,8 млн карат при среднем содержании $0,17 \text{ кар/м}^3$ [Витковский и др., 2012 ф].

В северной части Куонамской зоны в 1986 г., при заверке магнитных аномалий выше устья р. Маят, были открыты и опробованы кимберлитовые тела (трубки Гренада, Надежда и тело неясной морфологии), объединенные в Билляхское кимберлитовое поле [Попов и др., 1989 ф]. По результатам крупнообъемного и кернавого опробования содержания алмазов в трубке Гренада составляет $0,031 \text{ кар/м}^3$ и $0,036 \text{ кар/т}$ соответственно, а в трубке Надежда - $0,008 \text{ кар/м}^3$ и $0,11 \text{ кар/т}$.

В 1995–2001 годах на площади Ары-Мастахского, Дюкенского, Лучаканского и Биригиндинского (R-49, 50) кимберлитовых полей Амакинской ГРЭ были проведены поисково-ревизионные работы, в результате которых были заверены буровыми и горнопроходческими работами наземные магнитные аномалии площадью от 1 га и более. В результате заверки аномалий было вскрыто 145 тел кимберлитов. По данным кернавого опробования, выполненного на 123 телах, установлена алмазоносность 26 кимберлитовых тел. Среднее содержание алмазов по выявленным алмазоносным телам не превышает $0,036 \text{ кар/т}$ [Прокопьев и др., 2001ф]. Всего, с учетом ранее проведенных работ [Крючков и др., 1968 ф], в пределах района работ на листах R-49, - 50 было выявлено 50 алмазоносных тел кимберлитовых пород, в том числе в Старореченском поле 5 тел (среднее содержание алмазов $0,003 \text{ кар/т}$), в Ары-Мастахском поле 8 тел (среднее содержание алмазов $0,003 \text{ кар/т}$), в Дюкенском поле 25 тел (среднее содержание алмазов $0,005 \text{ кар/т}$), на уч. Усть-Лучакан 2 тела (среднее содержание алмазов $0,018 \text{ кар/т}$) и в Лучаканском поле 10 тел (среднее содержание алмазов $0,021 \text{ кар/т}$). Максимальное содержание алмазов по отдельным телам не превышает $0,069 \text{ кар/т}$ (тр. Лыхчан-I). Всего из алмазоносных тел извлечено 299 кристаллов алмаза общим весом $1615,4 \text{ мг}$, со средним весом 1 кристалла – $5,4 \text{ мг}$. Максимальный вес 1 кристалла – $154,1 \text{ мг}$ (тр. Лыхчан-I). На основании полученных результатов исполнителями [Прокопьев и др., 2001ф] был сделан вывод о проявлении отчетливой закономерности увеличения продуктивности кимберлитов с севера на юг. Данный вывод плохо коррелируется с результатами крупнообъемного и кернавого опробования самого северного - Билляхского кимберлитового поля, среднее содержание алмазов в кимберлитовых телах которого составляет $0,06 \text{ кар/т}$.

При проведении поисков в Куонамской зоне отмечается неудовлетворительная представительность kernового опробования. Так, в 1963–1967 гг. в процессе проведения поисковых работ [Крючков и др., 1968ф] из крупнообъемных проб, отобранных при опробовании трубок Солнечная (7,9 м³), Невская (9,1 м³) и Туманность (40,5 м³), было извлечено по одному алмазу весом 11 мг, 15,6 мг, 68 мг соответственно. При kernовом ревизионном опробовании этих тел в 1995–2001 гг. их алмазосность не была подтверждена [Прокопьев и др., 2001ф].

Средние содержания алмазов в кимберлитах Куранахского поля по [Государственная..., 1984] составляют 0,073 кар/м³ (0,030 кар/т), в основном, за счет средних содержаний наиболее изученного объекта - трубки Малокуонамская (0,168 кар/м³) и, при удалении последних из подсчетов, они (0,041 кар/м³ = 0,016 кар/т) практически перестают отличаться от средних содержаний алмазов в кимберлитовых телах других полей.

В настоящее время в пределах Куонамской алмазосной прогнозируемой зоны выявлено около 350 кимберлитовых тел, из которых 60 трубок и даек являются алмазосными (более 200 и 31 на площади листа R-49, соответственно). Учитывая вышеизложенное, можно прогнозировать выявление на площади Куонамской зоны объектов, сравнимых по ресурсам с трубкой Малокуонамская.

Нами, согласно существующей методике [Оценка..., 2002], выполнен подсчет прогнозных ресурсов категории P₃ в целом по Куонамской алмазосной прогнозируемой зоне методом аналогии. В качестве эталонного объекта используется Куранахское кимберлитовое поле, площадью 1224 км², в пределах которого выявлено 6 алмазосных тел.

Подсчет средней удельной продуктивности (*d*) поля произведен по формуле:

$$d = K \times C_{cp} \times H \times n \times S_{cp} \times q / S_{пл}, \text{ где:}$$

K - коэффициент достоверности принимается 0,8;

C_{cp} - среднее содержание алмазов в алмазосных объектах Куранахского поля, рассчитанное нами по [Государственная..., 1984]) и равное 0,030 кар/т;

H - глубина подсчета (200м);

n - количество алмазосных тел (6);

S_{cp} - среднее сечение алмазосного кимберлитового тела – 40 000 м²;

q - удельная масса горной породы 2,5 т/м³;

S_{пл} - общая площадь эталонного объекта 224 км².

Исходя из приведенной выше формулы, удельная продуктивность эталонного объекта составляет:

$$d = 0,8 \times 0,030 \times 200 \times 6 \times 40\,000 \times 2,5 / 1224 = 2352,9 \text{ кар./км}^2.$$

Прогнозные ресурсы (*M*) категории P₃ Куонамской алмазосной зоны, при коэффициенте достоверности 0,8 составят:

$$M = S \times d \times q = 25\,500 \times 2352,9 \times 0,8 = 47\,999\,160 = 48 \text{ млн кар.}$$

В результате апробированные (паспорт ВСЕГЕИ № 5660756) прогнозные ресурсы категории P_3 Куонамской алмазоносной триасово-юрской прогнозируемой зоны составляют 48 млн кар.

Прогнозные ресурсы (M) категории P_3 Куонамской алмазоносной зоны в пределах листа R-49, при площади развития $19\ 600\ \text{км}^2$, составляют:

$$M = 19\ 600 \times 2352,9 \times 0,8 = 36\ 893\ 472 = 36,9\ \text{млн кар.}$$

Кроме того, находки С. А. Грахановым и В.М. Злобиным в аллювии рек Сербьян и Оюр-Юрях алмазов без следов механического износа (IV-3-17,18) в ассоциации с полным спектром минералов-индикаторов кимберлитов [Граханов и др., 2007] позволяют рассчитывать на обнаружение алмазоносных кимберлитов в центральной части Анабарского щита.

Россыпные месторождения алмазов

Все россыпи бассейна р. Анабар образовались в результате многократного перемива вторичных коллекторов алмазов и на значительные расстояния оторваны от своих коренных источников [Граханов и др., 2007]. В Прианабарье особую роль сыграли неогеновые отложения, заполняющие реликты эрозионно-карстовых депрессий. Наблюдается четкая корреляция алмазоносности современных россыпей с фрагментами распространения алмазоносных неогеновых долин, выполненных образованиями «эбеляхской толщи» [Гриненко и др., 2005]. Такие примеры многочисленны: россыпь р. Биллях - реликтовая залежь “Верхний Биллях” и “Верхний Биллях II”. В пределах россыпей Холомолоох, Куман, Хас-Сарара по бортам и днищам долин вскрыты эрозионно-карстовые западины, заполненные высокоалмазоносными неогеновыми осадками [Кириллин и др., 1988 ф; Полянский и др., 2004 ф; Граханов и др., 2007].

Эбелях-Маятский алмазороссыпный узел (0.5.1. di). В Анабарском районе промышленная алмазоносность всех притоков р. Эбелях, истоков этой реки, рек Холомолоох, Хара-Мас, Куман обязана развитию погребенных верхнечетвертичных долин. Именно к ним, а не к современному аллювию, приурочена промышленная алмазоносность. Современный аллювий в верхнем и среднем течении этих водотоков «вложен» в пойменную фацию верхнечетвертичного аллювия и лишь на приустьевых отрезках, где он начинает «прорезать» русловую фацию, уровень его алмазоносности достигает промышленных значений. При этом нередко можно видеть, что в днищах верхнечетвертичных долин фиксируются реликты карстовых полостей, выполненных неогеновым аллювием (россыпи Холомолоох, Куман, Биллях). Алмазоносные верхнечетвертичные отложения широко развиты и в бассейне р. Бол. Куонамка, особо это отчетливо проявлено в долинах рек Талахта, Небайбыт, Лев. Баргыдамалах и др. [Граханов и др., 2011 ф].

В долине р. Эбелях высокой продуктивностью отличаются надпойменные террасы. Наиболее крупные запасы алмазов включает четвертая надпойменная террасы, развитая в нижнем течении р. Эбелях в пределах листа R-49 [Граханов и др., 1985 ф; Граханов и др., 2007]

Эти наблюдения подчеркивают сложную многостадийную историю формирования россыпей севера Якутии: коренной источник → мезозойские коллектора → неогеновый коллектор → коллектор четвертичных погребенных долин и надпойменных террас → современные русловые россыпи.

Максимальные концентрации алмазов приурочены к районам неотектонических поднятий, на фоне которых проявляется глубинная эрозия, реки имеют узкие днища и характеризуются прямолинейностью или глубокооврезанными в коренные склоны меандрами. Мощность аллювия здесь в два-три раза меньше, а средние содержания алмазов - на порядок выше. В пределах самого крупного россыпного месторождения алмазов России - Эбеляхского, максимальные концентрации алмазов тяготеют к Нижнему участку, нижняя часть которого расположена в пределах листа R-49. Этот отрезок россыпи приурочен к узкой и не террасированной долине. Мощность руслового аллювия на этом отрезке небольшая, не превышающая 0,5–1,5 метра, часты отрезки русла, лишенные аллювия. Главенствующее влияние неотектонического фактора на алмазоносность россыпи подчеркивается обратной корреляционной связью между мощностью аллювия и содержаниями в нем алмазов, установленной для всех четвертичных россыпей Якутии: Эбелях, Биллях, Бол. Куонамка и т.д. Анализ характера распределения алмазов в продольном профиле большинства четвертичных россыпей позволяет подтвердить вывод ряда геологов о том, что тектонические движения, синхронные формированию аллювия, оказывают прямое влияние на уровень концентрации алмазов [Граханов и др., 2007; Жуков и др., 1968; Прокопчук, 1979]. В результате анализа продольных профилей основных россыпей установлено, что они имеют ступенчатый характер. Ступени продольного профиля долин наиболее ярко проявлены на участках неотектонических поднятий и, вероятно, являются отражением влияния положительных структур более мелкого порядка. Как правило, это каменные островки с выступающими коренными породами, на которых фиксируются фрагменты маломощного аллювия. Эти участки наиболее благоприятны для ураганных концентраций алмазов (10–100 кар/м³).

Формирование россыпи в зоне неотектонического поднятия придало своеобразие и продуктивной толще аллювия. Продольный профиль долин довольно крутой с трассирующимися по бортам долины крупными обнажениями коренных пород. Интенсивная боковая и глубинная эрозия обусловили то, что большая часть отложений русла сложена аллювиальными, делювиальными и делювиально-аллювиальными фациями. По составу все три фациальные толщи однотипны, так как везде преобладает местный коренной материал разных гранулометрических классов и в разных соотношениях, но аллювиальные фации тяготеют к стрежневой части русла и намываемым берегам. От делювиальных и смешанных фаций они отличаются включением гальки, гравия и валунов чуждых району пород, доля которых в аллювии ничтожна мала. В аллювиальных фациях пестрый минералогический состав тяжелой фракции, где практически всегда присутствуют крупные минералы - спутники алмаза, в них более высока доля псаммитовой составляющей. Аллювиальные фации с повышенным содержанием экзотических пород, повышенным выходом тяжелой фракции шлиха и наличием крупных пиропов выделяются высокой продуктивностью [Граханов и др., 2007].

Большая, возможно, основная роль, в концентрации алмазов принадлежит составу подстилающих пород. Основная часть промышленных россыпей бассейна р. Анабар тяготеет к полям развития закарстованных доломитов кембрия, венда и рифея.

Перспективы алмазности *Эбелях-Маятского алмазороссыпного узла* на площади листа R-49 не ограничены апробированными запасами и прогнозными ресурсами. Анализ фондовых материалов показал, что определенные перспективы наращивания минерально-сырьевой базы россыпных алмазов в его пределах связаны с надпойменными террасами р. Анабар.

Россыпь р. Анабар является крупным россыпным объектом, превосходящим многие промышленные россыпи и уступающим только россыпи р. Эбелях. Она прослеживается от устья р. Эбелях до устья р. Уджа. Россыпь Анабар своим происхождением обязана поступлению алмазов из притоков рек Эбелях, Биллях, Хара-Мас, Маят и ряда мелких ручьев. Несмотря на пространственную близость, россыпь р. Анабар обособлена от россыпи Бол. Куонамка, отличаясь от последней кристалломорфологическими особенностями алмазов, их физическими свойствами, средними весами камней и, напротив, приближена по этим характеристикам к россыпям Эбеляхской алмазносной площади. По геолого-геоморфологическому строению в пределах россыпи выделяется два участка - первый, от устья р. Эбелях до устья р. Биллях, характеризуется террасированным поперечным профилем - второй, от р. Биллях до р. Кюрюктюр, выделяется каньонообразным профилем. В отличие от россыпи р. Эбелях, где максимальные содержания алмазов тяготеют к каньонообразному отрезку долины, на россыпи р. Анабар повышенная алмазность установлена в пределах террасированного участка. Именно здесь максимальные концентрации алмазов по шурфовочным пробам достигают 5,54 кар/м³, по горным линиям - 0,96 кар/м³ и в среднем по участку составляют 0,62 кар/м³ [Зарецкий др., 1970 ф; 1971 ф; 1972 ф].

Продуктивность русловой россыпи р. Анабар обусловлена размывом надпойменных террас, которые в настоящее время совершенно не изучены. По аналогии с р. Эбелях надпойменные террасы р. Анабар могут содержать значительные концентрации россыпных алмазов. Так только в одном фрагменте четвертой надпойменной террасы (15 км от устья) р. Эбелях запасы алмазов превышают один млн кар. [Граханов и др., 1985 ф]. Учитывая отсутствие оценочных параметров, за аналогию взяты средние значения алмазности четвертой надпойменной террасы устьевой части р. Эбелях, где средняя мощность продуктивных галечников составляет 4,0 м, а среднее содержание - 0,82 кар/м³ (табл. 14).

Таким образом ожидаемый прирост ресурсов по Эбелях-Маятскому алмазороссыпному узлу может составить 1,0 млн карат категории P₃, а общая сумма запасов и ресурсов узла в пределах листа R-49 - 26,36 млн карат.

Куонамский алмазороссыпный узел (0.5.2. di). Геологическое строение бассейна р. Бол. Куонамка, выделенного в Куонамский алмазороссыпный узел, довольно сложное. Это обусловлено тем, что в четвертичное время происходила неоднократная перестройка гидросети с изменением ее генерального направления.

Оценка ресурсов прогнозируемого алмазороссыпного месторождения «Надпойменные террасы р. Анабар»

Категория ресурсов	Средние параметры проявления			Ресурсы, млн	
	площадь, м ₂	Мощность песков, м	содержание алмазов, кар/м ³	песков, м ³	алмазов, кар
Р ₃ :	305 000	4,00	0,82	1,22	1,0

Скорее всего, эти процессы были обусловлены горным оледенением в центральной части Анабарского массива в средне-верхнечетвертичное время, когда под массой льда происходило прогибание толщи подстилающих пород, что способствовало изменению направлению водотоков. В это время р. Бол. Куонамка не впадала в р. Анабар, а через долину р. Старая впадала в р. Попигай [Граханов и др., 2011ф]. Генеральное направление течения р. Бол. Куонамка с верхнечетвертичного времени резко изменилось. Этому способствовало то, что в начале каргинского времени было резкое потепление климата, приведшее к интенсивному таянию долинных и, возможно, покровных ледников. В результате бурного таяния ледников большие массы воды в значительной степени изменили конфигурацию гидросети. В этой связи также логично выглядит разработанная М. Г. Гросвальдом теория глобальных гляциальных гидрокатастроф, происходящих в ледниковые эпохи при прорывах на земную поверхность гигантских объемов подпрудных ледниковых и подледных озерных вод [Гросвальд, 1999]. Тогда по ослабленным зонам, а это, в первую очередь, тектонические нарушения, стали образовываться долины прорыва и речные перехваты, а р. Бол. Куонамка от устья р. Старая по разлому, который далее трассируется по долине р. Улахан-Тюлень, устремилась в реку Анабар. За существование этого перехвата говорит следующее: а) выработанная долина р. Бол. Куонамка трассируется в долину р. Старая и резкий поворот реки на 90 градусов совершенно неестественен; б) каньонообразная долина р. Бол. Куонамка отличается полным отсутствием надпойменных террас ниже р. Старая; в) резкое несоответствие направлений течений р. Улахан-Тюлень и р. Бол. Куонамка; г) понижение плотика вверх по течению в долине р. Старая относительно русла р. Бол. Куонамка [Граханов и др., 2011ф].

Наличие более мелких долин прорыва можно наблюдать и на других отрезках р. Бол. Куонамка. Так, относительно недавно, были сформированы долины прорыва в устьевых отрезках р. Баргыдамалах, Прав. Баргыдамалах, Лев. Баргыдамалах, Ары-Мастах и многих других. Устьевые отрезки этих водотоков каньонообразные, со скальными выходами в устье и развитыми конусами выноса валунно-глыбового материала чуть ниже их устьев, которые, в отличие от аллювиальных кос, характеризуются отсутствием алмазов или их убогим содержанием [Граханов и др., 2011 ф].

Таким образом, в верхнечетвертичное время долина р. Бол. Куонамка претерпела кардинальную перестройку и, возможно, что надпойменные террасы

и ее притоки генетически не связаны с формированием основной реки. На это указывают характер долины, мощность аллювия, минеральный состав тяжелой фракции и типоморфные особенности алмазов. Небольшие притоки протяженностью 10–20 км, где в устьевых частях фиксируются долины прорыва, в средней и верхней частях имеют широкие, хорошо выработанные долины со значительными мощностями аллювиальных отложений, которые значительно превышают таковые основной реки [Граханов и др., 2011 ф].

В настоящее время главным фактором формирования речной долины р. Бол. Куонамка является активная глубинная эрозия, поэтому отдельные участки русла полностью лишены аллювиального покрова. Особенно это характерно для стречневых наиболее глубоких участков русла. Такая же закономерность сохраняется и для устьевых отрезков боковых притоков реки, где были сформированы долины прорыва. Эти участки бывают практически полностью лишены аллювия, в днище ручьев выходят коренные породы или оно полностью завалено глыбовыми развалами [Граханов и др., 2011 ф].

Долина р. Бол. Куонамка на участках россыпной алмазоносности формируется в терригенно-карбонатных породах рифея, венда и кембрия, которые прорваны интрузиями основного состава протерозойского и мезозойского возрастов, триасовыми и юрскими кимберлитами и верхнеюрскими карбонатизированными брекчиями щелочно-ультраосновного состава. Аллювиальный комплекс долины включает отложения четырех надпойменных террас, образования русла, низкой и высокой пойм. В основании крутых склонов широко развиты коллювиальные отложения, а в устьях ряда притоков - конуса выноса делювиально-аллювиальных образований.

Карбонатные породы рифея и венда сыграли одну из важных ролей в формировании россыпной алмазоносности бассейна р. Бол. Куонамка. Это обозначилось в том, что в их разрезе значительный объем занимают хорошо карстующиеся доломиты юсмастакской и старореченской свит, а наличие карста играет одну из решающих ролей в концентрации россыпных полезных ископаемых [Граханов и др., 2007]. Аналогию можно провести с площадями развития хорошо карстующихся доломитов анабарской свиты среднего кембрия, где сконцентрированы основные промышленные месторождения россыпных алмазов северо-востока Сибирской платформы: Эбелях, Биллях, Маят, Гусиный, Холомолоох и др. Ко всем этим россыпям тяготеют карстовые воронки и эрозионно-карстовые депрессии, которые заполнены высокоалмазоносными древними галечниками. Эти примеры можно продолжить и по бассейну р. Бол. Куонамка, так как в долине р. Талахтах вскрыты высокоалмазоносные карстовые образования. Вполне естественно, что аналогичные алмазоносные объекты будут обнаружены и в долине р. Бол. Куонамка. Конечно, учитывая интенсивную глубинную эрозию, вряд ли их следует ожидать в днище долины, а на ее склонах или в долинах притоков их присутствие вполне предсказуемо [Граханов и др., 2011 ф].

При проведении поисково-оценочных работ на россыпи Бол. Куонамка [Граханов и др., 2011 ф] было установлено, что стоимость алмазов этого объекта самая высокая из всех эксплуатируемых россыпей Лено-Анабарской субпровинции. Этот факт позволит рентабельно эксплуатировать россыпь с низкими параметрами алмазоносности и вполне вероятно, что промышлен-

ную ценность будет представлять слабоалмазоносное продолжение россыпи, которое трассируется за границы вовлеченного в разведочные работы объекта. Предполагается, что практическую ценность будут представлять аллювиальные отложения русла реки Бол. Куонамка от устья рч. Уччугей-Хос-Юрях до устья р. Хапчан (50 км), где прогнозируется алмазороссыпное проявление «Бол. Куонамка II». Для определения оценочных параметров нами были использованы данные горных работ Амакинской экспедиции (лл. – 64, 65, 66) [Крючков и др., 1966 ф] и данные ОАО «Нижне-Ленское» (л.- 1360) [Граханов и др., 2011ф]. Эти данные позволили рассчитать параметры алмазоносности и произвести оценку прогнозных ресурсов по кат. P₃ (табл. 15, 16).

Таблица 15

Расчет средних мощностей песков и содержаний алмазов по разведочным линиям россыпного проявления «Бол. Куонамка II», борт 0,09 кар/м³ [данные по горным линиям, Крючков и др., 1966 ф; Граханов и др., 2011 ф]

Категория ресурсов	№№ линий	№№ шурфов	Длина влияния, м	Мощность песков, м	Среднее содерж., кар/м ³	Линейные запасы	
						песков	алмазов
P ₃	1360	4	10,2	0,5	0,09	5,1	0,46
		5	9,5	0,4	0,28	3,8	1,06
		6	10,0	0,3	0,28	3,0	0,84
		7	10,0	1,8	0,19	18,0	3,24
По линии:			39,7	0,75	0,19	29,9	5,60
По линии:	64	2514	20,0	2,0	0,29	40,0	11,6
	65	1625	21,0	3,0	0,11	63,0	6,93
		1626	16,0	2,7	0,15	43,2	6,48
		1627	21,0	2,1	0,11	44,1	4,85
		1628	25,0	1,9	0,21	47,5	9,98
		1629	22,0	2,3	0,25	50,6	12,65
		1630	23,0	2,1	0,13	48,3	6,28
По линии:			128,0	2,32	0,16	296,7	47,17
	66	1647	20,0	3,5	0,10	70,0	7,0
		1646	20,0	2,1	0,87	42,0	36,54
По линии:			40,0	2,8	0,39	112,0	43,54
По блоку P ₃ :			227,7			478,6	107,91
Средние параметры:			56,9	2,10	0,22		

Оценка прогнозных ресурсов россыпного проявления «Бол. Куонамка II»

Категория ресурсов	Средние параметры проявления				Ресурсы, млн	
	длина, м	ширина, м	мощность песков, м	содержание алмазов, кар/м ³	песков, м ³	алмазов, кар
P ₃ :	50 000	56,9	2,10	0,22	5,97	1,31

Таким образом, ожидаемый прирост прогнозных ресурсов по Куонамскому алмазороссыпному узлу может составить 1,31 млн карат по категории P₃, а общая сумма запасов и ресурсов узла – 14,62 млн карат.

Геологоразведочные работы последних лет позволили выявить два новых россыпных объекта со средним прогнозным потенциалом. По авторской оценке общий прирост ресурсов россыпных алмазов в пределах листа R-49 составит 2,31 млн кар.

Алмазы импактные

Алмазодержащими породами, которые представляют собой руды коренных месторождений и проявлений, являются импактиты (тагамиты и зювиты), возникшие за счет графитсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев, подвергшихся ударному метаморфизму и плавлению при взрыве ударившего космического тела и образовании гигантского кратера Попигайской астроблемы. Импактные алмазы являются акцессорными минералами импактитов и содержатся также в ударно-метаморфизованных гнейсах и в некоторых типах импактных брекчий. Алмазы распространены также в различных генетических типах рыхлых отложений, возникших при дезинтеграции и переотложении алмазодержащих коренных пород [Масайтис и др., 2013].

Попигайский позднеэоценовый рудный район импактных алмазов (0.2.di/P₂), выделяемый на КЗПИ, площадью ~ 1150 км², включает в себя всю территорию Попигайского кратера и зону ближнего выброса, на которой получили широкое развитие коренные алмазоносные образования - импактиты, ударно-метаморфизованные гнейсы и алмазоносные импактные брекчии. В пределах района, разведано два месторождения импактных алмазов Ударное-4 (I-4-6) и Скальное-5(I-3-3), выявлены алмазоносные участки Встречный, Таас, Тонгулах Эге-Юряге, Сюрюнге.

Особенностью внутренней структуры астроблемы является наличие центральной впадины, кольцевого поднятия кристаллического основания и кольцевого желоба, последний окружен зоной деформированных пород, особенно четко выраженной в осадочном чехле. Впадина и желоб заполнены различными импактными брекчиями и импактитами, возникшими при ударных преобразованиях и перемещении раздробленных и переплавленных местных пород. Импактные брекчии и импактиты развиты также на небольших участках за пределами кратера, это сохранившиеся от эрозии останцы покрова выбросов.

По геофизическим данным и данным бурения, а также исходя из геологической модели астроблемы, импактиты и импактные брекчии образуют в целом гигантскую линзу сложной формы и строения, диаметр которой около 70 км, а мощность в центральной части может достигать 2–3 км. Линза неоднородна как по латерали, так и вертикали. Алмазоносные импактиты залегают в виде мощных (до 600 м) и протяженных (до 10–15 км) субгоризонтальных пластовых и линзовидных тел, встречаются также более мелкие неправильные тела мощностью в десятки метров [Масайтис и др., 1998].

Результаты опробования, проведенного на всей площади развития импактитов, показали, что в пределах района могут быть выделены три концентрические зоны – Центральная радиусом 20 км, Кольцевая в пределах радиусов 30–45 км и Периферическая с радиусами 45–60 км. Установлен более низкий уровень содержания алмазов в импактитах Центральной зоны и возрастание концентраций по отдельным лучевым направлениям от центра структуры во всех зонах, особенно в Кольцевой и Периферической, при этом концентрации алмазов в зювитах и тагамитах изменяются синбатно. Перспективные участки и месторождения высокоалмазоносных импактитов расположены в пределах «лучей», радиально расходящихся от центра кратера [Масайтис и др., 1998]. Так, в пределах северного луча находятся месторождение Ударное и участки Встречный и Таас, в пределах северо-восточного – участки Тонгулах и Эге-Юряге, однако наиболее четко выражен юго-западный луч, где располагается самое крупное и богатое месторождение Скальное, вытянутое полосой на юго-запад с примыкающим к нему участком Сюрюнге. Такие «лучи» импактитов с повышенными содержаниями алмазов обусловлены неравномерным распределением графита в гнейсах и выбросом возникшего за счет этого графита в разной степени алмазоносного расплава по различным радиусам [Масайтис и др., 2013].

Запасы и прогнозные ресурсы месторождений и перспективных участков Попигайского района ($0.4.d_i/P_2$) приведены выше в разделе «Полезные ископаемые». В целом достоверные запасы и прогнозные ресурсы импактных алмазов в коренных высокоалмазоносных породах на общей площади около 120 км² составляют: по кат. В+С1 – 100 357,27 млн каратов, кат. С2-167 627,34 млн каратов; забалансовые – 43 090,2 млн каратов; прогнозные ресурсы категорий P₁ и P₂ (при коэффициенте достоверности 0,75) – 18 370 и 325 440 млн каратов, соответственно. Примерная оценка общего количества алмазов в слое импактитов мощностью 50 м на остальной площади (около 1020 км²), помимо площадей месторождений и перспективных участков, составляет примерно 150 000 млн карат (при коэффициенте достоверности 0,5) [Симонов и др., 2004].

Далдын - Догойский россыпной узел импактных алмазов (0.5.3. di_i) входит в состав Анабарской неоген-четвертичной площади промышленных россыпных месторождений алмазов (0.5. di/N-Q). Импактные алмазы в рыхлых пелитических-четвертичных отложениях установлены в составе различных их генетических типов практически на всей площади Попигайской астроблемы и в непосредственной близости от нее. Эти отложения сформировались за счет эрозии алмазоносных коренных пород, а также пород нормального геологического разреза и поступления больших объемов продуктов их разрушения в

древнюю и современную речную сеть. Преимущества россыпей перед коренными месторождениями заключаются в повышенном содержании в них крупных фракций алмазов, в более высокой прочности последних в силу «облагораживающего» влияния обработки при водном переносе, а также в более дешевой технологии их извлечения из природных источников, исключая стадию дробления [Масайтис и др., 1998; Науменко, 2004].

В результате поисково-оценочных и поисковых работ на россыпные алмазы повышенной крупности [Чернокнижников, Кириченко и др., 1985ф; Чернокнижников, Кириченко и др., 1988ф; Плотникова и др., 1985ф] в пределах узла были уточнены закономерности концентрации импактных алмазов в россыпях. Установлено, что наибольшее влияние на концентрацию оказывает не общая высокая степень промытости зернистого материала, что обычно определяет накопление кимберлитовых алмазов, а высокая степень концентрации зерен тяжелой фракции. Продуктивные алмазоносные галечники средней степени промытости, в которых отложения достаточно отсортированы по зернистости и по удельному весу, обнаружены по всей долине р. Догой, в среднем и частично нижнем течении они образуют россыпное месторождение, по запасам импактных алмазов относимое к разряду крупных. Верхнее течение р. Догой и приустьевые части долин его притоков также представляют практический интерес. Залегающие здесь толщи рыхлых осадков содержат пласты достаточно высокоалмазоносных отложений.

Импактные алмазы, обнаруженные в россыпях, обладают рядом свойств, выгодно отличающих их от алмазов, получаемых из коренных импактных пород. Прежде всего, естественное высвобождение алмазов из импактитов природными процессами выветривания обеспечивает в россыпном их проявлении наличие натуральной гранулометрии против получаемой искусственно при дроблении коренных алмазоносных пород. По данным опробования россыпей 80% алмазов содержатся в классах размерности $-4 - 2$ и $-2+1$ мм. Максимальные размеры и вес обнаруженных кристаллов в 1979–84 гг. до 8,6 мм и 380 мг. Преобладающая размерность алмазов, извлекаемых обогатительными приемами того же периода из коренных пород, не превышает 1 мм (преимущественно в классе $-0,5+0,1$ мм).

Актуализированные по отчетным данным о поисковых и поисково-оценочных работах в пределах Далдын-Догойского россыпного узла [Чернокнижников, Кириченко и др., 1985 ф; Чернокнижников и др., 1988ф; Плотникова и др., 1985 ф] суммарные запасы и ресурсы алмазов составляют 224,03 млн карат, в том числе: запасы категории $C_2 - 12,41$ млн карат; прогнозные ресурсы категорий P_1 , P_2 и P_3 соответственно 48,30; 91,07 и 72,25 млн карат. В настоящее время запасы россыпных месторождений, в отличие от запасов коренных месторождений Попигайского района, не учтены Госбалансом РФ.

Крупные размеры и комплексная алмазоносность россыпей восточной и юго-восточной частей Далдын-Догойского россыпного узла (содержание кимберлитовых алмазов 5–7%) и близость к осваиваемым россыпным объектам кимберлитовых алмазов бассейна нижнего течения р. Бол. Куонамка [Граханов и др., 2011ф] не исключают в перспективе их вовлечение в разработку.

Общие прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых района

Прогнозный потенциал площади листа R-49 представляется достаточно высоким, позволяющим предполагать, наряду с выявленными и эксплуатируемыми объектами, возможность обнаружения россыпных и коренных месторождений алмазов (кимберлитовых и импактных), урановых, золоторудных и редкоземельно-редкометалльных месторождений промышленных генетических типов. Данные по имеющимся паспортизированным и авторским прогнозным ресурсам полезных ископаемых рассматриваемой территории сведены в прил. 3. Наиболее перспективные, впервые выявленные и апробированные в ходе составления комплекта листа объекты полезных ископаемых, их прогнозные ресурсы и рекомендации по дальнейшим работам представлены в прил. 4.

Оценка перспектив нефтегазоносности территории

Рассматриваемая площадь находится на территории Анабарской нефтегазоносной области (НГО), входящей в состав обширной Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (НГП). 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-Оленекской антеклизы привели к выводу на поверхность и денудации этих нефтенасыщенных горизонтов, что обусловило широкое распространение на площади продуктов гипергенного преобразования нефтей – битумов, мальт, асфальтидов [Поляков и др. 2011].

На склонах Анабарского поднятия выделяются [Каширцев и др., 2010] Западно-Анабарское, Северо-Анабарское и Восточно-Анабарское битумные поля, включающие в себя соответственно Медвежье, Рассохинское и Куонамское скопления битумов. Два последних находятся на площади листа R-49.

Рассохинское скопление выявлено на северном склоне Анабарского свода. Оно приурочено к зоне контакта песчаников лабазтахской и бурдурской свит рифея с доломитами нижнего кембрия. Содержание битумов в нижнерифейских песчаниках составляют здесь 0,04–0,3%. Все битумы вторичные, размещаются в цементе и по плоскостям наслоений, в микротрещинах зерен и вокруг них. Ресурсы битумов Рассохинского скопления ориентировочно оценены в 200–300 млн т [Каширцев и др., 2010; Парфенова и др., 2014].

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 эмьяксинской 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 [Успенский, 1964].

Предполагаемая площадь распространения выходов битумосодержащих пород Восточно-Анабарского поля оценивается примерно в 6 000 км², а ресурсы битумов ориентировочно оценены в 2–2,3 млрд т [Парфенова и др., 2014].

Широкое распространение в районе продуктов гипергенного преобразования нефтей свидетельствует о масштабности имевших здесь место процессов нефтегазообразования. Предполагается, что формирование залежей УВ 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.

Глубокие колонковые скважины в районе трубки «Удачная», вскрывшие мархинскую и чукукскую свиты, показали, что битумопроявления прослеживаются на глубину по крайней мере до 1100 м [Липенков и др., 2016].

По геофизическим данным [Мухин и др., 2014ф] глубина залегания кристаллического фундамента на юге и юго-западе изученного района не превышает 1 км, а на востоке и северо-востоке – 1,5–2 км. С учетом мощностей потенциально нефтегазоносных рифейских и венд-кембрийских толщ, их пологого моноклинального залегания и отсутствия перекрывающих их отложений выявление на территории нефтегазоконденсатных месторождений, не затронутых процессами гипергенеза, маловероятно. На погруженных склонах Анабарского свода, там, где рифейские, вендские и кембрийские резервуары залегают в настоящее время на глубинах более 1 км и, следовательно, не подвержены влиянию процессов гипергенеза, залежи УВ, вероятно сохранились.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологическая съемка на территории листа R-49 не проводилась, поэтому сведения о гидрогеологических условиях района базируются на материалах, полученных в разные годы при проведении разного рода геологических исследований, обобщенных в монографии «Гидрогеология СССР», т. XX [1970], [Геологическая..., 1983] и обзорных гидрогеологических и гидрогеохимических картах.

В соответствии со структурно-гидрогеологическим районированием [Куренной и др., 2004; ГИС-Атлас..., 2008] в пределах листа R-49 на гидрогеологической схеме выделяются два типа гидрогеологических структур – часть Восточно-Сибирской криогенной артезианской провинции и Анабарский криогенный гидрогеологический массив. К Восточно-Сибирской провинции на территории листа R-49 относятся фрагменты Хатангского (I_1), Оленёкского (I_2) и Тунгусского (I_3) криогенных артезианских бассейнов. В качестве структуры третьего порядка выделяется Попигаийский гидрогеологический район.

Гидрогеологические условия региона определяются геологическим строением территории и ее климатическими, орографическими и геокриологическими особенностями. Климат здесь резко континентальный, субарктический с малым количеством атмосферных осадков (до 300 мм в год). Среднегодовые температуры порядка – 12°C с амплитудой колебания температуры воздуха в течение года до 90°. Зимний период длится около 8 месяцев. Снежный покров тает в мае-июне. Атмосферные осадки выпадают главным образом с мая по сентябрь.

Рельеф территории в основном низкогорный на западе и низменный в восточных районах. Отметки поверхности региона снижаются в восточном, северном и южном направлениях от 700–1000 м на Анабарском плоскогорье до 220–270 м на водоразделах рек Оленёк, Мал. Куонамка, Анабар, Попигаий и др. Преобладают плоскогорья и низменные равнины. Плоскогорья довольно сильно расчленены. V-образные долины врезаны на глубину 150–500 м. Водораздельные пространства широкие с малыми уклонами поверхности, что способствует слабой дренированности деятельного слоя и приповерхностным залеганием зеркала грунтовых вод.

Большая часть атмосферных осадков расходуется на поверхностный сток. В зимнюю межень речной сток значительно уменьшается. Так, расход р. Оленёк в зимнее время у о. Сухана составляет 1 м³/с, против 11 000 м³/с в

период весеннего паводка. Режим рек указывает на весьма скудное питание за счет подземных вод, что подтверждается отсутствием наледей и сквозных таликов [Гидрогеология СССР, 1970; Геологическая ..., 1983].

Мощность пояса отрицательных среднегодовых температур здесь достигает 1500 м. Мощность зоны многолетнемерзлых пород во многом определяется минерализацией подземных вод, содержащихся в породах с отрицательными температурами. В районах с развитием в водоносных горизонтах соленых вод и рассолов мощность зоны многолетнемерзлых пород составляет 200–600 м (Оленёкский криогенный артезианский бассейн и др.). В районах распространения маломинерализованных подземных вод мощность зоны многолетней мерзлоты может достигать 1000 м (Попигайский гидрогеологический район).

Подземные воды в верхней части разреза территории связаны с оттаивающим в летнее время деятельным слоем мощностью до 0,5–1,5 м, редко более. Кроме того, в долинах крупных рек – Оленёк и его притоков, Фомич, Рассоха, Анабар, развиты поверхностные талики, в пределах которых водоносные горизонты содержат воду в жидкой фазе на глубинах до 10 м и более.

В пределах артезианских структур ниже зоны многолетнемерзлых пород распространены водоносные горизонты с подмерзлотными водами, как правило – солеными и рассолами. Кроме того, вероятно развитие межмерзлотных вод.

Для данной территории выполнена гидрогеологическая стратификация разреза. Распространение основных гидрогеологических подразделений показаны на гидрогеологической схеме. Как видно, на поверхность выходит ряд криогенных водоупорных горизонтов, в том числе палеогеновый (Р), триасовый (Т), пермский (Р), венд-кембрийский (V-Є₁), кембрийский (Є), рифейский (RF), архейский (AR). Их перекрывает практически повсеместно криогенный водоупорный горизонт плиоцен-четвертичных образований (на схеме не показан). В молодых и современных образованиях развиты надмерзлотные подземные воды, связанные сезонным талым слоем либо подрусловными таликами.

Учитывая особенности гидрогеологических условий территории, связанные с развитием сплошной многолетней мерзлоты, ниже приводится характеристика водоносности пород территории с выделением основных гидрогеологических подразделений.

Водоносность плиоцен-четвертичных образований. Породы плиоцен-четвертичного возраста имеют практически повсеместное распространение. Они представлены в основном элювиально-делювиальными, пролювиальными, а также лимническими и аллювиальными образованиями, сложены суглинками, супесями и песками, реже щебнем и более грубозернистым материалом общей мощностью до первых десятков метров и более. Породы проморожены. В летне-осенний период верхняя часть толщи оттаивает. Этот **сезонный талый слой** водоносен. Мощность его до 0,5–1,5 м. Водопритоки в шурфы измеряются сотыми долями литра в секунду. Минерализация этих вод составляет 0,02–0,2 г/дм³, состав гидрокарбонатный кальциевый, либо магниевый-кальциевый [Алексеев, 2009]. Практического значения для организации централизованного водоснабжения эти воды не имеют.

Наряду с деятельным слоем водоносность плиоцен-четвертичных образований связана с *подрусловыми таликами*. Последние развиты в долинах крупных рек территории, имеющих постоянный сток – Оленёк, Анабар, Фомич, Рассоха и др.. Обычно они располагаются под глубокими непромерзающими плёсами. Водовмещающими являются песчано-гравийно-галечные отложения. Мощность водоносного горизонта составляет 5–30 м. Коэффициент водопроницаемости русловых отложений составляет порядка 3,6–106,8 м²/с. Воды подрусловых таликов имеют гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав с минерализацией до 0,5 г/дм³ [Алексеев, 2009]. Отдельные участки подрусловых таликов могут быть весьма перспективны для добычи подземных вод для целей водоснабжения.

Водоносность отложений палеогена. Породы палеогена приурочены к Попигайской котловине. Они представлены комплексом импактитов и импактных брекчий. Брекчии псаммито-алевритовые со щебнем и глыбами осадочных и кристаллических пород, включениями импактных стекол, линзы и гнезда зювитов, мелкие тела тагамитов (50–1200 м). Верхняя часть разреза пород палеогена заморожена и образует *криогенный водоупорный горизонт палеогеновых отложений*. Мощность горизонта порядка 1000 м. Под многолетнемерзлыми породами развит *палеогеновый водоносный горизонт* с подземными водами повышенной минерализации. Данные по водоносности пород отсутствуют.

Водоносность триасовых отложений. Породы триаса развиты довольно ограниченно на северо-востоке и юге территории. На северо-востоке территории развита молюдинская свита нижнего триаса, представленная покровами и потоками базальтов, туфами, туфобрекчиями, туффитами, прослоями песчаников, аргиллитов и алевролитов мощностью до 200 м. Толща полностью заморожена и представляет собой *криогенный водоупорный горизонт триасовых отложений*.

Водоносность пермских отложений. Пермские отложения распространены на ограниченных участках северо-востока листа в Бур-Уджинской и Попигай-Куонамской СФЗ, где слагают булгунняхтахскую и онкучахскую свиты. Породы представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углестыми сланцами с прослоями углей, линзами и слоями конгломератов и гравелитов. Мощность пород порядка 200 м. Породы заморожены и образуют *криогенный водоупорный горизонт пермских отложений*.

Водоносность кембрийских отложений. Кембрийские отложения довольно широко распространены на территории листа R-49, обрамляя Анабарский щит с северо-запада (Фомич-Рассохинская СФЗ), востока (Анабаро-Куонамская СФЗ) и юга (Мойеро-Оленекская СФЗ). Они слагают целый ряд свит (чукукская, оленекская, джахтарская и др.), трех отделов кембрийской системы, представлены карбонатными образованиями – известняки, доломиты, мергели, простои алевролитов, горючих сланцев суммарной мощностью 600–1000 м. На территориях выхода пород кембрия на дочетвертичную поверхность до глубин 200–600 м породы заморожены и образуют *криогенный водоупорный горизонт кембрийских отложений*. В пределах этого горизонта вероятно распространение, так называемых, межмерзлотных вод с

минерализацией порядка 100 г/дм³. Так южнее рассматриваемой территории на надпойменной террасе рек Сытыкан, Далдын на глубине 48–74 м в верхнекембрийских пористых и трещиноватых известняках вскрыты хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией до 100 г/дм³ [Алексеев, 2009].

Ниже подошвы зоны многолетнемерзлых пород развит **водоносный горизонт кембрийских отложений**, в котором распространены подмерзлотные преимущественно рассольные воды. На северо-западе территории листа (Фомич-Рассохинская СФЗ), можно выделить нижнекембрийский водоносный горизонт известняков и доломитов медвежинской, парфен-юряхской, киэнг-юряхской и попигайской свит. Выше лежащие среднекембрийские известняки (далбыхская, чумнахская свиты) проморожены.

На восточной и южной краевых частях листа можно выделить *среднекембрийский и нижнекембрийский водоносные горизонты* известняков и доломитов, разделенных водоупорной толщей горючих сланцев, мергелей, известняково-глинистых пород мощностью 60–80 м (куонамская свита). Гидрогеологические характеристики выделенных водоносных горизонтов отсутствуют. Вместе с тем, в сопредельных районах [Алексеев, 2009] известняково-доломитовые отложения среднего кембрия мощностью до 480 м изучены пластоиспытателем КИИ-95. Водопритоки при полной депрессии изменялись от 0,1 до 2,8 л/с. Тип коллектора кавернозно-поровый. Водосодержащие породы неоднородны по фильтрационным параметрам. Коэффициент водопроводимости изменяется от 1,0 до 60,0 м²/сут. Пластовое давление в горизонте 4,5–9,0 МПа. Подземные воды горизонта там рассольные хлоридные кальциевые с минерализацией 300–400 г/дм³.

Сведения о нижнекембрийском водоносном горизонте тоже получены только по соседним территориям, где он вскрыт скважинами на глубине порядка 1500 м. Горизонт приурочен к карбонатной толще, местами трещиноватой. Коэффициент водопроводимости достигает 50–60 м, что указывает на довольно высокую водообильность горизонта. [Геология, гидрогеология..., 1986].

Водоносность вендско-кембрийских отложений. Вендско-кембрийские отложения широко распространены по обрамлению Анабарского гидрогеологического массива. Породы сложены пестроцветными и коричнево-серыми известняками, доломитами, прослоями мергелей с песчаниками и конгломератами в основании толщи. Суммарная мощность толщи 100–250 м. На участках выхода горизонта на дочетвертичную поверхность породы проморожены и образуют **криогенный водоупорный горизонт венд-кембрийских отложений**. При погружении под кембрийские отложения толща содержит подмерзлотные воды и образует **водоносный горизонт венд-кембрийских отложений**. Горизонт опробован на южных сопредельных территориях [Алексеев, 2009]. Мархинская опорная скв. 1 вскрыла его на глубинах 1810–1833 м, где получен приток с удельным дебитом 0,035 м³/сут. Величина напора в горизонте 1650–2100 м.

Водоносность рифейских отложений. Отложения рифея в пределах листа закартированы на севере (Котуйканская СФЗ) и востоке (Анабарская СФЗ). На севере территории они представлены в основном песчаниками, гравелитами и конгломератами нижнего рифея. На востоке разрез пород пре-

имущественно карбонатный, терригенно-карбонатный – доломиты с прослоями глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, песчаников. Суммарная мощность пород рифея достигает 450 м и более. На участках выхода горизонта на дочетвертичную поверхность породы проморожены и образуют **криогенный водоупорный горизонт рифейских отложений**. На рассматриваемом листе можно выделить два типа водоносных горизонтов, лежащих под многолетнемерзлыми породами – **водоносный горизонт терригенных рифейских отложений** на севере региона и **карбонатных отложений** на его востоке. Данные по гидрогеологическим параметрам водоносных горизонтов рифея и характеристики подмерзлотных вод отсутствуют.

Водоносность пород архея и нижнего протерозоя. В пределах рассматриваемой территории образования архея и нижнего протерозоя имеют широкое распространение и выходят на поверхность в её западных и центральных районах. В состав пород входят магматические и метаморфические разности, в том числе, кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, мраморы. Толща проморожена на глубину порядка 100–150 м – мощность региональной древней коры выветривания [Геокриология СССР, 1989]. Ниже залегают породы с частичным заполнением льдом трещин в зонах разрывных нарушений. Общая мощность криолитозоны (породы с температурой ниже 0°C) в пределах Анабарского криогенного гидрогеологического массива составляет 1000–1500 м. Водоносность пород архея здесь может быть связана с подрусловыми и подозерными таликами, образующими единый водоносный горизонт с речным аллювием.

Приведенная выше характеристика указывает на довольно сложные гидрогеологические условия территории листа. Распространение здесь подземных вод в жидкой фазе весьма ограничено сезонно-талым (деятельным) слоем и участками подруловых, реже подозерных таликов – надмерзлотные воды, а также водоносными горизонтами, распространенными в зоне многолетнемерзлых пород и ниже ее – межмерзлотные и подмерзлотные воды. При этом надмерзлотные воды как правило пресные, а меж- и подмерзлотные имеют повышенную минерализацию. Это, как правило, соленые воды и рассолы.

Ресурсы пресных питьевых вод для целей централизованного водоснабжения населенных пунктов и предприятий в регионе могут быть связаны исключительно с подрусловыми таликами крупных рек Оленёк, Бол. Куонамка, Фомич, Рассоха и др. Межмерзлотные и подмерзлотные, как, впрочем, и воды таликов при использовании для водоснабжения требуют изучения.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Специальных эколого-геологических исследований на площади листа R-49 не проводилось. Основные сведения о геоэкологии получены из геоморфологических карт и схем, входящих в комплекты Госгеолкарты-200 и [Карта экзогенных..., 2001].

Рассматриваемая территория располагается в довольно устойчивых геолого-тектонических условиях в пределах Сибирской платформы. Большую часть территории занимает Анабарский щит, сложенный древними кристаллическими породами. Его обрамляют большей частью выходы скальных карбонатных и осадочных пород. Коренные породы перекрыты в основном маломощным чехлом элювиально-делювиальных, пролювиальных и аллювиальных плиоцен-четвертичных образований. Лишь на северо-востоке (Попи-гайская котловина) и юго-западе листа (Аганыйлийская впадина) мощность молодых рыхлых образований гляциального, аллювиального и лимнического происхождения достигает нескольких десятков метров.

Важным природным фактором, влияющим на эколого-геологические условия территории, является повсеместное распространение в пределах листа зоны сплошной многолетней мерзлоты, мощностью в несколько сотен метров. Сезонное промерзание и протаивание пород при этом оказывает значительное влияние на их состояние и проявление различных экзогенных геологических процессов (ЭГП), в том числе солифлюкция, курумообразование, криогенное растрескивание. Глубина сезонного промерзания-протаивания здесь составляет 0,5–1,5 м.

Рельеф рассматриваемой территории преимущественно плоскогорный с широкими водоразделами, расчлененный глубокими узкими врезами речных долин. При этом, на главном водоразделе в центре и на западе территории с абсолютными отметками поверхности 800–900 м, выделяют [Кирюшина, 1959] горно-останцовый (денудационно-тектонический) рельеф. Плоские водоразделы, сложенные преимущественно скальными породами в условиях сурового климата с отрицательными среднегодовыми температурами воздуха и развитием сплошной многолетней мерзлоты, обеспечивают слабую денудацию пород. Элювиально-делювиальные образования развиты на водораздельных пространствах. На склонах водоразделов развит рельеф эрозионно-аккумулятивного типа. Маломощный аллювий аккумулируется в узких речных долинах и переносится в область аккумуляции. Озерно-болотный рельеф развит на севере, востоке и юго-западе территории, где формирует

плоскую равнину с кочковатыми площадками. На юго-западе территории также широко развиты водно-ледниковые формы рельефа. Они характеризуются мелкобугристой поверхностью в сочетании с холмами ледникового происхождения.

Особенности эколого-геологических условий территории отражены на соответствующей схеме. Область денудации приурочена к плоскогорьям и плато в пределах развития горно-останцового и увалисто-грядового глубоко расчлененного рельефа. Эта область сопряжена с каналами транзита материала, которыми являются узкие речные долины, расчленяющие плато. Отдельно область транзита не выделяется.

Область аккумуляции материала расположена на возвышенной и низменной равнинах по бортам Анабарского массива с широким развитием озерно-болотных, ледниковых, речных и озерных образований.

Ведущими среди геологических факторов, влияющих на условия жизнедеятельности человека на данной территории, являются экзогенные геологические процессы. Сведения о ЭГП региона были обобщены ранее [Щеко, 2001]. Наиболее широко распространены здесь процессы, связанные с наличием многолетнемерзлых пород и слоя сезонного промерзания – протаивания. В частности, к ним относятся такие процессы как солифлюкция, вызывающая неустойчивость и оплывание склонов водоразделов. Развита солифлюкция как в области денудации (пораженность средняя 5–25%), так и в области аккумуляции на заболоченных возвышенных равнинах на востоке и юго-западе территории (пораженность сильная >25%). Курумы и осыпи часто встречаются на территории главного водораздела (пораженность средняя 5–25%). Криогенное растрескивание проявлено в сильно заболоченных местах (Попи-гайская котловина), где поражено 5–25% территории.

Формы поверхностного карста проявлены на плато, сложенных карбонатными породами (пораженность средняя 5–25%).

Техногенные комплексы и объекты проявлены незначительно, что связано со слабой освоенностью территории листа. Хотя при этом нельзя не отметить наличие в районе п. Эбелях разработок алмазных россыпей в долинах рек, что сильно влияет на экосистемы речных долин в районах разработок. В перспективе такой опасности будет подвергаться долина среднего и нижнего течения р. Бол. Куонамка по мере вовлечения в обработку разведанной здесь россыпи алмазов.

Геологические опасности. Краткая характеристика эколого-геологической обстановки исследованной территории позволяет предполагать здесь в целом удовлетворительную обстановку. Этот вывод основывается на особенностях геологического строения территории, где в платформенных условиях на поверхность выходят, главным образом, коренные кристаллические и карбонатные, реже вулканогенные породы. Породы на значительную глубину полностью заморожены. Основное эколого-геологическое воздействие на природную среду связано с проявлением экзогенных геологических процессов. Для большей части листа эколого-геологическая ситуация рассматривается как *удовлетворительная*. Для этой территории ненарушенной сохранилась естественная природная среда с разной степенью развития

естественных неблагоприятных геодинамических процессов (курумообразование, эрозия, криогенные процессы и т. п.).

В тоже время, на территориях широкого распространения сравнительно мощных рыхлых плиоцен-четвертичных образований выделяются области с напряженной экологической обстановкой, 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. К участкам с *напряженной* эколого-геологической ситуацией отнесены площадь на востоке территории, охватывающая бассейны нижнего течения рек Бол. и Мал. Куонамка, Старая, верховьев р. Анабар, Арбангда, Догой, а также в юго-западной части в верховьях рек Кукусунда, Дяра, Эльген, Арга-Сала, так как в этих районах процессы солифлюкции и заболачивания проходят наиболее интенсивно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплект Госгеолкарты-1000 (поколение третье) листа R-49 (Оленёк) состоит из следующих основных карт масштаба 1 : 1 000 000: карта плиоцен-четвертичных образований, карта доплиоцен-четвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых. Основные графические приложения комплекта дополнены схемами масштаба 1 : 2 500 000: геоморфологической, тектонической, глубинного строения, гидрогеологической и эколого-геологической, а также сопровождаются объяснительной запиской с текстовыми приложениями и согласованной базой данных. В основу карт комплекта положены результаты средне- и крупномасштабных геологических съемок, геофизических и тематических исследований, поисковых и поисково-оценочных работ.

Геологические карты плиоцен-четвертичных и доплиоцен-четвертичных образований учитывают не только результаты предыдущего (второе поколение Госгеолкарты-1000 и первого поколения Госгеолкарты-200) картосоставительского этапа, но и результаты тематических работ и новейших аналитических исследований, выполненных в процессе работ над комплектом. На основе современных стратиграфических схем уточнено геологическое строение ряда районов исследованной территории, проведено расчленение разреза в объеме местных стратиграфических подразделений. Составлены новые схемы структурно-формационного районирования образований докембрия и фанерозоя, которые, в зависимости от полноты разрезов и их вещественной характеристики, разделены на структурно-формационные зоны и подзоны.

Выполнены новейшие изотопно-геохронологические датировки докембрийских метаморфических и магматических образований фундамента Сибирской платформы (Анабарский щит), мезозойских кимберлитов и кайнозойских образований.

На основании полученных изотопных и геохимических данных подготовлены предложения для внесения изменений и дополнений в Анабаро-Вилуйскую серийную легенду, касающиеся уточнения раннепозднерхейского возраста далдынской и верхнеанабарской серий и толщ в их составе, раннепротерозойского возраста хапчанской серии, расширения объема раннепротерозойского салтахского комплекса за счет включения его состав плагриогранитов и гнейсогранитов, выделения раннепротерозойского экинского комплекса гранитов в Далдынской и Хапчанской СФЗ, дополнения раннепротерозойским амбардах-коялахским габбро-анортозитовым комплексом легенды Салтах-Билляхской СФпЗ.

На основании изотопно-геохимических данных проведены реконструкции геодинамических обстановок формирования магматических и метаморфических образований, что позволило рассмотреть тектоническое строение и историю развития региона с геодинамических позиций. Обоснована многократность процесса рециклинга континентальной коры вследствие процессов мантийно-корового взаимодействия.

Выявлены основные этапы формирования и переработки континентальной коры в Анабарском выступе Сибирского кратона, этапы активного взаимодействия мантии и коры в архее и протерозое. Наиболее древние мафитовые породы, подобные базальтам океанических островов или плюмовым базальтам, содержат вещество по Nd-модельному возрасту протолита, отделившееся от мантии 3,65–3,67 млрд лет назад. Наиболее древний циркон гранитоидного облика в них имеет возраст 3,57 млрд лет, с модельным возрастом $T_{\text{Hf}}^{\text{C}}(\text{DM})=3,92\text{--}3,98$ млрд лет и временем экстракции коры $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} 4,14\text{--}4,24$ млрд, что указывает на его формирование в процессе рециклинга эоархейской и хадейской коры. Время формирования основного объема исходных пород для гранулитов далдынской серии находится в диапазоне 3,1–3,0 млрд лет. Наиболее распространенные на Анабарском щите гиперстеновые плагиогнейсы (эндербитоиды) фиксируют мощный прирост континентальной коры за счет ювенильного вещества мантии, который приходится на диапазон 2,86–2,70 млрд лет.

Минерагения территории увязана с основными чертами геодинамической эволюции. На карте полезных ископаемых показано 655 объектов (месторождения, рудопроявления, пункты минерализации, геохимические и шлиховые ореолы, шлиховые потоки). Проведена типизация месторождений и проявлений по рудным формациям и генетическим типам, отражены имеющиеся данные по авторским и учтенным оценкам запасов и прогнозных ресурсов.

На карте закономерностей размещения полезных ископаемых отражено уточненное минерагеническое районирование и элементы новых региональных закономерностей размещения полезных ископаемых. В пределах территории листа R-49 установлено одиннадцать минерагенических зон, в пределах которых, и вне них, на основании собранных материалов выделены 7 прогнозируемых рудоносных зон и 9 рудных узлов. Многие таксоны ранга рудных районов и узлов (зон) выделяются впервые.

Проведена оценка потенциально-промышленной значимости основных, наиболее распространённых полезных ископаемых. Возможные перспективы освоения территории связаны с месторождениями алмазов, урана, редких и редкоземельных металлов. Основным полезным ископаемым, определяющим экономическую значимость территории, являются алмазы. В пределах площади листа R-49 выявлены крупные месторождения технических (импактных) и россыпных алмазов и проявления коренных алмазов кимберлитового генезиса. Месторождения россыпных алмазов активно разведываются и обрабатываются горнодобывающими предприятиями. Перспективы коренной алмазоносности территории раскрыты далеко не полностью и требуют дальнейшего изучения. Проблема коренной алмазоносности территории связана с отсутствием надежных критериев разделения продуктивных и непродуктивных кимберлитов. Особого внимания заслуживают ураноносные прогнозиру-

емые зоны, генетически связанные со структурно-стратиграфическими несогласиями предрифейского возраста, имеющие определенные перспективы на обнаружение месторождений урана «типа несогласия». Высоки перспективы территории на открытие промышленно-значимых редкометалльно-редкоземельных руд в связи с карбонатитами. Перспективы территории на рудное золото и платиноиды пока невысокие, промышленно значимые содержания этих металлов не отмечаются даже в штучных пробах.

Вследствие слабой геологической изученности большей части территории листа R-49 многие вопросы ее геологического строения и минерации требуют дальнейшего изучения. К их числу относятся следующие задачи.

Наиболее проблематичным является стратиграфический подход к расчленению и картированию гранулитовых образований Анабарского щита, заложенный в серийную легенду. Как следствие, нерешенным вопросом является количественное соотношения и взаимоотношения раннеархейских и позднеархейских образований в толщах далдынской и верхнеанабарской серий. Точно не определена нижняя возрастная граница начала формирования хапчанской серии (получен только возраст метаморфизма и модельный возраст протолита пород). Не доказана принадлежность к верхнеанабарской серии в Хапчанской СФЗ образований, показанных на карте как нерасчлененная верхнеанабарская серия раннего-позднего архея. По мнению О.М.Розена, согласно данным Sm-Nd систематики этих гранулитов [Розен и др., 1991, 2000б; Rosen, 1995; Rosen et al., 1994, 1999], их следует выделить в самостоятельное местное подразделение. Раннепротерозойский модельный возраст протолита этих образований подтверждается и другими исследователями [Смелов и др., 2012].

Заслуживает дальнейшего изучения положение западной границы Далдынской СФПЗ. В серийной легенде она проводится по западной границе Ламуйской зоны смятия, однако по данным геофизических исследований вдоль восточного борта Котуйкан-Монхолинской зоны смятия [Духовский и др., 1986] наблюдается крупнейший на Сибирской платформе перепад регионального гравитационного поля, относительно которого вся восточная часть Анабарского щита отмечается повышенными, а западная - пониженными значениями Δg . По результатам датирования пяти проб гранулитов Ильинской глыбы возраст циркона и Nd-модельный возраст протолита не опускаются ниже 2,9 млрд лет, что существенно моложе чем в Далдынской и Джелиндинской глыбах, где встречаются раннеархейские значения возраста. На большинстве опубликованных схем районирования Сибирской платформы по Котуйкан-Монхолинской зоне проводится граница Далдынского и Маганского террейнов, что на наш взгляд, является более обоснованным.

При дальнейшем картировании Анабарского щита серьезной проблемой станет отнесение всех ультрамафитов к далдынскому интрузивному комплексу, эндербитов и чарнокитов к анабарскому комплексу, а гранитов аляскитового типа - к маганскому комплексу. Эти комплексы являются полихронными и при более детальных работах могут быть расчленены на более однородные по составу и возрасту подразделения.

Проблемным вопросом является источник детритовых цирконов с возрастом 1690 млн лет, установленных в ильинской свите. Интрузивных образований с таким возрастом в пределах Анабарского щита пока не выявлено.

Проблемным является вопрос о петротипе для позднерифейского чизресского дайкового комплекса. Опубликованные предшественниками результаты определения радиологического возраста петротипической дайки чизресского комплекса (U-Pb возраст по бадделеиту 1384 ± 2 млн лет и Ag-Ag возраст по амфиболу 1337 ± 11 млн лет) соответствуют раннему рифею и были подтверждены нашими результатами: U-Pb возраст по циркону 1380 ± 9 млн лет и по бадделеиту 1402 ± 14 млн лет. На основании совпадения возраста чизресской дайки с типовым для токурского комплекса, эта дайка отнесена нами к токурскому комплексу, но при этом состав и возраст чизресского комплекса становится открытым.

Представляется излишним выделение в нижнем триасе трех интрузивных комплексов базальтоидов нормальной щелочности: молодинского, катангского и оленек-велингнинского. На северной рамке листа R-49 интрузивные тела молодинского долеритового комплекса раннего триаса замещаются на изданном листе S-49 интрузиями катангского долеритового комплекса того же возраста [Проскурнин и др., 2013]. Это безусловно один и тот же комплекс, но названия используются разные, согласно утвержденным серийным легендам – Норильской для листа S-49 и Анабаро-Виллюйской для листа R-49. Оленек-велингнинский комплекс габбродолеритов и такситовых долеритов выделяется на южном склоне Анабарского поднятия и по составу представлен слабо дифференцированными базальтоидами аналогичными катангскому комплексу. В серийной легенде предполагается что оленек-велингнинский комплекс моложе катангского, но только на основании K-Ag датировок. Более логичным было бы использование одного названия – катангский комплекс, который распространен во всех СФЗ Анабаро-Тунгусской СФО, а молодинский и оленек-велингнинский комплексы из Анабаро-Виллюйской легенды исключить.

Требуют продолжения исследования по источнику алмазов в россыпях Анабарского алмазороссыпного района. По мнению авторитетных специалистов, мезозойские кимберлитовые трубки Куонамской зоны не могут быть источником преобладающих в россыпях типоморфных алмазов II, V и VII разновидностей (по классификации Ю. Л. Орлова [1984]), а также огромного количества округлых алмазов, ламинарных октаэдров и кристаллов промежуточных форм.

Апробированный и учтенный прогнозный потенциал территории листа R-49 на 01.01.2012 г составлял: алмазы (млн. кар.) коренные в кимберлитах – 5,8 (P₁), россыпные – 23,1 (P₁ – 10,9; P₂ – 6,2; P₃ – 6,0) [Витковский и др., 2012]. В результате выполненных работ обеспечен прирост прогнозных ресурсов коренных алмазов по категории P₃ – всего 48 млн карат, в том числе в пределах листа R-49 – 36,9 млн карат. Также получен прирост прогнозных ресурсов россыпных алмазов категории P₃ высокой степени достоверности в Эбелях-Маятском алмазороссыпном узле – 1,0 млн карат и в Куонамском алмазороссыпном узле – 1,31 млн карат. Апробированный прирост прогнозных ресурсов редких и редкоземельных металлов категории P₃ (прогнозируемый

Мальджангарский рудный узел) составляет: ниобий (Nb_2O_5) – 2 700 тыс. т, тантал (Ta_2O_5) – 275 тыс. т, редкоземельные металлы (TR_2O_5) – 67 500 тыс. т.

Кроме того, существуют авторские оценки прогнозных ресурсов: железо (млн т) 790 (P_2); графит (млн т) 22,4 (P_2); уран (тыс. т) 168,3 (P_3); золото (т) 20 (P_2); алмазы импактные коренные (млн т) 493 000 ($P_1+P_2+P_3$); алмазы импактные россыпные (млн т) 211,6 ($P_1+P_2+P_3$); алмазы россыпные (в сумме с апробированными и с учетом движения ресурсов по состоянию на 01. 01. 2016г.) – 20,43 ($P_1 - 17,0$; $P_2 - 1,12$; $P_3 - 2,31$).

По результатам создания Госгеолкарты-1000/3 листа R-49 даны рекомендации по проведению следующих видов работ:

1) составление и подготовка к изданию Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 площадей, на которые кондиционные Госгеолкарты-200 отсутствуют: листы R-49–III-IV (I очередь); R-49–IX-X (I очередь); R-49–XXXI-XXXII (II очередь); R-49–XXXV-XXXVI (III очередь);

2) ГДП-200 листа R-49-XXIX, -XXX (I очередь) с целью раскрытия перспектив этой площади на промышленно-важное урановое оруденение «типа несогласия», которое в пределах площади листа прогнозируется в Биригиндино-Мюнюсяхском редкометалльно-редкоземельно-урановорудном узле;

3) ГМК-200 на коренные алмазы первой очереди в прогнозируемой Куонамской алмазоносной зоне, прогнозный потенциал которой по категории P_3 оценивается в 48 млн карат алмазов, из них 36,9 млн карат на территории листа R-49;

4) поисковые работы в Биригиндино-Мюнюсяхском редкометалльно-редкоземельно-урановорудном узле площадью 110 км² на выявление урановых месторождений канадского подтипа семейства месторождений «типа несогласия» (P_3 2200 т урана, I очередь);

5) поисковые работы первой очереди в Мальджангарском редкометалльно-редкоземельном узле (100 км²) на выявление редкоземельно-редкометалльных месторождений карбонатитов томторского типа. Прогнозный потенциал прогнозируемого Мальджангарского рудного узла (100 км²) по категории P_3 составляет: ниобий (Nb_2O_5) – 2 700 тыс. т, тантал (Ta_2O_5) – 275 тыс. т, редкоземельные металлы (TR_2O_5) – 67 500 тыс. т.

6) поисковые работы на алмазы в пределах Эбелях-Маятского алмазороссыпного узла с целью выявления малых месторождений россыпных алмазов в террасовой россыпи р. Анабар (P_3 1 млн карат, I очередь);

7) поисковые работы на алмазы в Куонамском алмазороссыпном узле с целью выявления малых месторождений россыпных алмазов (P_3 1,31 млн карат, I очередь).

Результаты работ по составлению Госгеолкарты-1000 третьего поколения листа R-49 – Оленек доказывают высокий прогнозный потенциал полезных ископаемых и актуальность проведения дальнейших геологических исследований этой территории, в пределах которой находятся такие уникальные геологические объекты, как выступ на дневную поверхность фундамента Сибирского кратона и алмазоносная Попигайская астроблема.

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. Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск. Академ. изд-во «Гео». 2009. 319 с.
3. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы / В.Л. Масайтис (ред.), М.С. Машак, А.И. Райхлин и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1998. 179 с.
4. Алтухова З.А., Зайцев А.И. Особенности вещественного состава и возраст кимберлитовых пород Дюкенского, Лучаканского и Ары-Мастахского полей Якутской провинции // Литосфера. 2006. № 2. с. 34-64.
5. Андреев В.П. Сравнение химизма пород гранулитовых комплексов на примере Анабарского щита и Лапландского гранулитового пояса // Сов. геология. 1990. №3. С. 76-83.
6. Андреев В.П. Некоторые геохимические особенности и генезис докембрийских эндербитоидов и чарнокитоидов // Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы. М.: Наука. 1993. С.172-190.
7. Архей Анабарского щита и проблемы эволюции Земли. М., Наука, 1988. 253с.
8. Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. – М., 1960. 170 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 30).
9. Астахов В. И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 11. С. 1207–1220.
10. Астахов В. И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 69, 2009. С. 8–24.
11. Бардеева М.А. Опорный разрез четвертичных отложений Среднесибирского плоскогорья / Четвертичное оледенение Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С.
12. Бардеева М. А., Исаева Л. Л. О выделении муруктинского горизонта (Q2III) в четвертичных отложениях Средней Сибири // Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 1. С. 169–172.
13. Бибикова Е.В., Белов А.Н., Грачева Т.В., Розен О.М. Верхний предел возраста гранулитов Анабарского щита // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1985. № 8. С. 19-24.
14. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука. 1989. 179 с.
15. Браxfогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск, 1984. 130 с.
16. Браxfогель Ф.Ф., Шпунт Б.Р. Пространственно-временные соотношения кимберлитового, калиевощелочного и базитового магматизма на Сибирской платформе //

- Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск, 1989. С. 109-131.
17. *Брахфогель Ф.Ф., Зайцев А.И., Шамишина Э.А.* Возраст кимберлитовых магматитов – основа прогнозирования алмазоносности территорий // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 20-24.
 18. *Ваганов В.И., Константиновский А.А.* Ультракалийевые трахиты на восточном склоне Анабарского массива // Докл. АН СССР, 1978. Т.241. № 3. С. 691-698.
 19. *Васильева А.Е., Копылова А.Г.* Траппы Анабарской антеклизы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. / отв. ред. А.Я. Биллер – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 82-85.
 20. *Васильева М.Н.* Новые данные по стратиграфии кембрия и ордовика Олекско-Вилойского междуречья. /Совещание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы. Тезисы докладов. Иркутск, 1960. Вып. 3. С. 28-34.
 21. *Васильева М.Н., Грицик В.В.* О новом горизонте амгинского яруса на северо-востоке Сибирской платформы. //Геология и геофизика. 1968. № 7. С. 133-138.
 22. *Веселовский Р.В., Петров П.Ю., Карпенко С.Ф., Костицын Ю.А., Павлов В.Э.* Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия //ДАН, 2006, Т.410, № 6. С. 775-779.
 23. *Вишневский А.Н., Рабкин М.И., Лопатин Б.Г.* Габбро-анортозитовая формация Анабарского щита // Раннекембрийские образования Центральной Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: НИИГА. 1974. С. 56-69.
 24. *Вишневский А.Н.* Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита // Труды НИИГА. Л.: Недра, 1978. Т.184. 216 с.
 25. *Вишневский А.Н.* Металлогения Анабарского щита // Прогнозирование и оценка никеленосности новых рудных районов на севере Сибирской платформы. Науч. редактор Г.И. Кавардин. ПГО «Севморгео». Л., 1983. С. 56-67.
 26. *Вишневский С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В.* Лампроиты талахтахской диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика, 1986. № 8. С. 17-27.
 27. *Вишневский С.А.* Лампроиты восточной окраины Анабарского щита: новые данные и возможные перспективы // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Материалы Всероссийского совещания, Миасс, 18–23 сентября 2006 г., Миасс. Миасс: ИМин УРО РАН, 2006. С. 39–45.
 28. *Вишневский С.А.* Астроблемы. Новосибирск: “Нонпарель”, 2007. 288 с.
 29. *Вишневский С.А., Гибшер Н.А., Пальчик Н.А.* Мегабрекчии попигайской астроблемы: источник и специфика отложений «ранних» тагамитов в их составе // Литосфера. 2011. №1. С. 72-82.
 30. *Владыкин В.Н., Ходжаев Д.К.* Новая провинция рудоносных редкометалльных карбонатитов ЮВ-части Анабарского щита // XXV Всероссийский семинар с участием стран СНГ: «Геохимия щелочных пород. Щелочной магматизм Земли». СПб.: изд-во СПбГУ. 2008. <http://alkaline2008.narod.ru/abs/vladykin.htm>
 31. *Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др.* Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) // Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 431-455.
 32. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М.: Недра. 1989. 514 с.
 33. Геологическая карта СССР масштаба 1: 1 000 000. Лист R-48, 49-Оленек. Объяснительная записка / М.: Госгеолтехиздат, 1957.
 34. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Анабарская. Лист R-50—XXVII, XXVIII. Объяснительная записка/ Духанин С. Ф., Крутойярский М. А. М.: Госгеолтехиздат, 1960, 60 с.
 35. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-50-IX, X. Объяснительная записка / Э.Н. Эрлих, В.И. Степаненко. М.: Недра, 1965. 76 с.
 36. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-XVII, XVIII. Объяснительна записка /С.Ф. Духанин, Э.Н. Эрлих. М.: Недра, 1967. 56 с.

37. Геологическая карта масштаба СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-50-XI, XII. Объяснительная записка /В.В. Жуков, Л.Я. Пинчук. М.: Недра, 1968. 36 с.
38. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-XXIII, XXIV. Объяснительная записка /Б.Г. Лопатин, С.М. Табунов. М.: Недра, 1969. 44 с.
39. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Листы R-49-XV, XVI. Объяснительная записка /Б.Г. Лопатин. М., 1972. 84 с.
40. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Листы R-48-XV, XVI. Объяснительная записка /А.Л. Гроздилов, Т.Л. Гольдбург, Н.А. Тимашков. М., 1974. 94 с.
41. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Листы R-49-XXI, XXII. Объяснительная записка / К.Г. Чумирин, В.А. Ганин. М., 1979. 70 с.
42. Геологическая карта Попигайского метеоритного кратера. Масштаб 1:200 000/Ред. В.Л. Масайтис. Ленкартфабрика объедин. «Аэрогеология», 1980.
43. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист R-48-(50)-Оленек. Объяснительная записка / Отв. ред. Ф.Г. Марков. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 196 с.
44. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист R-48-(50) (Оленек). Карта дочетвертичных образований /А.Л. Гроздилов. Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1984.
45. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист R-48-(50) (Оленек). Карта четвертичных отложений /Отв. Ред. Ф.Г.Марков Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1984.
46. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-48-V, VI. Объяснительная записка /Е.С. Кутейников, Л.П. Беляков. М., 1984. 64 с.
47. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка /М.С. Машак. М., 1984. 100 с.
48. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Листы R-49-XIX, XX. Объяснительная записка /А.А. Потуроев. М., 1984. 82 с.
49. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1974. Т.194. 280 с.
50. Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы. Якутск. Изд-во ЯФ СО АН СССР. 1986. 176 с.
51. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье перераб. и доп. / гл. ред. О.В. Петров. Т. 1. А-Й. СПб. Изд. ВСЕГЕИ. 2010. - 432с.
52. *Герасимов Б.Б., Павлов В.И.* Минералогия россыпного золота восточного обрамления Анабарского щита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. / отв. ред. А.Я. Биллер – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 113-115.
53. Гидрогеология СССР. Т. 18. Красноярский край и Тувинская АССР. М.: Недра. 1972. 479 с.
54. Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутская АССР. М.: Недра. 1976. 383 с.
55. *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М.* Гранитоиды Оленекского поднятия (север Сибирского кратона): возраст, петрогенезис, геодинамическая позиция // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. М-лы I международной геологической конференции 26-29 августа 2008 г., Улан-Удэ. С. 81-83.
56. *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М. и др.* Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. №4. С.28-41.
57. Sm-Nd и Rb-Sr возраст и возможная природа псевдотахилитов Анабарского щита // Доклады РАН. 2009. Т. 425. №4. С. 513-518.
58. *Глуховский М.З., Кузьмин М.И.* Геохимия палеопротерозойских псевдотахилитов Анабарского щита и механизм их образования // Доклады РАН. 2010. Т. 431. №5. С. 662-667.

59. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Протерозойский импакт-триггерный и фанерозойский постимпактный магматизм на севере Сибирской платформы (Котуйканская кольцевая структура) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Т. 1. СПб.: изд-во СПбГУ. 2012. С. 158-161.

60. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.В., Баженова Г.Н., Лялина Л.М., Серов П.А. Автономные анортозиты Анабарского щита: возраст, геохимия, механизмы образования // Доклады РАН. 2015. Т. 464. №4. С. 457-463.

61. Гогина Н.И., Леонов Б.Н., Покровская Н.В. Еще раз к вопросу о чукукской свите и о региональном несогласии в залегании верхнекембрийских отложений. // Ученые записки. Региональная геология. Л., 1966. Вып. 9. С. 88-94.

62. Гогина Н.И., Израилев Л.М. Об угловом несогласии среднекембрийских и верхнекембрийских отложений в бассейне рек Муны и Тунга. / Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. 1961 г. Доклады. Т. 1. (Докембрий и палеозой). Якутск, 1969. Выпуск XIII. С. 252-257.

63. Гончаров И.М., Чернокнижников В.В. Импактные алмазы Таймырского автономного округа и их промышленное использование. В кн. «Очерки по истории открытий минеральных богатств Таймыра» А.Г. Самойлов (гл. ред.). Новосибирск. Изд-во СО РАН. 2003. С. 337-339.

64. Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р. и др. Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17-32.

65. Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н. и др. Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастаской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 2-24.

66. Горохов И.М., Семихатов М.А., Турченко Т.Л., Петров П.Ю., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Rb-Sr геохронология вендских аргиллитов старореченской свиты (Анабарский массив, Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 16-27.

67. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 / R-50-XIX, XX. Объяснительная записка / Ред. К.К. Демочкидов М.: 1963. 61 с.

68. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист R-51-VII, VIII (серия Анабарская). Объяснительная записка / Н.А. Цейдлер, Ю.И. Минаева. М., 1971. 84 с.

69. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы R-50-I-II. Объяснительная записка / Н.А. Борщева. Ред. Е.С. Кутейников. М.: Недра, 1972. 66 с.

70. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка / Ю.А. Осипов. М., 1977. 65 с.

71. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист R-48-XVII, XVIII. Объяснительная записка. / П.Г. Рысин. М., 1978. 80 с.

72. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-XXV, XXVI. Объяснительная записка / Г.М. Музыка, М.С. Машак, А.А. Потуроев, К.А. Ивлиев. М., 1978. 70 с.

73. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист Q-49-III, IV. Объяснительная записка. / В.О. Лупейчук. М., 1979. 73 с.

74. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-48 – (50) – Оленек / Отв. Ред. Ф.Г. Марков. Л.: 1984, 83 с.

75. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-50-(52)-Тикси / Отв. ред.: А.А. Межвилк, Ф.Г. Марков. Л., ВСЕГЕИ, 1984. 128 с.

76. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-XI, XII. Объяснительная записка / М.Н. Васильева. М., 1985. 86 с.

77. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы R-48-XXVII, XXVIII (фактория Кирбей) / Составители: Б.Я. Пономарев, А.Т. Стулов, М.А. Бардеева, Г.Х. Ян. Л., 1986.

78. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Листы: R-48-XI, XII; R-49-I, II; R-49-VII, VIII; R-49-XIII, XIV. Объяснительная записка / Ю.П.Куликов. М., 1987. 194 с.
79. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Оленекская. Листы: S-48-XXXV, XXXVI; S-49-XXXI, XXXII. Объяснительная записка / Л.И. Федотова М., 1987. 124 с.
80. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-V, VI (р. Догой). Объяснительная записка / М.Н. Васильева. М., 1989. 92 с.
81. *Граumberг И.С.* Стратиграфия и литология пермских отложений северо-восточного края Сибирской платформы, в связи с их нефтеносностью и угленосностью. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 216 с.
82. *Граханов С.А.* Геологическое строение и алмазонасность россыпей севера Якутской алмазонасной провинции. Воронеж, изд-во Воронежского ун-та. 2000. 78 с.
83. *Граханов С.А.* Алмазы импактного генезиса в россыпях северо-востока Сибирской платформы // Вестник Воронежского Госуниверситета. 2001. № 12. С. 236–238.
84. *Граханов С.А.* Перспективы коренной алмазонасности Анабарского кристаллического массива // Вестн. Роскомгеологии Республики Саха (Якутия). 2001. №1. С. 65-74.
85. *Граханов С.А., Зинчук Н.Н., Соболев Н.В.* Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на северо-востоке Сибирской платформы // Доклады академии наук. 2015. Т. 465. № 6. С. 715-719.
86. *Граханов С.А., Коптиль В.И.* Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т.44 №11. С. 1191-1201.
87. *Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М.* Россыпи алмазов России. - Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 457с.
88. *Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К.* Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса - источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. №5. С. 3-12.
89. *Граханов С.А., Смелов А.П.* Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. 2011. №5. С. 56-63.
90. *Гриненко О.В., Камалетдинов В.А., Иваненко Г.В., Сергиенко А.И., Фрадкина А.Ф., Патык-Кара Н.Г.* Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы. Якутск, Из-во ЯНЦ СО РАН, 2005, 22с.
91. *Грицик В.В.* Некоторые особенности стратиграфии нижнего палеозоя, тектоники и нефтеносности Оленекско-Вилуйского междуречья // Геология и полезные ископаемые Якутской АССР. (Доклады на XIV научной сессии ЯФ СО АН СССР). Серия геологическая. Сб. 14. Якутск, 1962. С. 363-380.
92. *Грицик В.В.* Литолого-стратиграфический разрез Мархинской опорной скважины // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С.186-201.
93. *Гросвальд М.Г.* Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999, 120 с.
94. *Гусев Н.И., Ларионов А.Н.* Неоархейские санукитоиды Анабарского щита // Современные проблемы геохимии. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2012а. Т. 2. С. 51-55.
95. *Гусев Н. И., Руденко В. Е., Бережная Н. Г., Скублов С. Г., Морева Н. В., Ларионов А.Н., Родионов Н. В., Лепехина Е. Н.* Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита // Регионал. геол. и металлогения. 2012б. № 52. С. 29-38.
96. *Гусев Н.И., Руденко В. Е., Бережная Н. Г., Скублов С. Г., Морева Н. В., Ларионов А.Н., Родионов Н. В., Лепехина Е. Н.* Строение, состав и возраст цирконов докембрия Анабарского щита // Минералогия во всем пространстве сего слова. Материалы годичного собрания РМО и Федоровская сессия 2012в. СПб. 2012г. С. 98-100.
97. *Гусев Н.И.* Анабарский щит Сибирского кратона: вещественный состав, геохимия, геохронология. Saarbrücken: LAMBERT Academic Publ. 2013а. 188с. ISBN 978-3-659-51364-0.

98. Гусев Н.И. Взаимодействие коры и мантии Анабарского щита в архее // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск: ИПК СВФУ, 2013б. – Том I. С. 165-169.
99. Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю. Формирование континентальной коры Анабарского щита по U-Pb и Sm-Nd изотопным данным // XX симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (12-14 ноября 2013 г.) Тезисы докладов/ ГЕОХИ РАН – М: Акварель, 2013в. – С. 119-122.
100. Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Лохов К.И., Гольцин Н.А., Ларионов А.Н. Hf-Nd систематика в гранулитах Анабарского щита как индикатор генезиса разновозрастных цирконов // XX симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (12-14 ноября 2013 г.) Тезисы докладов/ ГЕОХИ РАН – М: Акварель, 2013г. – С. 122-126.
101. Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н. Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монхолинской зоне Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. 2013д. № 54. С. 45-59.
102. Гусев Н.И. Метаультрамафиты Анабарского щита: вещественный состав, геохимия, изотопия // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Петрозаводск. КНЦ РАН. 2015. С. 48-51.
103. Гусев Н.И., Руденко В.Е., Сергеева Л.Ю., Лохов К.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н. Архейские гранулиты Джелиндинской глыбы Анабарского щита (Сибирский кратон): геохимия, возраст, изотопные характеристики // Региональная геология и металлогения. 2016. №66. С. 30-44.
104. Гусев Н.И. Изотопно-геохронологические данные гранулитов Ильинской глыбы как свидетельство гетерогенности Анабарского щита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. 1 (25). В печати.
105. Демюков К.К. Расчленение синийских и кембрийских отложений севера Сибирской платформы // Бюллетень научно-технической информации Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья, 1957. № 5/10.
106. Демюков К.К. О стратиграфическом расчленении кембрийских отложений севера Сибирской платформы // Труды НИИГА. 1958. Т. 67. С. 3-12.
107. Демюков 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.
108. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. №1. С. 175-179.
109. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб.: Наука. 2002. 824 с.
110. Духовский А.А., Беляев Г.М., Мухин В.Н., Яшин Б.А. Геологическая природа региональных гравитационных и магнитных аномалий Анабарского щита. // Общая и региональная геология; геол. картирование. Обзор ВИЭМС. М. – 1986. – 46с.
111. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Проект МПГК 314. Л.: Недра, 1991. 260 с.
112. Егорова Л.Е., Савицкий В.Е. Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы (Западное Прианбарье) // Труды СНИИГГиМС. М.: Недра, 1969. Вып. 43. С. 7-79.
113. Жуков В.В. Систематика и модели образования месторождений алмазов с различной морфологией кристаллов. // Региональная геология и металлогения, 2001. № 13–14. С. 138–149.
114. Жуков В.В., Горина И.Ф., Пинчук Л.Я. Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленекского междуречья. Л.: Недра, 1968. 144 с.
115. Журавлев Д.З., Розен О.М. Sm-Nd возраст метаосадков гранулитового комплекса Анабарского щита // Докл. АН СССР. 1991. т. 317. №1. С. 189-193.
116. Журавлева З.А., Комар В.А. К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива // Докл. АН СССР, 1962. Т.144. № 1 С. 197-200.

117. *Зайцев А.И.* О возрасте магматитов Эбеляхского и Орто-Ыаргинского полей (северо-восток Якутской кимберлитовой провинции) // Отечественная геология. 2006. №5. С. 16-20.
118. *Зайцев А.И., Смелов А.П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет. 2010. 108 с.
119. *Зинчук Н. Н., Коптиль В.И.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. - М.: «Недра-Бизнесцентр», 2003, 603 с.
120. *Злобин М.Н.* О расчленении билляхской серии синийского комплекса / Ученые записки НИИГА. Региональная геология, 1968. Вып.13. С. 135-143.
121. *Злобин М.Н., Голованов Н.П.* Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) – в кн. Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., 1970. С. 6-20.
122. *Иванцов А.Ю.* Vendia и другие докембрийские «артроподы» // Палеонтол. журн. 2001. №4. С. 3-10.
123. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / Мин. геол. СССР; [Сост.: С.В.Григорян, А.П.Соловов, М.Ф.Кузмин]- М., Недра. 1983-192с.
124. *Исаева Л. Л., Кинд Н. В., Андреева С. М., Бардеева М. А.* Четвертичные оледенения севера Средней Сибири // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. – Новосибирск: Наука, 1981. С. 98 – 105. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 494)
125. *Кабаньков В.Я.* О границе среднего и верхнего отделов кембрийской системы в бассейне р. Силигира (правый приток р. Оленек). //Ученые записки. Региональная геология. Л., 1966. Вып. 9. С. 57-77.
126. *Каденский А.А.* Геология и петрология южной части Анабарского щита. М.: Изд-во АН СССР. 1961. 198с.
127. Карта аномального магнитного поля (ΔT)а России масштаба 1:5 000 000 / Гл. ред. Литвинова Т.П. М., 2000.
128. Карта экзогенных геологических процессов России масштаба 1:2 500 000, ред. А.И. Щеко. М., ВСЕГИНГЕО, 2001. 16 л.
129. Карта полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000. Объяснительная записка / В.А. Ян-жин-Шин (отв. исполнитель). СПб.: Изд-во СПб карт-фабрики ВСЕГЕИ. 2012. 159 с. Список лит. 41 назв., прил. 3.
130. Карта рифейских осадочных бассейнов Сибирской платформы с оценкой перспектив нефтегазоносности. Масштаб 1:5 000 000 / Ред. В.С.Сурков. 2001 г.
131. *Каулина Т.В.* Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. 144 с.
132. *Каширцев В.А., Канторович А.Э., Иванов В.Л., Сафронов А.Ф.* Месторождения природных битумов на северо-востоке Сибирской платформы//Геология и геофизика, 2010. Т.51.-№1.- С.93-105.
133. Кимберлиты и некимберлитовая алмазоносность изверженных и метаморфических пород: Методическое руководство. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2010. 448 с.
134. *Кинни П.Д., Гриффин Б. Дж., Хеамэн Л.М. и др.* Определение U-Pb возрастов пировскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. №1. С. 91-99.
135. *Кирюшина М.Т.* О проявлениях новейшей тектоники в пределах Анабарского кристаллического щита и прилегающих территорий//Сборник статей по геологии Арктики. 1959. Т.96. С. 135-147.
136. Климатический справочник СССР. Вып. 21. Л.: Гидрометеиздат. 1969.
137. *Ковальская В.Т., Брахфогель Ф.Ф., Зайцев А.И.* Палинологический метод в оценке новых кимберлитовых тел юго-восточного Прианабарья // Региональная геология Якутии. Якутск, 1995. С. 74-79.
138. *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.

139. *Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др.* Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // *Петрология*. 2000. Т. 8. №4. С. 394 – 408.
140. *Колосов П.Н.* Древние нефтегазоносные толщи юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 90 с.
141. *Комар В.А.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение // Тезисы докладов. Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Л., 1961. С. 23-25.
142. *Комар В.А.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. Вып. 154. 122 с.
143. *Комаров А.Н., Райхлин А.И.* Сравнительное изучение возраста импактитов методом треков и калий-аргоновым // Докл. АН СССР, 1976. Т. 228. № 3. С. 673-676.
144. *Конев А.А.* О формации лампроитов Восточной Сибири // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск: Наука, 1989. С. 177-183.
145. *Копылова А.Г., Томшин М.Д.* Геохимические особенности пород Эбехаинского дайкового пояса (Анабарский район) // Отечественная геология. 2012. №5. С. 106-114.
146. *Коровников И.В., Шабанов Ю.Я.* Трилобиты и биостратиграфия куонамской свиты севера Сибирской платформы (р. Оленек) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. №4. С. 715 – 728.
147. *Королева О.В., Округин А.В., Рихванов Л.П.* Сложные дайки Анабарского массива – индикаторы рифтогенных процессов // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Материалы совещания. Якутск, 1999. Т.П. С. 80-84.
148. *Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А.* Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. т.48. №3. С. 350-371.
149. *Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И. и др.* Природа золоторудной минерализации раннепротерозойского билляхского гранитоидного комплекса по геохимическим данным (Анабарский щит) // Отеч. геология. 2010. №5. С. 23-29.
150. *Краснов И.И., Масайтис В.Л.* Тектоника Оленек-Виллойского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы. / Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия. Л., 1955. Вып. 7. С. 217-233.
151. *Краснов В.Н.* Эталонные разрезы и межсерийные корреляционные схемы верхнего докембрия и фанерозоя Сибири с целью совершенствования легенд для государственного геологического картирования масштабов 1:200 000 и 1:1000 000. Новосибирск, 2000. СНИИГГиМС.
152. *Крылов А.Я., Вишневикий А.Н., Силин Ю.И., Атраиенок Л.Я., Авдзейко Г.В.* Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия, 1963. №12. С. 1140-1144.
153. *Кузнецов А.А.* Геолого-минерагеническая модель Анабарского щита. - М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2001. 98 с.
154. *Кузьмин М.И., Ярмлюк В.В., Эрнст Р.* Тектоническая активность Земли на ранних этапах (4,56 – 3,4(2,7?)) ее эволюции // Геология и геофизика. 2016. № 5. С. 815-832.
155. *Кутцова А.В., Худoley А.К., Молчанов А.В.* Литогеохимия верхнепротерозойских терригенных отложений южной части Восточно-Анабарского бассейна: эволюция состава источников сноса и вторичные изменения // Вестн. С.-Петербург. ун-та. Сер. 7. 2011. Вып. 1. С. 17–31.
156. *Кутцова А.В.* Особенности строения и эволюция рифейских ураноносных бассейнов: Пашско-Ладожского, Восточно-Анабарского и Атабаска. Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. СПб. 2012. 22 с.
157. *Кутцова 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.
158. *Кутейникова Н.С., Кутейников Е.С., Воронова Л.Г. и др.* Новые данные по стратиграфии пограничных слоев протерозоя и палеозоя на крыльях Анабарского кристалли-

ческого массива // Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1973. С. 215-220.

159. *Кушнеренко В.К.* Перспективы ураноносности северо-западного региона // Доклады научно-практического семинара «Проблемы сырьевого обеспечения атомной энергетики». СПб, 2004. С. 32-41.

160. *Леви С.Ш.* Литолого-петрографическая характеристика отложений кембрия и верхнего докембрия Мархинской опорной скважины // Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С.12-19.

161. *Лелюх М.И., Стаднюк В.Д., Минченко Г.В.* К вопросу о поисках коренных источников в северной части Якутской алмазоносной провинции // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. – Мирный. 1998. С. 264-266.

162. *Леонов Б.Н.* Схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы для целей картирования в масштабе 1:200 000. /Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. 1961 г. Доклады. Т. 1. (Докембрий и палеозой). Якутск, 1969. Выпуск XIII. С. 243-251.

163. *Летникова Е.Ф., Лобанов С.С., Похиленко Н.П. и др.* Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазоносный горизонт северо-востока Сибирской платформы // Доклады РАН, 2013. Т. 451. № 2. С. 193–196.

164. *Липенков Г.В., Мацук М.С., Кириченко В.Т. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Анабарская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ. 2016. 342 с. В издании.

165. *Лопатин Б.Г.* О синийских отложениях юго-восточного и восточного склонов Анабарского поднятия /Информационный сборник НИИГА, 1963. Вып. 32. с. 21-28.

166. *Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С.* Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2009. №38. С.43-53.

167. *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.

168. *Лутц Б.Г.* Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука. 1964. 124 с.

169. *Лутц Б.Г., Эринчек Ю.М.* Геологическое строение Котуйкан-Монхоольской зоны глубинного разлом на Анабарском щите // Геология и золотоносность докембрия Якутии. Маг. по геол. и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 19. 1971. С. 101-109.

170. *Лутц Б.Г.* Анортозиты Анабарского щита. В кн. Анортозиты СССР. М.: Наука. 1974а. С. 70-84.

171. *Лутц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука. 1974б. 304с.

172. *Лутц Б.Г., Оксман В.С.* Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 260с.

173. *Малаховская Я.Е., Иванцов А.Ю.* Вендские жители Земли// Химия и жизнь, №7, 2004. С. 1-12.

174. *Мальшиев С.В., Худoley А.К., Прокопьев А.В., Еришова В.Б., Казакова Г.Г., Терентьева Л.Б.* Источники сноса каменноугольно-нижнемеловых терригенных отложений северо-востока Сибирской платформы: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. №3. С. 537 – 552.

175. *Маршинцев В.К.* Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск, 1974. 120 с.

176. *Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Попигайский метеоритный кратер // Советская геология, 1971. №6. С. 143-147.
177. *Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Попигайский метеоритный кратер на севере Сибири // Метеоритика, 1972. Вып.31. С. 74-78.
178. *Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Попигайский метеоритный кратер. М.: Наука, 1975. 124 с.
179. Масайтис В.Л., Машак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шафрановский Г.И. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. - С.-П.: ВСЕГЕИ, 1998. 179с.
180. *Масайтис В.Л., Симонов О.Н.* Уникальные месторождения технических алмазов Попигайского района. В кн. «Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа и перспективы их освоения». Мат. конференции 25–27 окт. 2004 г. Изд. ВСЕГЕИ, СПб. 2004. С. 156–161.
181. *Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А., Орлова М.П.* Магматические формации: основные принципы структурно-вещественного анализа и систематизации // Региональная геология. 2009. №40. С. 5-16.
182. *Масайтис В.Л., Кириченко В.Т., Мащак М.С., Федорова И.Г.* Коренные месторождения и россыпи импактных алмазов Попигайского района (Северная Сибирь) // Региональная геология. 2013. №54. С. 89-98.
183. *Мащак М.С., Панкратов А.А., Пономаренко А.И.* Об открытии интрузий несущих сульфидную никелевую минерализацию на северо-восточном борту Тунгусской антеклизы // Геология рудных месторождений. 1966. № 2. С. 95-97.
184. *Мащак М.С.* Трапповый магматизм южного склона Анабарского щита // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 34-48.
185. *Мащак М.С., Богатых И.Я.* Геология, петрография и некоторые вопросы петрологии Харапской интрузии габброноритов // Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. Труды НИИГА, 1971. С. 31-41.
186. *Мащак М.С.* Петрохимические особенности разновозрастных даек диабазов и долеритов южной части Анабарского щита // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 76-86.
187. *Мащак М.С., Потуроев А.А.* Основные черты и возраст диабазов и долеритов южной части Анабарского массива. Якутск, 1976. С. 13-21.
188. *Мащак М.С.* Позднепротерозойские дайки сложного строения Анабарского щита // Изв. АН СССР. 1985. Сер. геол. № 10. С. 36-43.
189. *Мащак М.С.* Такситовые долериты рифейских даек Анабарского щита и связанные с ними медно-никелевые рудопоявления // Геология рудных месторождений, 1987, №2, С. 31-37.
190. *Мащак М.С., Наумов М.В.* Раннепротерозойские интрузии габброноритов (друзитов) Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. 2003. № 18. С. 40-52.
191. *Мащак М.С., Сотникова Г.Г.* Минерагеническое районирование и полезные ископаемые Анабарского щита и его склонов // Регионал. геол. и металлогения. 2004. №22. С. 89-103.
192. *Межвилк А.А.* Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе // Геотектоника, 1979, № 6, С. 86-97.
193. *Мельников А.И., Лапин В.С., Брандт С.Б., Петрова А.Ф.* Рубидий-стронциевый изохронный возраст докембрийских образований Анабарского щита // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука. 1990. С. 146-153.
194. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической РФ масштаба 1:1 000 000 (Третье поколение) / СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010, 196 с.
195. *Милашев В.А., Табунов С.М., Томановская Ю.И.* Кимберлитовые поля северо-восточной части Сибирской платформы / Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. Труды НИИГА, Л., 1971. С. 5-42.
196. *Милашев В.А.* Трубки взрыва. Л.: Недра. 1984. 268с.

197. Милашев В.А., Соколова В.П. и Шихорина К.М. Калиевые взрывные брекчии р. Бол. Куонамки – импактиты или криптовулканиты? // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1987. № 10. С. 30-37.
198. Минаева М.А. Опорный разрез кындынской серии кембрия Западного Прианабарья // Советская геология, 1985. № 1. С. 54-64.
199. Минаева М.А. Типы разрезов кембрия Прианабарья и обстановки осадконакопления // Советская геология, 1991. № 4. С. 36-45.
200. Минерагения Сибирской платформы / Ю.Г.Старицкий и др. М., Недра, 1970. 208 с.
201. Минеральное сырьё. Вып. Иттрий и лантоноиды; справочник / Н.А.Солодов, Е.И.Семенов, Т.Ю.Усова. М.1998, 57с.
202. Минеральное сырьё. Вып. Ниобий, тантал; справочник/ В.С.Кудрин и др.М.1998. 76с.
203. Минц М.В., Эрикссон П.Г. Длиннопериодные изменения в соотношении процессов тектоно-плитного и мантийно-плюмового происхождения в докембрии // Геодинамика и тектонофизика. 2016;7(2). С.173-232.
204. Митчелл Р.Х. Лампроиты – семейство щелочных горных пород // Записки ВМО. 1988. Ч. 117. Вып. 5. С. 575-585.
205. Молчанов А.В. Металлогения урана щитов Сибирской платформы / Региональная геология и металлогения, 2001, №13-14. С. 118-137.
206. Молчанов А.В., Толстов А.В. Урановый рудогенез на щитах Сибирской платформы (в связи с прогнозированием высокорентабельных месторождений) / Южно-Якутская комплексная экспедиция: 50 лет. г. Нерюнгри, 2001. С. 130-13.
207. Молчанов А.В., Ключев Н.К. Месторождения “типа несогласия” и возможность их обнаружения на древних щитах Сибирской платформы // Вестник СПбГУ. Сер.7, вып. 2. №16, 2002. С. 61-69.
208. Молчанов А.В., Ключев Н.К., Ефимов С.А. Металлогеническое районирование и прогнозная оценка на уран Анабарского щита // Природные ресурсы Таймыра, Вып.1, 2003, Дудинка. С. 30-50.
209. Молчанов А.В. Металлогения урана Алданского и Анабарского щитов. Автореф. дис. д-ра г.-м. наук. -СПб, 2004.42 с.
210. Молчанов А.В., Ходжаев Д.К., Морозова Н.Е. и др. Рудоносность Мальджангарского карбонатитового массива (Анабарский щит), Республика Саха-Якутия) // Рег. геология и металлогения. 2007. №32. С. 103-107.
211. Молчанов А.В., Князев В.Ю., Худoley А.К. Тектоно-флюидитные зоны Анабарского щита и их рудоносность // Региональная геология и металлогения. 2011. №47. С. 96-106.
212. Молчанов А.В., Терехов А.В., Ходжаев Д.К. Перспективы выявления на Анабарском щите уранового оруденения вблизи зоны структурно-стратиграфического несогласия предрифейского возраста // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. / отв. ред. А.Я. Биллер – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 290-292.
213. Моор Г.Г., Рожков Б.Н., Ткаченко Б.В. К геологии Анабарского докембрия и окружающего его нижнего палеозоя. // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Новая серия. Отделение геологии, 1934. Т.12. С. 12-22.
214. Науменко Н.Г. Перспективы россыпной алмазности Попигаевского района. В кн. «Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа и перспективы их освоения». Маг. конференции 25–27 окт. 2004 г. Изд. ВСЕГЕИ, СПб. С. 178–181.
215. Округин А.В. Дайковые пояса позднекембрийских базитов Анабарского массива и Алданского щита // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Материалы совещания. Якутск, 1999, Т.П. С. 89-93.
216. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск, ЯФ Из-во СО РАН, 2000, 183 с.

217. *Округин А.В., Королева О.В.* Вещественный состав и генезис калиевых высокомагнезиальных базитов Анабарского массива // Отечественная геология, 2000. № 5. С.70-74.
218. *Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С. и др.* Золото-платиноносные россыпи бассейна реки Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами // Отечественная геология, 2012, №5, С.11-21.
219. *Округин А.В. Якубович О.В., Гедз А.М.* ¹⁹⁰Pt-⁴Ne 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.
220. *Оксман В.С.* Анабарский щит // Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М.: 2001. С.104-107.
221. *Олейников Б.В.* Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск, Наука, 1979, 264 с.
222. *Олейников Б.В., Саввинов В.Т.* Петрология и геохимия фанерозойских базитов Оленекского и Билиро-Уджинского поднятий (северо-восток Сибирской платформы) // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. Якутск, 1980, С. 120-144.
223. *Олейников Б.В., Томшин М.Д.* Эволюция состава интрузивного базитового магматизма Сибирской платформы во времени // Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. Новосибирск: Наука, 1991. С. 39-63.
224. Опорный разрез верхнекембрийских отложений склона Анабарского поднятия (сборник статей) / Под ред. Б.В. Ткаченко. Л., 1970. С. 146.
225. Опорный разрез верхнекембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (сборник статей) / Под ред. Б.В. Ткаченко. Л.: НИИГА, 1970. 146 с.
226. *Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. М.: Наука. 1984. 263с.
227. Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов: метод. рук. Вып. Золото / Б.И. Беневольский, Е.В. Блинова, А.В. Бражник и др.; -3-е издание, перераб. и доп.-М.: ЦНИГРИ, 2002. 182с.
228. *Парфенова Т.М., Каширцев В.А.* Горючие сланцы и природные битумы севера Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 1-3 апреля 2014 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ 2014. С.364-368.
229. *Петров П.Ю.* Фациальная характеристика и особенности терригенной седиментации мукунской серии (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 2. С. 185-208.
230. *Петров П.Ю.* Мукунский бассейн: обстановки, параметры палеосреды и факторы континентальной терригенной седиментации раннего протерозоя (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // Литология и полезные ископаемые. 2014. №1. Т.49. С. 60-89.
231. *Плотникова М.И.* Очерк послеолигоценной истории Попигайской импактной морфоструктуры. Метеоритика. 1990. Вып. 49. С. 154–164.
232. *Подвысоцкий В.Т., Лелюх М.И., Никулин В.И.* Концепция формирования магматогенных формаций древних платформ // Отечественная геология, 1997. № 1. С. 30-36.
233. Подчасов В.М., Евсеев М.Н., Богатых И.Я., Минорин В.Е., Черенков В.Г. Россыпи алмазов мира. – М.: ООО «Геоинформарк», 2005. 747 с.
234. *Покровская Н.В.* Агностиды среднего кембрия Якутии. /Труды Геологического института АН СССР, 1958. Вып. 16. 96 с.
235. *Покровская Н.В.* Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы // Вопросы геологии Азии. М., изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. С. 444-465.
236. *Поляков А.А., Блинова В.Н., Каширцев В.А., Смирнова М.Е.* Новые данные о геологическом строении Оленекского месторождения битумов и перспективах нефтегазонасыщенности прилегающей территории // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – Т.6. - №3. – http://www.ngtr.ru/rub/9/33_2011.pdf

237. Пономарева О.С., Соболев П.Н. Геохимические исследования органического вещества нижнерифейской Усть-Ильинской свиты западного Прианабарья (Ангаро-Котуйский рифейский палеопргиб) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. №3 (15). С. 63-67.

238. Пономаренко А.И., Потуроев А.А. О включениях осадочных пород в брекчиях и туфолах эруптивных аппаратов Анабарского массива // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 64-66.

239. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, Кол. фил. АН СССР, 1970. 115 с.

240. Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя /Отв. редактор В.А. Крашенинников //Труды АН СССР. Вып. 43. М.: Наука, 1989. 310 с.

241. Прокопчук Б.И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. М., Недра, 1979. 248 с.

242. Прокопчук Б.И., Левин В.И., Метелкина М.П., Шофман И.Л. Древний карст и его россыпная минералогия. М.; Наука, 1985, 175 с.

243. Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В., Межубовский В. В., Трофимов В. Р. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-49 – Хатангский залив. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 275 с.

244. Рабкин М.И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М.: Госгеолтехиздат //Тр. НИИГА. Т. 87. 1959. 164 с.

245. Рабкин М.И., Вишневский А.Н., Ненашев Н.И. Анабарский щит, каталог данных изотопных определений возраста, К-Аг метод. – В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и её складчатого обрамления. Л., Наука, 1968, с. 63-65.

246. Рабкин М.И., Лопатин Б.Г. Анабарский щит // Геохронология СССР. Т.1. Докембрий. Под ред. Ю.Ир. Половинкиной. Л.: Недра, 1973. С. 254-262.

247. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР (20-21 июня 1962 г.). М., 1963.

248. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе средней Сибири. Новосибирск, 1979 г. Часть I (Верхний докембрий и нижний палеозой). Новосибирск, 1983. 215 с.

249. Розен О.М., Бибиков Е.В., Журавлев Д.З. Ранняя кора Анабарского щита, возраст и модели формирования // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991а, С. 199-224.

250. Розен О.М., Рачков В.С., Сонюшкин В.Е. Гранитизация тектонитов и формирование гранитов в зонах разломов Анабарского щита // Геохимия. 1991б. №9. С. 1240-1248.

251. 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.

252. 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. N2. С. 163-180.

253. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Палеопротерозойская аккреция на севере-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006, т.14, № 6, С.3-24.

254. 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. 2006а. 400 с.

255. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М. Научный мир, 2006б. 212 с.

256. 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.
257. Розен О.М., Шипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). Тр. ГИН РАН, вып. 584. М.: Научный мир, 2008. 184 с.
258. Розен О.М., Туркина О.М. Древнейшая кора Сибирского кратона // *Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики*. М.: ГЕОС, 2008. Т.2. С. 180 – 183.
259. Розен О.М., Левский Л.К. Опыт прямого сопоставления результатов Rb-Sr и Sm-Nd методов на примере Анабарской коллизионной системы Сибирского кратона // *Изотопные системы и время геологических процессов*. Мат. IV Российской конференции по изотопной геохронологии. 2009, С-Пб, т.2, С. 114-116.
260. Рожков Б.Н., Моор Г.Г., Ткаченко Б.В. Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива // *Труды Арктического института*, 1936. Т. LXVI. 130 с.
261. Рябченко А.А. Эбехаинский интрузивный комплекс // *Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность*. М.: Недра, 1974. С. 222-223.
262. Савицкий В.Е. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Северо-Востока Сибирской платформы // *Труды научно-исследовательского института геологии Арктики*, 1959. Т. 101. 18 с.
263. Савицкий В.Е., Демокидов К.К., Соболевская Р.Ф. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы / Тр. НИИГА, 1959. Т. 101. 210 с.
264. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. – Л.-М.: Водтрансиздат, 1953. 627 с. (Труды НИИГА, т. 77).
265. Сакс В. Н., Антонов К. В. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта // *Труды Горно-геологического управления ГУСМП*, вып. 16. – М.-Л.: Изд-во Главсевморпути, 1945. С. 65–117.
266. Семенов А.И., Старицкий Ю.Г., Шталов Е.Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (минерагенических) зон на территории СССР // *Закономерности расположения полезных ископаемых*, т. VIII. М., 1967. С.55-78.
267. Семихатов М.А., Серебряков С. Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 367). 224 с.
268. Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии рифея Анабарского поднятия // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1993. Т.1. № 3. С. 35-50.
269. Сергеев В.Н., Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Новые местонахождения рифейских микробиот в билляхской серии Северного Прианабарья (бассейн р. Фомич): к вопросу о биостратиграфии рифея Сибирской платформы // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2007. Т. 15. № 1. С. 3-14.
270. Сергеева Л.Ю., Гусев Н.И. Генезис цирконов в гранулитах Анабарского щита // *Современные исследования в геологии*. СПб Госуниверситет. 2015а. С. 182-183.
271. Сергеева Л.Ю., Гусев Н.И. Hf-Nd изотопная систематика в гранулитах Анабарского щита как индикатор генезиса разновозрастных цирконов // *Материалы IV международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского*, 16–20 февраля 2015 г., Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015б. С. 467-470.
272. Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М., Наука. 1975. 175с.
273. Сизых А. И., Юденко М. А. Петрография метаморфических пород: учебное пособие. Иркутск: Иркут. гос. ун-т, 2007. – 123 с.
274. Симонов О.Н., Масайтис В.Л., Мащак М.С., Гончаров М.М. Эффективность прогнозирования и поисков импактных алмазов в Попигайской астроблеме: ретроспективный взгляд // *Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее*. ВСЕГЕИ. СПб. 2004 С. 323–326.

275. *Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н. и др.* Новые данные о составе и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа // *Отечественная геология*. 2002. № 4. С. 45-49.
276. *Смелов А.П., Березкин В.И., Сальникова и др.* Новые данные о геодинамической природе и возрасте гранитоидов Билляхского массива (Анабарский щит) // *Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов*. Мат. I межд. геол. конф. – Улан-Уде. 2008. С. 350-353.
277. *Смелов А.П., Сальников Е.Б., Ковач В.П. и др.* Вещественный состав. U-Pb возраст и геодинамическая природа кварцевых метамонцодиоритов Билляхской зоны тектонического меланжа (Анабарский щит) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат. совещания*. 2009. Вып. 7. Т.1. Иркутск: ИЗК СО РАН. С. 85-88.
278. *Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Березкин В.И. и др.* Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // *Петрология*. 2012. Т. 20. №3. С.315-330.
279. *Сметаникова Л.И., Гриненко В.С., Маланин Ю.А., Проккопьев А.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-51 – Джарджан. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2013. 397 с.
280. *Смирнов Л.П.* Древние коры выветривания северной окраины Анабарского щита // *Ученые записки НИИГА*, 1968. Вып. 12. С. 59-78.
281. *Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А. и др.* Уникальные особенности состава вкрапленников оливина посттрапповой алмазоносной кимберлитовой трубки Малокуонапская, Якутия // *Доклады Академии наук*. 2015. Т. 463. № 5. С. 587 – 591.
282. *Соколов Б.С.* Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы // *Геология докембрия*. М.: Наука, 1964. С. 135-150.
283. *Соколов Б.С.* Очерки становления венда. М.: КМК Лтд., 1997. 156 с.
284. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Постановление МСК и его постоянных комиссий. Составитель А.И. Жамойда. Вып. 38. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.
285. *Спиридонов В.Г., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В.* Sm-Nd возраст и геохимия гранулитов центральной части Анабарского щита // *Геохимия*. 1993. №10. С.1412-1420.
286. *Старосельцев В.С., Шишкин В.В., Берилко Г.А.* Нижний протерозой Северо-Востока Анабарской антеклизы – базальный комплекс чехла Сибирской платформы // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. 2013. №3 (15). С. 3 – 12.
287. *Степанов Л.А.* Радиогенный возраст полиметаморфических пород Анабарского щита // *Раннедокембрийские образования Центральной Арктики и связанные с ними полезные ископаемые*. Л.: НИИГА. 1974. С.77-83.
288. *Степанюк Л.М.* Уран-свинцовый возраст микроклиновых гранитов Анабарского щита // *Докл. АН УССР*. 1991. №10. С. 127-129.
289. *Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Яковлев Б.Г. и др.* Кристаллогенезис и возраст циркона в породах гранулитовой фации (на примере мафитового гранулиты далдынской серии Анабарского щита) // *Минералогический журнал*. 1993. Т.15. № 2. С. 40-52.
290. Стратиграфический кодекс России. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. 96 с.
291. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий. Ордовик. Силур. Девон. Л., Недра, 1975. 622 с.
292. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Ред. Н.В. Мельников. Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.
293. Строение земной коры Анабарского щита / Отв. редактор В.М. Моралев. М.: Наука, 1986. 200 с.
294. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы / К.Б. Мокшанцев, В.В. Еловских, В.В. Ковальский и др. Новосибирск: Наука, 1974. 100 с.

295. Старосельцев В.С., Шишкин Б.Б., Берилко Г.А. Нижний протерозой северо-востока Анабарской антеклизы – базальный комплекс чехла Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. №3 (15). С. 3-11.
296. Суворова Н.П., Петропавловский В.В. О ленском ярусе нижнего кембрия севера Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113. № 3. С. 667-670.
297. Сурков В.С., Гришин М.П. Строение рифейских осадочных бассейнов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. № 11. С. 1712-1715.
298. Суханов М.К., Рачков В.С., Солюшкин В.Е. Анортозиты Анабарского щита // Изв. АН СССР. 1983. Сер. геол. № 6. С. 29-42.
299. Суханов М.К., Богданов С.В., Сумин Л.В., Рачков В.С. Первые результаты термо-изохронного радиологического датирования древнейших анортозитов СССР // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 3. С. 684-688.
300. Суханов М.К., Рачков В.С. Салтахский массив Анабарского щита // Изв. АН СССР. 1986. Сер. геол. № 12. С. 47-58.
301. Суханов М.К., Спиридонов В.Г., Карпенко С.Ф. Первые результаты датирования анортозитов Анабарского щита Sm-Nd изохронным методом // ДАН СССР, 1990, т.310, № 2. С. 448-453.
302. Суханов М.К., Розен О.М., Журавлев Д.З. Изотопный парадокс докембрийских анортозитов на примере котуйканского комплекса Анабарского щита // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС. 2000. С. 359-361.
303. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интепериодика». 2001. 571с.
304. Терентьев В.М. Закономерности размещения уранового оруденения в активизированных областях древних платформ (Сибирская платформа, ее обрамление и другие районы). Дис. соиск. уч. ст. д-ра г-м. наук. Л., 1982 г.
305. Толстов А.В., Граханов С.А. Прогнозно-минерагеническая оценка Анабарского поднятия // Материалы Всероссийского съезда геологов. – С.-Петербург, 2000. Т. 2. С. 204–206.
306. Толстов А.В. Закономерности образования и размещения главных рудоносных формаций северной части Сибирской платформы. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степени д-ра г-м. наук. Якутск. 2006. 45с.
307. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. М.: ИМ-ГРЭ. 2006. 212 с.
308. Томишин М.Д., Округин А.В., Саввинов В.Т., Шахотько Л.И. Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1997. Т.38. № 9. С. 1475-1483.
309. Томишин М.Д. Магматиты Эбехаинского дайкового пояса как возможный коренной источник россыпных алмазов на северо-востоке Сибирской платформы // ДАН. 2010. Т. 431. №1. С. 78-80.
310. Туркина О.М., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Изотопный состав Hf в цирконе из палеоархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Шарыжалгайского выступа (юг Сибирского картона) и его значение для оценки роста континентальной коры / Геология и геофизика. 2013. Т.54. №3. С. 357 – 370.
311. Угайева С.С., Павлушкина А.Д., Горяинов С.В. Афансьев В.П., Похиленко Н.П. Сравнительная характеристика алмазов с включениями оливина из россыпи Эбелях и кимберлитовых тел Якутской алмазонасной провинции // Доклады академии наук. 2016. Т. 468. № 1. С. 75-79.
312. 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.
313. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Ред. В. С. Волкова, А. Е. Бабушкин. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.

314. Успенский В.А., Радченко О.А., Глебовская Е.А. и др. Основы генетической классификации битумов. М.: Недра, 1964. 267 с.
315. Уханов А.В. Оливиновый мелилит из алмазоносной трубки взрыва на Анабаре // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153. №4. С.923-925.
316. Федонкин М. А. Бескелетная фауна венда и её место в эволюции Metozoa // Труды ПИН АН СССР. М.: Наука, 1987. Т. 226. 174 с.
317. Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980-997.
318. Фирсов Л.В. Палеогеновые базальтоиды в Попигайском грабене (Анабарский массив). // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. № 3. С. 664-666.
319. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В., Зинчук Н.Н., Белов С.В., Бурмистров А.А. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). М., НИИ-Природа. 2005. 540 с.
320. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра. 1998. 555с.
321. Худoley А.К., Молчанов А.В., Округин А.В., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Сергеев С.А. Эволюция фундамента севера Сибирской платформы по данным U-Pb датирования обломочных цирконов в песчаниках мукунской серии, Анабарский щит // Фундаментальные проблемы геотектоники. М.: Геос. 2007. Т. 2. С. 333-335.
322. Худoley А.К. Дэвис В., Рейнбирд Р.Х. и др. Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов и Sm-Nd изотопные исследования песчаников рифейского разреза юго-востока Анабарского щита: следствия для тектоники и стратиграфии // Изотопные системы и время геологических процессов. СПб., 2009. Т. II. С. 240-242.
323. Чернышева Н.Е. Стратиграфия кембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы // Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, общ. сер., вып. 7. Мат. по геол. Сиб. платформы. Л., 1955. С. 29-41.
324. Чумак М., Бартошинский З.В. Якутит – новая разновидность алмаза // Геология Якутии, 1968. № 27. С. 29-38.
325. Шамина Э.А. Коры выветривания кимберлитовых пород. Новосибирск, Наука, 1979. 150 с.
326. Шамина Э.А., Алтухова З.А., Бабушкина С.А. Геологические и вещественные особенности Дюкенского кимберлитового поля // Отечественная геология. 2002. №4. С. 26-31.
327. Шахотко Л.И., Багдасаров Ю.А. Новый карбонатитовый массив Анабарского щита // ДАН СССР. 1983. Т. 273. № 1. С. 186-189.
328. Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. Свидетельства присутствия субдукционного компонента в алмазоносной мантии Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. №1. С. 143- 162.
329. Шишкин Б.Б. Стратиграфия докембрийских отложений Западной Якутии по материалам глубокого бурения // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. – Тр.СНИИГГиМС, 1990. С. 38-46.
330. Шишкин Б.Б., Журавлева И.Т. К проблеме нижней границы кембрия. // Геология и геофизика. 1990, №1. С. 39-47.
331. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Егоркин А.В., Верба В.В. Строение раздела Мохо территории России и прилегающих акваторий // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2007. С. 241-244.
332. Эрлих Э.Н. Новые данные по стратиграфии синийских отложений северо-востока Сибирской платформы // Информ. бюлл. ин-та геол. Арктики. Л., 1961. Вып 23.С. 15-23.
333. Эрнст Р.Э., Хейнс Дж. А., Пучков В.Н., Округин А.В., Арчибальд Д.А. Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия) // Общие и региональные пробле-

мы тектоники и геодинамики. Мат. XLI тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2008. Т.2. С. 492-496.

334. Эрнст П.Е., Округин А.В., Веселовский П.В., Камо С.Л., Хамилтон М.А., Павлов В.С., Сёдерлунд У., Чемберлейн К.Р., Роджерс К. Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири, 1501 млн лет): U-Pb геохронология, геохимия корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // Геология и геофизика. 2016. № 5. С. 815-832.

335. Ashchepkov I.V., Kuligin S.S., Vladykin N.V., Downes H., Vavilov M.A., Nigmatulina E.N., Babushkina S.A., Tychkov N.S., Khmelnikova O.S. Comparison of mantle lithosphere beneath early Triassic kimberlite fields in Siberian craton reconstructed from deep-seated xenocrysts // Geoscience Frontiers. 2016. №7. P. 639-662.

336. Ashwal L.D. The temporality of anorthosites // Canad. Mineralogist. 2010. Vol. 48. P. 711-728.

337. Ayers J. C. What can zircon and monazite tell us about metamorphic fluids? (in Abstracts of the 16th annual V. M. Goldschmidt conference, Anonymous) // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. 70(18S): A26.

338. Astakhov V. I. Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view // Boreas, 2013, v. 42, is. 1. P. 1–24.

339. Bedard J.H. Parental magmas of the Nain Plutonic Suite anorthosites and mafic cumulates: trace element modelling approach // Contrib Mineral Petrol. 2001. Vol. 141. P. 747-771.

340. Bedard J.H. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. Vol. 70. P. 1188–1214.

341. Bedard J.H., Harris L.B., Thurston P.C. The hunting of the snArc // Precambrian Research. 2013. Vol. 229. P. 20–48.

342. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I., Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. Vol.143. P. 602-622.

343. Bibikova E.V., Williams I.S. Ion microprobe U-Th-Pb isotopic studies of zircons from three Early Precambrian areas in the USSR // Precambrian Res., 1990. Vol. 48. P. 203-221.

344. Bhatia M. R., Crook K. A-W. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 92. P. 181-193.

345. Blattner P., Transport of low-aH₂O dehydration products to melt sites via reaction-zone networks, Milford Sound, New Zealand // Journal of Metamorphic Geology, 2005. 23, №7 P. 569–578.

346. Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. The continental record and the generation of continental crust // GSA Bulletin. 2013. Vol. 125 № 1-2. P. 14 – 32.

347. Condie K.C. Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geologic record // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2004. 146, P. 319–332.

348. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes ? // Lithos, 2005. Vol. 79. p. 491-504.

349. Condie K.C., Kröner A. The building blocks of continental crust: Evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean // Gondwana Research. 2013. Vol.23. № 2. P. 394-402.

350. Condie K.C., Wilks M., Rosen D.M., Zlobin V.L. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan Series, eastern Anabar Shield, Siberia // Precambrian Research, 1991. Vol.50. № 1-2. P. 37-47.

351. Clarke G.I., Daczko N.R., Klepeis K.A., Rushmer T. Roles for fluid and/or melt advection in forming high-P mafic migmatites, Fiordland, New Zealand // J. metamorphic Geol., 2005, 23, №7. 557–567.

352. Daczko N.R., Clarke G.I., Klepeis K.A. Transformation of two-pyroxene hornblende granulite to garnet granulite involving simultaneous melting and fracturing of the lower crust, Fiordland, New Zealand // J. metamorphic Geol., 2001. V. 19. №5. P. 549-562.

353. *De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. et al.* A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature // *Chem. Geol.* 1980. Vol. 29. N 1-4. P. 183–210.
354. *Dhuime B., Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Storey C.D.* A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago // *Science.* 2012. Vol. 335. № 6074. P. 1334-1336.
355. *Dharma Rao C.V., Windley B.F., Choudhary A.K.* The Chimalpahad anorthosite Complex and associated basaltic amphibolites, Nellore Schist Belt, India: Magma chamber and roof of a Proterozoic island arc // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2011. Vol. 40. P. 1027–1043.
356. *Ernst R. E., Buchan K. L., Hamilton M. A., Okrugin A. V., Tomshin M. D.* Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dikes of the Eastern Anabar Shield Region, Siberia: Implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // *Journal of Geology.* 2000. Vol. 108. №4. P. 381-401.
357. *Evans D.A.D., Veselovsky R.V., Petrov P. Yu., Shatsillo A.V., Pavlov V.E.* Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia // *Precambrian Research.* 2016. V. 281. P. 639-655.
358. *Fouler M., Rollinson H.* Phanerozoic sanukitoids from Caledonian Scotland: Implications for Archean subduction // *Geology.* 2012. V. 40. № 12. P. 1079–1082.
359. *Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al.* The Siberian traverse, mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // *Tectonophysics.* 1999. V. 310. №1-4. P. 1-35.
360. *Gladkochub D., Pisarevsky S.A., Donskaya T., Natapov L.M., Mazukabzov A., Stanevich A.M., Silkyarov E.* Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes.* 2006. Vol. 29. P. 169–174.
361. *Gusev N., Petrov O., Shevchenko S., Sergeev S., Kapitonov I.* Formation of Archaean continental crust Anabar Shield (Siberian craton, Russia) on the U-Pb, Sm-Nd and Lu-Hf isotope data // *Proceedings of the 35th International Geological Congress 2016.* CD. Abs. 3665.
362. *Harley S. L., Kelly N.M., Moller A.* Zircon behaviour and thermal histories of mountain chains // *Elements.* 2007. Vol. 3. N1. P. 25-30.
363. *Halla J., van Hunen J., Heilimo E.* Geochemical and numerical constrains on Neorhean plate tectonics // *Precambrian Research.* 2009. Vol. 174. N 1–2. P. 155-162.
364. *Heilimo E., Halla J., Hölttä P.* Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neorhean western Karelian Province (Finland) // *Lithos.* 2010. Vol. 115. N 1–4. P. 27-39.
365. *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in mineralogy and geochemistry.* 2003. Vol. 53. P. 27-62.
366. *Hoskin P.W.O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2005. Vol. 69. № 3. P. 637–648.
367. *Johnson T. E., Brown M., Kaus B. J. P., VanTongeren J.A.* Delamination and recycling of Archaean crust caused by gravitational instabilities // *Nature Geoscience.* 2014. 7. P. 47-52.
368. *Jørgensen T., Haile J., Möller P. et al.* A comparative study of ancient sedimentary DNA, pollen and microfossils from permafrost sediments of northern Siberia reveals long-term vegetational stability // *Molecular Ecology,* 2012, v. 21, is. 8. P. 1989–2003.
369. *Kienast F., Siegert C., Dereviagin A., Mai D. H.* Climatic implications of Late Quaternary plant macrofossil assemblages from the Taymyr Peninsula, Siberia // *Global and Planetary Change,* 2001, v. 31, is. 1–4. P. 265–281.
370. *Khudoley A.K., Kropachev A.P., Tkachenko V.I., Rublev A.G., Sergeev S.A., Matukov D.I., Lyahnitskaya O. Yu.* Mesoproterozoic to Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for a Laurentian connection. Proterozoic geology of western North America and Siberia, in: Link, P.K., Lewis, R.S. (Eds.), *SEPM Special publication.* 2007. 86. P. 209-226.
371. *Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D.* Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of

Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // *Precamb. Res.*, 2015, v. 259, p. 78—94.

372. *Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A.* The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean succession from Northwestern Siberia (Anabar massif, Turukhansk uplift) // *Am. J. Sci.* 1995. 295, № 7. P. 823–850.

373. *Korhonen F.J., Clark C., Brown M., Bhattacharya S., Taylor R.* How long-lived is ultrahigh temperature (UHT) metamorphism? Constraints from zircon and monazite geochronology in the Eastern Ghats orogenic belt, India // *Precambrian Research*. 2013. 324. P. 322-350.

374. *Lelukh M.I.* Kimberlites and related rocks of Anabar region (Yakutia, Russia) // Extended abstracts of the 7th Int. Kimberlite Conf. Capetown, 1998. P. 497-500.

375. *Martin H., Moyen J.-F., Rapp R.* Sanukitoids and the Archaean-Proterozoic boundary // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 2009. Vol.100. P.15–33.

376. *McLelland J.M., Selleck B.W., Hamilton M.A. et al.* Late- to post-tectonic setting of some major Proterozoic anorthosite – mangerite – charnockite – granite (AMCG) suites // *Can. Mineral.* 2010. Vol. 48. P. 729-750.

377. *Moyen J.-F., Martin H.* Forty years of TTG research // *Lithos*. 2012. Vol.148. P. 312–336.

378. *Nair R., Chacko T.* Role of oceanic plateaus in the initiation of subduction and origin of continental crust // *Geology* 2008. Vol. 36. № 7. P. 583–586.

379. *Nazarov D., Henriksen M.* New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenisei area, Arctic Siberia // *Arctic Paleoclimate and its Extremes (APEX) Fourth International Conference and Workshop: Arctic paleoclimate proxies and chronologies.* – Iceland, 2010. P. 62–63.

380. *Nowell D.M., Pearson D.G., Bell D.R., et al.* Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: new constrains on their source regions.// *Journal of Petrology*. 2004. V.45. №8. P. 1583-1612.

381. *Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L.* The emergence of the Eoarchean proto-arc: evolution of a c. 3700 Ma convergent plate boundary at Isua, southern West Greenland. In: Roberts N. M. W., Van Kranendonk M., Parman S., Shirey S. & Clift, P. D. (eds) *Continent Formation Through Time*. Geological Society, London, Special Publications. 2015. V. 389. P. 113-133.

382. *O'Connor, J. T.* A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // *US Geological Survey Professional Paper B525*. 1965. P. 79–84.

383. *Okrugin A.V., Oleinikov B.V., Savvinov V.T., Tomshin M.D.* Late Precambrian dyke swarms of the Anabar massif, Siberian Platform // *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. Rotterdam, Brockfield, 1990. P. 529-534.

384. *Pearce J. A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // In: Thorpe R. S. (ed.) *Andesites*. New York: JohnWiley. 1982. P. 525-548.

385. *Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., et al.* Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U–Pb dating of gold mineralization (Tamlalt–Menhouhou gold deposit — Morocco) // *Chemical Geology*. 2007. Vol. 245. № 3-4. P. 135–161.

386. *Peters T.J., Ayers J.C.* Preliminary report on the experimental measurement of trace-element partitioning between zircon and hydrothermal metamorphic fluids at high/ultra-high pressure conditions (in Abstracts of the 20th annual V. M. Goldschmidt conference, Anonymous) // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2010. 74(12, SUPPL.1): A810.

387. *Prokopenko A. A., Hinnov L. A., Williams D. F., Kuzmin M. I.* Orbital forcing of continental climate during the Pleistocene: a complete astronomically tuned climatic record from Lake Baikal, SE Siberia // *Quaternary Science Reviews*, 2006, v. 25, is. 23–24. P. 3431–3457.

388. *Reimink J.R., Chacko T., Stern R.A., Heaman L.M.* The birth of a cratonic nucleus: litho-geochemical evolution of the 4.02–2.94 Ga Acasta Gneiss Complex // *Precambrian Research*. 2016. V. 281. P. 543-472.

389. *Roberts N.M.W., Van Kranendonk M.J., Parman S., Clift P.D.* Continent formation through time. In: Roberts N. M. W., Van Kranendonk M., Parman S., Shirey S. & Clift, P. D. (eds) *Continent Formation Through Time*. Geological Society, London, Special Publications. 2015. V. 389. P. 1-16.

390. *Rosen O.M.* The Archean lithosphere as seen in the Anabar shield // *Int. Geol. Rev.*, 1986. Vol. 28. P. 770-783.
391. *Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam 1994. P. 411-459.
392. *Rosen O.M., Turkina O.M.* The oldest rock assemblages of the Siberian Craton // *Precambrian ophiolites and related rocks // Development in Precambrian Geology*. 2007. Vol. 15. P. 793-842.
393. *Schroter F.C., Stevensjn J.A., Daczko N.R., Clarke G.L., Pearsen N.J.* Trace element partitioning during high-P partial melting and melt-rock interaction; an example from northern Fiordland, New Zealand // *J. metamorphic Geol.*, 2004, 22, 443–457.
394. *Shandl E.S., Gorton M.P.* Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments // *Econ. Geology*. 2002. V. 97. N 3. P. 629–642.
395. *Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V.* Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds // *Gondwana Research*. 2015. V. 28. P. 106–120.
396. *Sher A. V., Kuzmina S. A., Kuznetsova T. V., Sulerzhitsky L. D.* New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants and mammals // *Quaternary Science Reviews*, 2005, v. 24, is. 5–6. P. 533–569.
397. *Smelov A.P., Timofeev V.F.* The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // *Gondwana Research*. 2007. Vol. 12. P. 279–288.
398. *Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. N 42. P. 313-345.
399. *Turchenko S.I.* The Anabar Shield // *Precambrian Geology of the USSR* (ed. D. V. Rundqvist and F. P. Mitrofanov). *Development in Precambrian Geology*. Vol. 9. Elsevier: 1993. P. 247-264.
400. *Van Kranendonk M.J.* Two types of Archean continental crust: plume and plate tectonics on early Earth // *American Journal of Science*. 2010. Vol. 310. №10. P. 1187–1209.
401. *Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Griffin W.L. et al.* Making it thick: a volcanic plateau origin of Palaeoarchean continental lithosphere of the Pilbara and Kaapvaal cratons.
402. In: Roberts N. M. W., Van Kranendonk M., Parman S., Shirey S. & Clift, P. D. (eds) *Continent Formation Through Time*. Geological Society, London, Special Publications. 2015. V. 389. P. 83-112.
403. *Veizer J.* Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates // *Revs. Mineral.* 1983. Vol. 11. P. 265-300.
404. *Veizer J., Hoefs J., Ridler R.H. et al.* Geochemistry of Precambrian carbonates. I. Archean hydrothermal systems // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1989. Vol. 53. №4. P. 845-857.
405. *Verma S. P., Pandarinath K., Verma S. K., Agrawal S.* Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks // *Lithos*. 2013. Vol. 168-169. P. 113-123.
406. *Verma S. P., Verma S. K.* First fifteen probability-based multi-dimensional discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against post-emplacement compositional changes and petrogenetic processes // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2013. DOI: 10.3906/yer-1206, in press.
407. *Vorob'eva N.G., Sergeev V.N., Petrov P.Yu.* Kotuikan Formation assemblage: A diverse organic-walled microbe in the Mesoproterozoic Anabar succession, northern Siberia // *Precambrian Research*. 2015. 256 P. 201–222.
408. *Watson E., Harrison T.* Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // *Science*. 2005. Vol. 308. P. 841–844.
409. *Wyman D.A.* A critical assessment of Neoproterozoic “plume only” geodynamics: evidence from the Superior Province // *Precambrian Research*. 2013. Vol. 229. P. 3–19.
410. *Whitehouse M.J., Platt J.P.* Dating high-grade metamorphism – constraints from rare-earth elements in zircon and garnet // *Contrib Mineral Petrol.* 2003. Vol. 145. № 1. – P. 61-74.

Фондовая

411. *Афанасьев А.М., Птичкин А.В.* Отчет по аэрофотогеологическому картированию м-ба 1:200 000 на территории листов R-48-XXXVI, R-49-XXXI, XXXII по работам Арга-Салинской партии в 1982-1985 гг. Амакинская РГЭ, ПГО «Якутскгеология», 1985. Росгеолфонд № 423885.

412. *Вишневский А.Н.* Чарнокиты и сапфириносодержащие высокоглиноземистые породы р. Хатырык. Л., 1964. Фонды НИИГА.

413. *Вишневский А.Н., Каменев Е.Н., Медведев В.Ф.* Маршрутные геологические исследования и поисковые работы в бассейне рек Хатырык, Делиндэ и среднего течения р. Б. Куонамка. Л., 1962. Фонды НИИГА.

414. *Бобров В.Н., Бардеева М.А. и др.* Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1:200 000 с геологическим доизучением площади листов S-49- XXI, XXII, XXVII, XXVIII, XXXIII, XXXIV за 1985-1990 гг. М., 1990.

415. *Бобров В.Н., Бардеева М.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Объяснительная записка. Анабарская серия. Масштаб 1:200 000. Листы R-48 [XXXI-XXXIV]. Москва, 1999. Фонды ПГО «Аэрогеология».

416. *Бухмиллер И.Я., Рябоконе М.М., Подчасов В.М. и др.* Материалы к геологической карте масштаба 1:50 000. Геологическое строение бассейна р. Хадыга (листы R-50-40-АБ и R-50-41-А). Отчет Хадыгинской партии за 1968 г. Пос. Нюрба, 1969. Росгеолфонд.

417. ГИС-атлас карт гидрогеологического содержания территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000. М., ВСЕГИНГЕО, 2008.

418. *Головин А.А., Гуляева Н.Г., Рябых Э.М. и др.* Комплект геохимической основы Госгеолкарты-1000/3 по листу R-49 (Оленек) в рамках Государственного контракта № АМ-02-34/33 от 28 марта 2012 г. по объекту «Создание геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 по листам М-39; N-38; O-54; P-47; P-48; Q-44; Q-55; R-39; R-40; R-49 и подготовка геологического обоснования работ по созданию геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 для закрытых территорий». Книга 13. Москва. 2014. Росгеолфонд.

419. *Граханов С.А., Подчасов В.М. и др.* Подсчет запасов алмазов по россыпям р. Эбелях и ручьев Гусиный и Браас- Юрэх по состоянию на 1.09. 85г.-п. Нюрба, 1985.

420. *Граханов С.А., Подчасов В.М.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ в бассейне р. Анабар в 1992-1993гг. - п. Эбелях, 1994.

421. *Граханов С.А., Сулейманов А.М., Павлов В.И.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпные месторождения алмазов в бассейне р. Большая Куонамка (Республика Саха (Якутия)) в 2008-2011 гг. - Якутск, 2011.

422. *Граусман В.В.* Корреляция и изучение продуктивных отложений верхнего докембрия и фанерозоя нефтегазоносных районов ЯССР. Якутск, 1983. Росгеолфонд.

423. *Донов Н.А., Масайтис В.Л., Кириченко В.Т. и др.* Подсчет запасов импактных алмазов месторождения Скального и прогнозная оценка алмазоносности Попигайского метеоритного кратера по состоянию на 01.09.1978 г. Красноярское ГУ Полярная ГРЭ. Красноярск 1978. ТФГИ по СибФО инв.№ 25122

424. *Духанин С.Ф., Забурдин К.С., Лопатин Б.Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа R-49-ХVII, ХVIII (бассейн среднего течения р. Б.Куонамка и М.Куонамка). Л., 1961. Фонды института геологии Арктики. № 3493.

425. *Духовский А.А., Беляев Г.М., Мухин В.Н. и др.* Глубинное строение Якутской алмазоносной провинции. / Окончательный отчет по теме №0.50.01 А. VI.3/ 601 (14) 5 -2/488 за 1981-1984гг. (в 2-х томах). Л., ВСЕГЕИ, 1984. Геолфонд ВСЕГЕИ. Инв. № 15093.

426. *Жуков В.В., Пинчук Л.Я.* Отчет об увязочных и тематических маршрутных исследованиях 1961 г. в бассейнах рр. Буолкалах, Бур, Беенчима, Куойка. Л., 1962. Росгеолфонд.

427. *Забурдин К.С., Поляков М.М., Трухалев А.И.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов среднего течения р. Попигай и р. Далдын (лист R-49-III, IV) /Отчет о геологосъемочных и поисковых работах м-ба 1: 200 000 отряда №3 Анабарской партии НИИГА за 1970г. Л., 1971.

428. *Застрожных А.С., Минина Е.А.* Отчет по объекту «Создание карты четвертичных отложений м-ба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. (Государственный контракт от 13.06.2007 г. № АМ-02-34/29). В 3 книгах и 1 папке. СПб, ФГУП «ВСЕГЕИ», 2010. Геолфонд ВСЕГЕИ. Инв. № 18981.

429. *Зарецкий Л.М., Артемова и др.* Отчет Эбеляхской партии о результатах геолого-поисковых работ на Эбеляхской алмазоносной площади за 1969 г.- п. Нюрба, 1970.

430. *Зарецкий Л.М., Карякин И.М., Плакин Ф.П., Роцин В.П. и др.* Отчет Эбеляхской партии о результатах геолого-поисковых работ в Анабарском алмазоносном районе за 1970 год. -п. Нюрба, 1971.

431. *Зарецкий Л.М., Суховерков В.Г. и др.* Отчет Эбеляхской партии о результатах геологопоисковых работ в Анабарском алмазоносном районе за 1971 г.-п. Нюрба, 1972.

432. *Зарецкий Л.М., Кириченко В.Т., Масайтис В.Л. и др.* Подсчет запасов алмазов месторождения Ударного и оценка перспектив Попигайского алмазоносного района (по состоянию на 1.X.1975 г.). Том VI. Геологическая документация выработок. Кн. 2. с.100-110. Красноярск, КГУ, Полярная ГРЭ, 1975.

433. *Злобин М.Н., Шувалова В.З., Руссу Ф.П., Кириллов О.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые района верхнего течения р. Б.Куонамка (лист R-48-XXIII, XXIV). Л., 1972. Фонды НПО Севморгео НИИГА. № 4770.

434. *Злобин М.Н., Шувалова В.З., Крутойарский М.А., Кириллов О.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые района среднего течения р. Ильи (листR-48-XVII, XVII). Л., 1969. Фонды НИИГА. № 4534.

435. *Ильин Ф.Ф., Чистяков С.Д., Грищенко А.И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной части листа R-50-V, VI (бассейны рр. Буолкалаах, Ары-Онгорбут, Далбар, Тигиилээх-Сээнэ). Отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1:200 000 партии № 1 Биректинской экспедиции НИИГА за 1962 г. Л., 1963. Росгеолфонд.

436. *Истомин В.А., Шахотко Л.И., Щербакова И.Б. и др.* Геолого-минерогеническое картирование масштаба 1 : 200 000 в пределах листов: R-49-XVI (южная половина); R-49-XXI, XXII); R-49-XXVII, XXVIII за 1988-1992гг/ ПГО «Аэрогеология». М., 1992.

437. *Кириллин А.С., Граханов С.А., Кривонос В.Ф.* Подсчет запасов алмазов по россыпи руч. Холомолоох и участку Исток россыпи р. Эбелях по состоянию на 1.04.88г. Отчет Эбеляхской партии за 1985-88гг.-п. Чернышевский, 1988.

438. *Кириченко В.Т., Межубовский В.Г., Гири В.В.* Отчет о поисково-оценочных работах в Попигайской котловине за 1976-1980 годы. ПГО «Красноярскгеология» Полярная ГРЭ. Хатанга 1980. ТФГИ по СибФО инв.№ 25126

439. *Кирсанов А.А. (отв. исполнитель), Литияйнен К.Л, Зубов Е.И. и др.* Геологический отчет о результатах работ по объекту «Создание много- и гиперспектральной дистанционной и геофизической основы региональных геологосъёмочных работ на территории России». Государственный контракт от 22 июля 2009 г. № АМ–02-34/13. ФГУП «ВСЕГЕИ», СПб. 2011.

440. *Кожевин Д.В.* Отчет о маршрутной геологической съемке по рекам Попигаи и Рассоха в Хатангском районе Красноярского края РСФСР за 1946 г. Фонды НПО «Севморгео», 1947. № 83.

441. *Колесников А.А.* Отчёт. Изучение вещественного состава и закономерностей размещения проявлений редких и радиоактивных элементов и проведение опытно-методических работ по оценке применимости шлихоминералогического метода при поисках алмазов в условиях развития докембрийских кристаллических комплексов Анабарского щита в 2000-2003г.г., г. Мирный, 2003.

442. *Краснов В.Н. и др.* Эталонные разрезы и межсерийные корреляционные схемы верхнего докембрия и фанерозоя Сибири с целью совершенствования легенд для Государственного геологического картирования масштабов 1:200000 и 1:1000000. Отчет СНИИГГиМС. Новосибирск, 2000. Росгеолфонд.

443. *Крючков А.И., Любимов Н.В.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейне нижнего и среднего течения рек Большая и Малая Куонамка за 1965 г. - п. Нюрба, 1966.

444. *Крючков А.И. и др.* Сводный отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах нижнего и среднего течения рек Бол. и Мал. Куонапка за 1963-67 гг. Нюрба, 1968.

445. *Куликов Ю.П., Бабкин А.Н. и др.* Котуйкан, Фомич, Рассоха, Блудная, Половинная, Сопочная, Джекуния, Попигай. Геол.съемка м-ба 1:200 000. Листы S-48-XXXV, S-49-XXI, XXXII, R-48-XI, XII, R-49-I, II, VII, VIII, XIV за 1975-79 г.г. Красноярск, 1979. Фонды ВСЕГЕИ 14127.

446. *Куликов Ю.П., Бабкин А.Н., Голубев В.М., Дроботенко Е.А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые р. Налим-Рассоха. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 в северной части Анабара, в пределах Билляхской зоны. Красноярск, 1984. Фонды ВСЕГЕИ. № 15079.

447. *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». ОАО «Центргеология». М. 2004 г. 210 с. (ФГУНПП Росгеолфонд).

448. *Кутейников Е.С., Гроздилов А.Л. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхних течений р. Эричка и р. Медвежья (западное крыло Анабарской антеклизы). Л., 1964. Фонды НИИГА. № 13233.

449. Легенда Анабарской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (новая серия) / М.С.Мащак, Г.Г.Сотникова, Е.Б.Хотина и др. Гл. ред. Е.П. Миронюк. СПб, ВСЕГЕИ, 2002. 372 с.

450. Легенда Анабаро-Виллойской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (Третье поколение). Кн.1, 2 /Гл. ред. М.С. Мащак. СПб, ВСЕГЕИ, 2009. Фонды ВСЕГЕИ. № 0000.

451. Легенда Нижнеленской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 (издание второе) / Андреев В.С., Иваненко Г.В., Кириченко С.Г. и др. М., 2000. ГФ "Аэрогеология".

452. Легенда Оленекской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе). Объяснительная записка / Бобров В.Н., Бардеева М.А., Клейкова Н.И. и др.. Гл. ред. - В.Н. Бобров. М., ФГУНПП "Аэрогеология", 2000.

453. Легенда Суханской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (новая серия). Объяснительная записка / В.С.Андреев, Г.В.Иваненко, В.Г.Кириченко и др. Гл. ред. В.С.Андреев. М. 2002. 123 с.

454. Легенда Уджинской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 (издание второе). / В.Н. Бобров, В.А. Камалетдинов, Г.Х. Ян и др. Гл. ред. Е.В. Туганова. М., 2002. ГФ "Аэрогеология".

455. *Ломакин Ю.А.* Отчёт о результатах исследований по теме " Обобщение геолого-геофизических материалов по районам деятельности Амакинской экспедиции с целью составления каталогов алмазоперспективных территорий, площадей и участков, рекомендуемых для постановки работ на алмазы" п. Айхал, 1997. Росгеолфонд. № 470672.

456. *Лопатин Б.Г., Абакумов С.А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Хаптасыннах. Л., 1964. Фонды НИИГА. № 3942.

457. *Лопатин Б.Г., Никитин А.И., Федоров Л.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Старой и Хаптасыннаха. Л., 1965. Фонды НИИГА. № 4101.

458. *Лопатин Б.Г., Федоров Л.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна правых притоков р. Старой. Л., 1966. Фонды НИИГА. № 4223.

459. *Макаров К.К. и др.* Перспективы нефтегазоносности южного крыла Анабарской антеклизы и направление нефтеразведочных работ. Якутск, 1963. Фонды ПГО «Якутскгеология».

460. *Масайтис В.Л., Мащак М.С., Наумов М.В.* Создание эталонной геологической коллекции образцов горных пород Попигайской импактной структуры. Окончательный отчет по Гос. Контракту 99-25-Н за 1999-2002 г. в 2-х частях. СПб, ВСЕГЕИ, 2002.

461. *Мащак М.С., Ганин В.А., Ильин В.И., Николаев Л.И., Скоробутов Г.С., Мельников В.В.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Кенгеде (восточная часть листа R-49-XXVIII). – Нюрба, Ам ГРЭ, 1966.

462. *Мащак М.С., Богатых И.Я., Ильин В.И., Богатых М.М. и др.* Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Кенгеде (восточная часть листа R-49-XXVII и западная часть листа R-49-XXVIII). П. Нюрба, 1967. Фонды Амакинской экспедиции. № 1124д.

463. *Молчанов А.В., Ефимов С.А., Клюев Н.К., Терентьев В.М. и др.* Научное обоснование и прогнозная оценка перспективных структур щитов России для поисков месторождений богатых урановых и комплексных руд на основе составления среднемасштабных (1:500 000- 1:200 000) прогнозно-металлогенических карт / Отчет по теме 700, ВСЕГЕИ, СПб, 1999.

464. *Молчанов А.В., Ефимов С.А., Клюев Н.К.* Составление структурно-формационной основы металлогенической карты Анабарского массива с обоснованием рудоконтролирующего значения потенциально-перспективных формаций докембрия. Отчет по т. 53 (Договор с АмГРЭ АК «АЛРОСА») за 2000-2002гг. СПб, ВСЕГЕИ, 2002. Фонды ВСЕГЕИ. №. 18300.

465. *Молчанов А.В., Ефимов С.А., Худолей А.К., Толмачева Е.В.* Оценка перспектив комплексной промышленной рудоносности зон древних структурно-стратиграфических несогласий и долгоживущих тектоно-флюидитных зон восточной части Анабарского щита (Договор №4-1-2003, Тема №311; №1/1-2005, тема №501). СПб, ВСЕГЕИ, 2006. Фонды ВСЕГЕИ. Инв. № 18384.

466. *Молчанов А.В., Князев В.Ю., Беленко Е.В. и др.* Тектоно-флюидитные зоны и постметаморфические гранитные интрузии Анабарского щита и их значение в урановой металлогении региона. СПб, ФГУП ВСЕГЕИ. 2009. Фонды ВСЕГЕИ. №.18892.

467. *Мухин В.Н., и др.* Отчет по работе «Уточнение границ тектонических и структурно-геологических элементов Урала, Сибири и Дальнего Востока (по данным глубинных геофизических исследований) с созданием и актуализацией модели глубинного строения Урала, Сибири и Дальнего Востока» (по договору с ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем» № 18-2/2012 от 20.04. 2012 года в рамках объекта «Создание модели глубинного строения Урала, Сибири и Дальнего Востока масштаба 1:5 000 000 в рамках международного проекта «3D геологические структуры и металлогения Северной, Центральной и Восточной Азии» по новейшим геолого-геофизическим данным» (Государственный контракт АМ-02-34/45 от 20 апреля 2012 года). СПб, 2014 г.

468. *Николаев В.Т., Граханов С.А. и др.* Отчет о результатах разведочных работ на месторождении россыпных алмазов в бассейне р. Талахта в 2003-2007 гг. Якутск, 2008.

469. *Новиков М.А. и др.* Отчет о результатах поисков месторождений золота на восточном склоне Анабарского массива за 1982-1986гг. пос. Нюрба, 1986.

470. *Осташкин И.М. 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-минералогической карты масштаба 1:200 000 в пределах листов R-50-V, VI (южная половина), XI, XII; XVIII (сев. половина); R-51-I, II (южная половина), VII, VIII; XIII, XIV (сев. половина). Отчет партии № 5 за 1985-1990 г. М., 1990. ГФ "Аэрогеология".

471. *Охлопков В.И., Коваль С.Г., Бурцев И.Н. и др.* Отчет о ГТС 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.

472. *Охлопков В.И., Михалюк Г.М.* Отчёт о стратиграфических работах на Анабарском кристаллическом массиве по составлению опорной рабочей легенды для Куонамской серии листов госгеолкарты-50, проведённых в 1988-1991гг. Пос. Айхал, 1991.

473. *Пищальников В.И. и др.* Отчет по ГТС-50. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Мал. Куонамка. Листы R-50-61,62,73,74. Пос. Айхал, 1991. Росгеолфонд.

474. *Побережский В.А., Шпунт Б.Р., Музыка Г.М. и др.* Геологическое строение верховьев р. Кюэнекеян (листы R-49-XXV, XXVI). Ам ГРЭ. Пос. Нюрба, 1966.

475. *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. Айхал, 2004. Росгеолфонд. № 483831.

476. *Пономаренко А.И., Пономаренко Г.А.* Отчет о результатах ревизионных работ по оценке Биригиндинского редкоземельного и радиоактивного рудопроявления за 1965г. Пос. Нюрба, 1966.

477. *Попов И.П., Оченаш В.Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Анабар и Маят. Отчет Маятской партии о результатах ГГС масштаба 1:50 000 и общих поисков на алмазы в бассейнах рр. Анабар и Маят (листы R-49-24, 36, 48; R-50-13, 14, 25-А, Б; 26-А), проведенных в 1981-1989 гг. Пос. Нюрба, 1989. Росгеолфонд, № 448380.

478. *Попов И.П., Стаднюк В.Д., Тамбовцев А.А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Молодо-Оленекского междуречья. Отчет Куойской партии о результатах подготовки площади листов R-51-50 В, Г; 51-В, Г; 52-В; 63-Б, Г; 64-А, В за 1989-1993 гг. Айхал, 1993. Росгеолфонд.

479. *Попов И.П. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Молодо-Оленекского междуречья. Отчет Куойской партии о результатах ГГС масштаба 1:50 000 и общих поисков алмазов и других полезных ископаемых в пределах листов R-51-50-В, Г; 62; 63-А, В в 1992-1998 гг. (Чамайский объект). Пос. Айхал, 1998. Росгеолфонд.

480. *Потуроев А.А., Чумирин К.Г., Клочков В.П., Богатых И.Я., Ивлиев К.А., Степанова Р.Р.* Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Бол. Куонамка (южная часть листов R-49-ХІХ, ХХ). АмГРЭ. Пос. Нюрба, 1966. Фонды Амакинской экспедиции, № 1082.

481. *Потуроев А.А.* Материалы к государственной геологической карте масштаба 1:200000. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Бол. Куонамка (северная часть листов R-49-ХІХ-ХХ). АмГРЭ. Пос. Нюрба, 1967.

482. *Потуроев А.А.* Государственная геологическая карта СССР, лист К-49-ХІХ, ХХ (объяснительная записка). Нюрба, 1969. Фонды Амакинской экспедиции.

483. *Прокопьев С.А.* Отчёт о результатах поисков коренных месторождений алмазов на северо-восточном склоне Анабарского щита (бассейн реки Большая Куонамка) в 1995-2001 гг. Пос. Айхал, 2001.

484. *Пуговкин А.А., Миронов Ю.Б. и др.* Отчет о результатах работ по объекту «Методическое обеспечение и сопровождение составления геолого-структурных, рудно-формационных основ прогнозных на уран разномасштабных карт, переоценка, учет и апробация прогнозных ресурсов урана категории Р₃» (договор № 627 от 03.04. 2006 г.). СПб, ФГУП ВСЕГЕИ. 2008. Фонды ВСЕГЕИ. №.2121.

485. *Румянцев В.Д., Коваль С.Г., Ходжаев Д.К. и др.* Отчет о результатах прогнозно-минералогических исследований по оценке перспектив рудоносности на золото, платину, медь, никель, серебро и другие полезные ископаемые юго-восточной части Анабарского кристаллического массива (Объект Щит). Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА». Пос. Айхал, 2003. Росгеолфонд. № 481833.

486. *Румянцев В.Д., Можаров И.В., Ходжаев Д.К. и др.* Отчет о результатах оценки радиоактивных аномалий в зоне структурно-стратиграфического несогласия в юго-восточной части Анабарского щита в 2005-2007 гг. (объект 90-25 «Биригиндинский»). Пос. Айхал, 2007.

487. *Свириденко М.М. и др.* Геологический отчет о результатах работ по объекту: «Создание комплектов современной геологической основы масштаба 1:1 000 000 листов R-49, R-52, P-39, P-55, O-37, M-54, Q-53, Q-60, Q-42». Отчет по Государственному контракту. № АМ-02-34/05 от 25.04.2011 г (в 11 книга и 11 папках). Санкт-Петербург. 2013. Росгеолфонд.

488. *Сирина Т.Н., Шашорин Б.Н.* Информационный отчет за 2006 г. по Договору № 140 «Изучение глубинного строения юго-восточной части Анабарского щита, оценка проявления рудоподготовительных, урановорудных процессов в пределах радиоактивных аномалий на участках Биригиндинский, Мюнсюсхский, Боронгский с определением руд-

- но-формационной принадлежности выявляемых урановородных концентраций». ВИМС. М., 2006.
489. *Скундин В. С., Азарова В.Г. и др.* Геологическое доизучение в масштабе 1:200 000 на листах R-49- XXXV, -XXXVI; R-50- XXXI, -49-V, -VI, -XI, -XII; - 50-I-IV (партия №3). Отчет за 1975-80гг. М., 1980. Фонды ВСЕГЕИ. №.14276.
490. *Смелов А.П.* Ревизионные тематические работы на площади Анабарского щита с целью выявления перспективных участков для поисков месторождений благородных и цветных металлов. РАН СО ИГАМБ. Якутск, 2002. ГФ АмГРЭ.
491. *Смыслов А.А., Терентьев В.М. и др.* Разработка основ прогнозирования урановых месторождений «типа несогласия» на территории СССР (Русская и Сибирская платформы и другие районы) с выделением перспективных площадей для поисков на основе составления прогнозных карт мелкого и среднего масштаба / Отчет по теме № 507. ВСЕГЕИ. Л., 1990.
492. *Соловьев И.А., Трухалев А.И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист R-49-IX, X. Л., 1974. Фонды НИИГА, №4937.
493. *Тимофеев А.А.* Отчет по геологическому 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-А, Б, В, Г; 106-А, Б, В, Г; 107-А, Б, В, Г; 108-А, Б, В, Г; 117-А, Б, В, Г; 118-А, Б, В, Г; 119-А, Б, В, Г; 120-А, Б, В, Г; K-50-97-А, Б, В, Г; 98-А, Б, В, Г; 99-А, Б, В, Г; 100-А, Б, В, Г; 109--А, Б, В, Г; 110-А, Б, В, Г; 111--А, Б, В, Г; 112 --А, Б, В, Г – партии № 15 за 1983-1987 гг. М., 1987. Росгеолфонд, № 434225.
494. *Толстов А.В., Егорова П.Е.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на золото в среднем течении р. Бол. Куонамка и нижнего течения р. Анабар за 1992-1995 гг. Ам ГРЭ. Чернышевск, 1996.
495. *Трухалев А.И., Соловьев И.А., Кириллов О.В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чорду-Далдын, Попигай и Улахан-Старая (листы R-49-III, IV, IX, X). Л., 1972. Фонды НИИГА, № 4771.
496. *Трухалев А.И., Соловьев И.А., Кириллов О.В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Попигай, Налим-Рассоха, Улахан-Старая (листы R-49-III, IV, IX, X). Отчет о геолого-съёмочных, редакционно-увязочных и буровых работах, проведенных отрядом №1 Анабарской партии летом 1972 г. Л., 1973. Фонды НПО «Севморгео», № 11164.
497. *Трухалев А.И., Соловьев И.А.* Государственная геологическая карта СССР. Лист R-49-III, IV. Объяснительная записка. Л., 1974. Фонды НИИГА, № 4936.
498. *Феоктистов В.П.* Составление обзорной прогнозно-металлогенической карты территории России как основы для прогнозирования и оценки перспектив новых высоко-ресурсных металлогенических объектов. ВСЕГЕИ, СПб, 2006. Фонды ВСЕГЕИ, № 18536.
499. *Феоктистов В. П., Смелова Л. В., Богданов Ю. В. и др.* Актуализация оценок прогнозных ресурсов категории P_3 и металлогенического потенциала по результатам региональных геолого-геофизических и геохимических работ за период 2003–2008 гг. – СПб., 2009. Росгеолфонд, № 494190.
500. *Фолисевич М.Я.* Отчёт о ревизионно-поисковых работах масштаба 1:500 000 по оценке перспектив коренной алмазоносности Лено-Анабарского междуречья в 1995-1999 гг. Пос. Айхал, 1999.
501. *Ходжаев Д.К., Гапотченко П.И.* Отчет о результатах комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1:25 000 на территории Анабарского кристаллического массива в 2003-2007 гг. АмГРЭ. Пос. Айхал, 2007.
502. *Хюппенен Т.П., Кручек А.И. и др.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Бол. Куонамка. Нюрба, 1964.
503. *Чернокнижников В.В., Кириченко В.Т. и др.* Отчет по поискам россыпных месторождений импактных алмазов повышенной крупности в Попигайской котловине. ПГО «Красноярскгеология» Полярная ГРЭ. Хатанга 1980. ТФГИ по СибФО инв.№ 25127
504. *Чернокнижников В.В., Столбиков Ю.В. и др.* Отчет по поисковым и поисково-оценочным работам на россыпи импактных алмазов повышенной крупности в восточной

части Попигайской котловины в долине р. Догой (1985-1988 г.г.). ПГО «Красноярскгеология» Полярная ПСЭ. Хатанга 1988. ТФГИ по СибФО инв.№ 25132

505. *Чёрный Е.Д., Козлов И.Т. и др.* Отчет о результатах поисковых работ Куонапской партии на алмазы в бассейне нижнего течения р. Большой Куонамки за 1963г. Пос. Нюрба, 1964.

506. *Чёрный Е.Д., Любимов Н.В., Коротких С.К., Андреев А.А., Панкратов А.А.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейне нижнего и среднего течения р. Б. Куонапка за 1964г. Пос. Нюрба, 1965.

507. *Черосов А.М., Лимонов В.П., Периллов В.И.* Отчет о результатах поисково-реvisionsных работ на россыпные алмазы в бассейнах рек Хара-Мас и Талахта за 1999-2001г. Якутск, 2002.

508. *Чумирин К.Г., Музыка Г.М., Новиков М.А. и др.* Геологическое строение верховьев р. Мал. Куонамка (лист R-49-XXIX, XXX; северная часть). Пос Нюрба, 1968.

509. *Шахотько Л.И., Андреева С.М., Гусева Т.Е. и др.* Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1:1000 000 в пределах листов R-48,49,50-А, В; Q-48,49-А,Б,В; -50-А; P-48-А,Б; P-49-А партии №8 за 1977-1982гг. НПО «Аэрогеология». М., 1982. Росгеолфонд, №393834.

510. *Шахотько Л.И., Андреева С.М., Щербакова И.П. и др.* Отчет по космофотогеологическому картированию масштаба 1:500 000 на площади листов R-48,49 за 1981-1986гг. ПГО «Аэрогеология». М., 1986. Росгеолфонд, № 423247.

511. *Шахотько Л.И.* Наземная проверка результатов дешифрирования материалов аэро- и космической съемки в пределах Анабарского поднятия. «Аэрогеология». М., 1991. Росгеолфонд, №455513.

512. *Эринчек Ю.М., Салтыков О.Г., Мильштейн Е.Д., Колесник Н.Н.* Разработать автоматизированную систему «Алмазоносные провинции России» (Отчет по теме № 01423429/704 в 4-х книгах). ВСЕГЕИ. СПб, 1999. Фонды ВСЕГЕИ.

513. *Юркевич Л.Г., Зверев В.В. и др.* Отчет о проведении общих поисков рудного золота на Анабарском щите. Анабарский объект. ГСЭ ПГО «Красноярскгеология». Красноярск, 1985. Росгеолфонд, № 420533.

514. *Ян-жин-Шин В. А. и др.* Стратиграфические схемы позднего докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя Западной Якутии, силура и девона Восточной Якутии. / Отчет по теме «Совершенствование легенд Госгеолкарты-200. Подготовка стратиграфических схем позднего докембрия и фанерозоя Западной Якутии» за 2000-2001 гг. Якутск, 2002.

**Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на листе
R-49 (Оленёк) 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			
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
I-6-1	П	Анабар, р.	[Государственная..., 1984]
I-6-2	П	Анабар, р.	[Государственная..., 1984]
I-6-3	П	Анабар, р.	[Государственная..., 1984]
I-6-5	П	Анабар, р.	[Государственная..., 1984]
I-6-7	П	Анабар, р.	[Государственная..., 1984]
Сланец горючий			
II-5-13	П	112.87067в.д.70.76156с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-6-16	П	правый берег р. Масааки	[Карта..., 2012]
III-5-3	П	112.82404в.д.70.62483с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-5-16	П	112.94500в.д.70.50997с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-6-6	П	Двукаалка, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-8	П	Улгир, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-12	П	Монгус, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-13	П	Масааки, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-15	П	правый берег р. Масааки	[Карта..., 2012]
III-6-20	П	М. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
V-6-31	П	113.92639в.д.68.85886с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-35	П	113.21134в.д.68.73909с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
VI-2-1	П	левый берег р. Урку	[Карта..., 2012]
VI-3-3	П	Арга-Сала, р.	[Государственная..., 1984]
VI-4-1	П	Арга-Сала, р.	[Государственная..., 1984]
VI-5-4	П	Оленек, р.	[Государственная..., 1984]
VI-5-5	П	Оленек, р.	[Государственная..., 1984]
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Железо			
III-1-27	П	Котуйкан, р.	[Государственная..., 1984]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-1-30	П	Котуйкан, р.	[Государственная..., 1984]
III-1-36	П	108.66494в.д.70.04741с.ш.	[Юркевич и др., 1985ф]
III-1-37	П	Бэжкэлээх, р.	[Государственная..., 1984]
III-1-41	П	Бэжкэлээх, р.	[Государственная..., 1984]
III-2-19	П	Килегир, р.	[Государственная..., 1984]
III-2-20	П	Килегир, р.	[Государственная..., 1984]
III-2-21	П	109.89628в.д.70.04100с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-2-22	П	Килегир, р.	[Государственная..., 1984]
III-2-23	П	109.76451в.д.70.00923с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-3-22	П	Жилинда, р.	[Государственная..., 1984]
III-3-23	П	Жилинда, р.	[Государственная..., 1984]
III-3-24	П	110.22280в.д.70.15993с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-6	П	Улахан-Далдын, р.	[Государственная..., 1984]
IV-1-7	П	108.48436в.д.69.80485с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-2-2	П	Суонналах-Хатырык, р.	[Государственная..., 1984]
IV-2-5	П	левобережье приустьевой части р. Далдын	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-2-9	П	109.09416в.д.69.39960с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-3-4	П	Чорду-Хатырыга, р.	[Государственная..., 1984]
IV-3-5	П	Хатырык, р.	[Государственная..., 1984]
IV-3-9	П	Чорду-Хатырыга, р.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-3-10	П	Хатырык, р.	[Государственная..., 1984]
IV-3-19	П	110.17792 в.д.69.57508с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-3-20	П	Сербеен, р.	[Государственная..., 1984]
IV-3-21	П	110.39423 в.д.69.49070с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-4-5	П	Осурское	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-5-5	П	Осур, р.	[Государственная..., 1984]
V-1-5	П	108.46113 в.д.69.31007с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-1-9	П	108.32076 в.д.69.28250с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-1-12	П	Кюзнелекян, р.	[Государственная..., 1984]
V-2-3	П	Джегяс, р.	[Государственная..., 1984]
V-2-10	П	верховья руч. Топ-Топ	[Румянцев и др., 2003ф]
V-2-13	П	левобережье руч. Самойло-Юреге	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-4	П	110.09914в.д.69.28681с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-25	П	110.71709в.д.69.05820.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-4-2	П	правый склон р. Токур	[Карта..., 2012]
V-4-3	П	Токур, р.	[Государственная..., 1984]
V-4-4	П	правый склон р. Кэнгээдэ	[Румянцев и др., 2003ф]
V-4-5	П	Токур, р.	[Государственная..., 1984]
V-4-7	П	111.62524в.д.69.19972с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-4-10	П	Кенгеде, р.	[Государственная..., 1984]
V-4-11	П	водораздел р.р. Осур и Кэнгээдэ	[Румянцев и др., 2003ф]
V-4-14	П	111.71731в.д.69.11776с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-4-16	П	111.95607в.д.69.05837с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-4-17	П	Кенгеде, р.	[Государственная..., 1984]
V-5-9	П	М. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
V-5-12	П	112.02186в.д.69.18240с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-5-15	П	112.08138в.д.69.11182с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-2-12	ПМ	Бороску-Унгуохтах, р.	[Государственная..., 1984]
V-1-14	ПМ	108.65113в.д.69.09715с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-5-5	ПМ	112.17336в.д.69.29094с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-5-17	ПМ	112.75877в.д.69.07796с.ш.	[Карта..., 2012]
Х р о м			
II-4-12	ПМ	Налим-Старая, р.	[Государственная..., 1984]
IV-1-24	ПМ	Туойдах, р.	[Румянцев и др., 2003ф]
В а н а д и й			
III-5-10	ПМ	Арбайбыт, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-16	ПМ	Маспаки, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-19	ПМ	М. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
VI-3-2	ПМ	Арга-Сала, р.	[Государственная..., 1984]
VI-4-2	ПМ	Арга-Сала, р.	[Государственная..., 1984]
VI-5-3	ПМ	Оленек, р.	[Государственная..., 1984]
VI-5-6	ПМ	Оленек, р.	[Государственная..., 1984]
Цветные металлы М е д ь , н и к е л ь			
IV-4-6	П	Токурское 2	[Карта..., 2012]
V-3-22	П	Харапское	[Государственная..., 1984]
V-3-23	П	Далдыканское	[Государственная..., 1984]
V-4-1	П	Токурское 1	[Румянцев и др., 2003ф]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-4-13	П	Будьурхайское	[Государственная..., 1984]
II-2-17	ПМ	109.68223в.д.71.10355с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-2	ПМ	Чорду-Далдын, р.	[Государственная..., 1984]
IV-1-26	ПМ	Далдын, р.	[Государственная..., 1984]
IV-2-4	ПМ	Аччыгыш-Далдын, р.	[Государственная..., 1984]
V-1-1	ПМ	108.35952в.д.69.32112с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-1-8	ПМ	Этибин, р.	[Государственная..., 1984]
V-2-1	ПМ	109.14995в.д.69.31967с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-2-2	ПМ	109.91482в.д.69.32102с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-2-4	ПМ	109.21093в.д.69.18111с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-1	ПМ	110.19848в.д.69.32553с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-3	ПМ	110.00374в.д.69.30519с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-5	ПМ	110.01165в.д.69.25557с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-8	ПМ	110.26321в.д.69.20701с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-9	ПМ	110.07238в.д.69.19027с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-2-11	ПМ	109.88197в.д.69.00049с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-10	ПМ	110.13536в.д.69.18171с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-15	ПМ	110.43785в.д.69.11609с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-20	ПМ	110.04158в.д.69.07302с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-24	ПМ	110.07913в.д.69.05254с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-20	ПМ	Биригинде р.	[Румянцев и др., 2003ф]
С в и н е ц			
II-5-4	ПМ	Попигай, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-5	ПМ	112.69515в.д.70.59947с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
I-1-2	ШО	2 Pb,Zn	[Государственная..., 1984]
I-2-7	ПОР	7 Pb,Zn	[Государственная..., 1984]
II-1-6	ПОР	6 Pb	[Государственная..., 1984]
II-5-18	ВОР	18 Pb,Zn	[Государственная..., 1984]
IV-5-2	ШО	2 Pb,Zn	[Государственная..., 1984]
Ц и н к			
II-3-16	ПМ	Куенг-Юрах, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-7	ПМ	Арбайбыт, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-15	ПМ	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-18	ПМ	Мачала, р.	[Государственная..., 1984]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Молибден			
II-2-9	ПМ	109.63665в.д.71.20343с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-3-21	ПМ	110.30307в.д.70.33309с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-4-5	ПМ	111.10423в.д.70.55739с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-5-6	ПМ	112.91221в.д.70.59328с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-5-13	ПМ	Арбайбыт, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-14	ПМ	Маспаки, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-21	ПМ	М. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
III-3-20	ВОР	20 Мо	[Государственная..., 1984]
Алюминий			
VI-2-3	П	Мурун-Таас	[Карта..., 2012]
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы			
Тантал, ниобий			
IV-6-29	П	Мальджангарский	[Молчанов и др., 2003ф]
II-5-5	ПМ	112.79610в.д.71.02550с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-6-8	ПМ	Орто-Бяргинское	[Молчанов и др., 2003ф]
II-6-11	ПМ	Старореченское	[Карта..., 2012]
IV-6-30	ПМ	Западно-Биригиндинское	[Карта..., 2012]
Благородные металлы			
Золото коренное			
I-2-13	П	Киенгское	[Куликов и др., 1984 ф]
I-2-21	П	Кыллахское	[Куликов и др., 1984 ф]
I-2-6	ПМ	113.78000в.д.69.04000с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
I-2-9	ПМ	109.68752в.д.71.34373с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-1-2	ПМ	108.68280в.д.71.18296с.ш.	[Юркевич и др., 1985ф]
II-2-2	ПМ	109.76254в.д.71.32383с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-4	ПМ	109.66117в.д.71.31516с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-18	ПМ	109.90584в.д.71.10006с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-19	ПМ	109.80992в.д.71.06976с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-25	ПМ	109.99759в.д.70.88646с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-10	ПМ	110.01232в.д.70.93955с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-11	ПМ	110.07439в.д.70.91730с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-18	ПМ	110.19221в.д.70.83107с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-3-23	ПМ	110.29744в.д.70.68555с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-24	ПМ	110.47840в.д.70.68379с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-3-18	ПМ	110.31038в.д.70.36672с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-4-19	ПМ	111.83418в.д.70.00590с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-5-22	ПМ	Мачала, р.	-
IV-1-12	ПМ	Монхоло, р.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-15	ПМ	108.13479в.д.69.69186с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-27	ПМ	108.38680в.д.69.49629с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-31	ПМ	108.93180в.д.69.47636с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-43	ПМ	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
IV-1-45	ПМ	108.45348в.д.69.36416с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-48	ПМ	108.57751в.д.69.33558с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-2-7	ПМ	109.01572в.д.69.43253с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-2-8	ПМ	109.07266в.д.69.41834с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-3-8	ПМ	110.84844в.д.69.72850с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-3-12	ПМ	110.38851в.д.69.69097с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-3-13	ПМ	110.41829в.д.69.68823с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-3-14	ПМ	110.37246в.д.69.67989с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-3-16	ПМ	110.27019в.д.69.65885с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-4-1	ПМ	111.88850в.д.69.98377с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-19	ПМ	110.40322в.д.69.07940с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-5-2	ПМ	112.39481в.д.69.31200с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
VI-5-1	ПМ	правый берег р. Оленек	[Карта..., 2012]
VI-5-2	ПМ	правый берег р. Оленек	[Карта..., 2012]
VI-5-7	ПМ	правый берег р. Оленек	[Карта..., 2012]
I-4-4	ШО	4 Au	[Государственная..., 1984]
I-4-8	ШО	8 Au	[Государственная..., 1984]
I-5-15	ШО	15 Au	[Государственная..., 1984]
II-2-11	ШО	11 Au	[Государственная..., 1984]
II-2-24	ШО	24 Au	[Государственная..., 1984]
I-1-1	ПОР	1Au	[Государственная..., 1984]
I-2-1	ПОР	1 Au	[Государственная..., 1984]
II-1-11	ПОР	11 Au	[Государственная..., 1984]
II-2-10	ПОР	10 Au	[Государственная..., 1984]
II-3-8	ПОР	8 Au	[Государственная..., 1984]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-3-25	ПОР	25 Au	[Государственная..., 1984]
IV-1-17	ПОР	17 Au	[Государственная..., 1984]
I-6-8	ВОР	8 Au	[Государственная..., 1984]
II-3-4	ВОР	4 Au	[Государственная..., 1984]
III-3-17	ВОР	17 Au	[Государственная..., 1984]
III-4-12	ВОР	12 Au	[Государственная..., 1984]
IV-1-1	ВОР	1 Au	[Государственная..., 1984]
IV-3-6	ВОР	6 Au	[Государственная..., 1984]
Золото россыпное			
III-3-19	РП	Бороску-Унзуохопах р.	[Карта..., 2012]
IV-4-2	РП	Большая Куонамка р.	[Карта..., 2012]
Радиоактивные элементы			
У р а н			
II-1-21	П	Каспаровское	[Молчанов и др., 2003ф]
III-2-4	П	Халчаганахта	[Молчанов и др., 2003ф]
V-6-19	П	Биригиндинское	[Молчанов и др., 2003ф]
V-6-25	П	Боронгское	[Молчанов и др., 2003ф]
V-6-26	П	Мюнюсяхское	[Молчанов и др., 2003ф]
I-2-2	ПМ	Налим-Рассоха	[Молчанов и др., 2003ф]
I-2-3	ПМ	Налим-Рассоха, р.	[Румянцев и др., 2003ф]
I-2-10	ПМ	109.66958в.д.71.33522с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-1-5	ПМ	108.34625в.д.71.13352с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-1-14	ПМ	108.51006в.д.70.95461с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
II-1-16	ПМ	108.46097в.д.70.93675с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-1-19	ПМ	Прав. приток р. Ченгелен-Рассоха	[Молчанов и др., 2003ф]
II-1-20	ПМ	108.67771в.д.70.89974с.ш.	[Юркевич и др., 1985ф]
II-1-22	ПМ	108.82645в.д.70.87636с.ш.	[Юркевич и др., 1985ф]
II-1-24	ПМ	108.60367в.д.70.86375с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
II-1-25	ПМ	108.70459в.д.70.85294с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
II-1-27	ПМ	108.65377в.д.70.84513с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
II-1-30	ПМ	108.12180в.д.70.81924с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-1-40	ПМ	108.84282в.д.70.74518с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
II-2-1	ПМ	Сюрючинский	[Молчанов и др., 2003ф]
II-2-3	ПМ	109.61037в.д.71.31640с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-2-5	ПМ	109.55593 в.д.71.30316 с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-16	ПМ	109.75430 в.д.71.13706 с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-20	ПМ	109.16982 в.д.71.06280 с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-28	ПМ	109.75043 в.д.70.85278 с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-30	ПМ	109.71479 в.д.70.70946 с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-6	ПМ	110.87899 в.д.71.13801 с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-7	ПМ	110.23212 в.д.71.08205 с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-15	ПМ	110.92039 в.д.70.88639 с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-22	ПМ	Левобережье р. Улахан -Старая	[Молчанов и др., 2003ф]
III-1-4	ПМ	108.83799 в.д.70.62731 с.ш.	[Юркевич и др., 1985ф]
III-1-7	ПМ	108.88897 в.д.70.60653 с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-16	ПМ	Серое	[Молчанов и др., 2003ф]
III-1-31	ПМ	108.98926 в.д.70.07532 с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
III-2-10	ПМ	109.89700 в.д.70.31100 с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
III-3-10	ПМ	Водораздел р.Орто-Старая и Лев. Улахан-Хапгасыннах	[Молчанов и др., 2003ф]
III-3-13	ПМ	110.31700 в.д.70.45000 с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-3-16	ПМ	Водораздел рек Бороску-Унгуохтах и Улахан-Хапгасыннах	[Молчанов и др., 2003ф]
III-5-35	ПМ	112.06407 в.д.70.17889 с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-16	ПМ	Правобережье р. Улахан-Далдын	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-18	ПМ	Правый склон в среднем течении р. Монголо	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-21	ПМ	Правый склон в среднем течении р. Монголо	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-32	ПМ	Лев. склон р. Алых-Юрэх	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-39	ПМ	Лев. склон р. Алых-Юрэх	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-47	ПМ	Ленинградский	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-3-11	ПМ	Водораздел руч. Аян-юрях и Оставного	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-6-12	ПМ	Среднее течение р. Дюкен	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-6-15	ПМ	113.39889 в.д.69.63111 с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-6-16	ПМ	113.01056 в.д.69.62944 с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-6-19	ПМ	113.00899 в.д.69.60532 с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-6-20	ПМ	113.02200 в.д.69.60000 с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-6-27	ПМ	Верховье руч. Мальджангарка	[Молчанов и др., 2003ф]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-1-2	ПМ	Верховье руч. Этиэбин	[Молчанов и др., 2003ф]
V-6-14	ПМ	113.74165в.д.69.17837с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
V-6-30	ПМ	Левобережье р. Куранах	[Молчанов и др., 2003ф]
V-6-34	ПМ	Долина р. Сенго	[Молчанов и др., 2003ф]
У р а н , т о р и й			
IV-1-14	ПМ		[Румянцев и др., 2003ф]
IV-6-24	ПМ		[Молчанов и др., 2003ф]
IV-6-25	ПМ		[Молчанов и др., 2003ф]
IV-6-26	ПМ		[Молчанов и др., 2003ф]
V-3-14	ПМ	Прав. берег р. Кенгедэ	[Молчанов и др., 2003ф]
V-6-21	ПМ	113.59020в.д.69.08804с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-24	ПМ	113.65976в.д.69.05896с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
Т о р и й			
III-1-15	ПМ	108.96056в.д.70.53781с.ш.	[Юркевич и др., 1985ф]
III-2-14	ПМ	109.03031в.д.70.23906с.ш.	[Юркевич и др., 1985ф]
III-3-3	ПМ	Водораздел р. Улахан-Хаптасыннах и Серая	[Молчанов и др., 2003ф]
III-3-6	ПМ	Верховье р. Орто-Старая	[Молчанов и др., 2003ф]
III-3-7	ПМ	Верховье р. Уланах-Старая	[Молчанов и др., 2003ф]
III-3-12	ПМ	Верховье р. Уланах-Старая	[Молчанов и др., 2003ф]
III-4-2	ПМ	Левобережье р. Налим-Старая	[Молчанов и др., 2003ф]
III-4-11	ПМ	Верховье р. Сардах	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-11	ПМ	Верховье р. Монголо, прав. берег	[Молчанов и др., 2003ф]
V-3-12	ПМ	Устье руч. Балаган-Сала	[Молчанов и др., 2003ф]
V-3-17	ПМ	Правый берег р. Кенгедэ	[Молчанов и др., 2003ф]
Т о р и й , у р а н			
III-4-3	ПМ	Верховье р. Налим-Старая, прав. берег	[Молчанов и др., 2003ф]
III-4-4	ПМ	Левый склон верховья руч. Мал. Кенгдее	[Молчанов и др., 2003ф]
III-4-10	ПМ	Левобережье р. Хаптасыннах	[Молчанов и др., 2003ф]
Т о р и й , р е д к и е з е м л и (к о р е н н ы е)			
I-2-5	ПМ	109.69243в.д.71.37965с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-1-1	ПМ	Лев. Кельгит, р.	[Государственная..., 1984]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
П-1-3	ПМ	108.65885в.д.71.17174с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-4	ПМ	108.61130в.д.71.13697с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-7	ПМ	108.05539в.д.70.99451с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-8	ПМ	108.91914в.д.70.99070с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-9	ПМ	108.35362в.д.70.98061с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-10	ПМ	108.98712в.д.70.97636с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-12	ПМ	108.33480в.д.70.96735с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-13	ПМ	108.02690в.д.70.96069с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-15	ПМ	108.19646в.д.70.95001с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-17	ПМ	108.07768в.д.70.93004с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-18	ПМ	Чёнгёлёх-Рассоха, р.	[Государственная..., 1984]
П-1-23	ПМ	108.94492в.д.70.87361с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-26	ПМ	Боллохтох-Рассоха, р.	[Государственная..., 1984]
П-1-28	ПМ	108.37541в.д.70.83344с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-29	ПМ	108.03786в.д.70.83360с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-31	ПМ	108.54200в.д.70.80396с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-32	ПМ	Куенг-Юрях, р.	[Государственная..., 1984]
П-1-33	ПМ	108.50402в.д.70.78071с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-34	ПМ	108.20895в.д.70.77008с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-35	ПМ	108.86432в.д.70.76974с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
П-1-36	ПМ	108.69873в.д.70.76505с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-37	ПМ	108.46256в.д.70.76057с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-39	ПМ	108.90039в.д.70.74723с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-41	ПМ	108.61989в.д.70.73552с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-42	ПМ	108.15447в.д.70.73543с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-44	ПМ	108.70344в.д.70.71831с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-45	ПМ	108.93098в.д.70.71900с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-48	ПМ	108.83857в.д.70.69373с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-49	ПМ	108.64723в.д.70.66800с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-1-50	ПМ	108.88737в.д.70.67295с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-2-6	ПМ	109.65863в.д.71.30164с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-2-12	ПМ	109.06607в.д.71.15272с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-2-14	ПМ	109.51681в.д.71.14533с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-2-15	ПМ	109.84852в.д.71.14174с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
П-2-22	ПМ	109.20635в.д.70.98010с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-2-23	ПМ	Кюнкюй-Рассоха, р.	[Государственная..., 1984]
II-2-26	ПМ	109.07399в.д.70.87453с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-29	ПМ	109.13616в.д.70.76255с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-31	ПМ	109.02818в.д.70.69065с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-5	ПМ	110.03780в.д.71.14400с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-12	ПМ	Налим-Рассоха, р.	[Государственная..., 1984]
II-3-13	ПМ	Западно-Кыллахский	[Молчанов и др., 2003ф]
II-3-17	ПМ	110.21630в.д.70.83552с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-19	ПМ	110.69556в.д.70.82464с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-3-20	ПМ	110.81640в.д.70.82480с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-1	ПМ	108.82833в.д.70.66573с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-2	ПМ	108.20994в.д.70.64308с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-3	ПМ	108.86088в.д.70.64251с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-5	ПМ	108.72132в.д.70.61347с.ш.	[Юркевич и др., 1985ф]
III-1-6	ПМ	108.78589в.д.70.60887с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-9	ПМ	108.79860в.д.70.59052с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-11	ПМ	108.96952в.д.70.57233с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-12	ПМ	108.13478в.д.70.56784с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-13	ПМ	108.19337в.д.70.54383с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-14	ПМ	108.04626в.д.70.53857с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-18	ПМ	108.33298в.д.70.42790с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-19	ПМ	108.12289в.д.70.38051с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-20	ПМ	108.95379в.д.70.36802с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-21	ПМ	108.03789в.д.70.36311с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-22	ПМ	108.64208в.д.70.36488с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-23	ПМ	108.78488в.д.70.36187с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-24	ПМ	108.74095в.д.70.35336с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-25	ПМ	108.64578в.д.70.33949с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-29	ПМ	Жилинда-Ченгелех, р.	[Государственная..., 1984]
III-1-32	ПМ	Жилинда-Ченгелех, р.	[Государственная..., 1984]
III-1-34	ПМ	108.93104в.д.70.06329с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
III-1-40	ПМ	108.79086в.д.70.02329с.ш.	[Молчанов и др., 2003ф]
III-2-2	ПМ	Кюнкюй-Рассоха, р.	[Государственная..., 1984]
III-2-3	ПМ	109.03402в.д.70.53946с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-2-6	ПМ	109.08549в.д.70.49190с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Ш-2-7	ПМ	109.21556в.д.70.44566с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
Ш-2-8	ПМ	109.09476в.д.70.42702с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
Ш-2-9	ПМ	109.04464в.д.70.31374с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
Ш-2-11	ПМ	109.20192в.д.70.30166с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
Ш-2-13	ПМ	Суон-Юрях, р.	[Государственная..., 1984]
Ш-2-15	ПМ	109.05736в.д.70.22701с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
Ш-2-16	ПМ	109.10290в.д.70.22015с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
Ш-2-17	ПМ	Левобережье р. Килэбир-Джелиндэ	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-2-18	ПМ	Левобережье р. Килэбир-Джелиндэ	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-1	ПМ	Улахан-Старая, р.	[Государственная..., 1984]
Ш-3-2	ПМ	Верховье р. Звериный	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-4	ПМ	Водораздел рек Улахан-Старая и Орто-Старая	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-5	ПМ	Водораздел рек Серой и Звериной	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-8	ПМ	Орто-Старая, р.	[Государственная..., 1984]
Ш-3-9	ПМ	Налим-Старая, р.	[Государственная..., 1984]
Ш-3-11	ПМ	Верховье р. Налим-Старая	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-14	ПМ	Верховье р. Улахан-Хаптасыннах	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-15	ПМ	Улахан-Старая, р.	[Государственная..., 1984]
Ш-3-25	ПМ	110.61052в.д.70.14993с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
Ш-3-26	ПМ	Водораздел среднего теч. р. Делинде	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-27	ПМ	Правобережье р. Делинде	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-28	ПМ	Водораздел р. Келигей-Делинде и верх. р. Ары-Мастах	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-29	ПМ	Водораздел рек Килегир и Нилкян	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-30	ПМ	Верховье левого притока р. Делинде - руч. Токапка	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-31	ПМ	Верховье левого притока р. Делинде	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-32	ПМ	Верховье р. Келигей-Делинде	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-33	ПМ	Водораздел р. Делинде, лев. сторона	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-34	ПМ	Верховье р. Келигей-Делинде	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-3-35	ПМ	Правый берег р. Келигей-Делинде	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-4-1	ПМ	левый берег р. Налим-Старой	[Карта..., 2012]
Ш-4-6	ПМ	Водораздел р. Кенгдее и руч. Мал.Кенгдей	[Молчанов и др., 2003ф]
Ш-4-7	ПМ	правый приток р. Кендейе	[Карта..., 2012]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-4-8	ПМ	Водораздел руч. Малый Кендей и Хантасыннах	[Молчанов и др., 2003ф]
III-4-9	ПМ	Хантасыннах, р.	[Государственная..., 1984]
III-4-13	ПМ	Левобережье руч. Бильлях-Тамах	[Молчанов и др., 2003ф]
III-4-14	ПМ	Хантасыннах, р.	[Государственная..., 1984]
III-4-15	ПМ	Междуречье руч. Алын-Мукун и притоков р. Ары -Мастах	[Молчанов и др., 2003ф]
III-4-16	ПМ	Междуречье руч. Бильлях-Тамах и Балаганнах-Бильлях	[Молчанов и др., 2003ф]
III-4-18	ПМ	Водораздел р. Делинде и руч. Лахы	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-2	ПМ	108.11649в.д.69.87208с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-3	ПМ	108.15671в.д.69.86251с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-8	ПМ	108.18742в.д.69.76816с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-9	ПМ	Междуречье р. Монголо и руч. Чогноо	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-10	ПМ	Междуречье р. Монголо и руч. Чогноо	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-19	ПМ	108.79383в.д.69.64200с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-20	ПМ	108.12400в.д.69.61700с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-22	ПМ	108.21563в.д.69.59430с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-23	ПМ	108.12801в.д.69.58824с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-25	ПМ	108.12906в.д.69.55858с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-29	ПМ	Левобережье руч. Алыы-Юрэх (прав. приток р. Бол. Куонамки)	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-30	ПМ	108.54214в.д.69.48859с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-33	ПМ	108.13057в.д.69.46852с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-34	ПМ	Левый склон низовья р. Монголо	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-35	ПМ	108.47720в.д.69.45536с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-36	ПМ	108.26288в.д.69.45344с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-37	ПМ	Левобережье р. Бол. Куонамки, ниже устья р. Монголо	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-38	ПМ	108.36696в.д.69.43125с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-40	ПМ	Правый склон нижнего теч. р. Монголо	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-1-42	ПМ	108.46281в.д.69.39922с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-2-1	ПМ	Верховье прав. прит. р. Котуйкан	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-3-1	ПМ	Правый склон долины руч. Саскы-Юрэх	[Молчанов и др., 2003ф]
IV-3-3	ПМ	110.64951в.д.69.90748с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-3-7	ПМ	110.41133в.д.69.77916с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-1-4	ПМ	108.11700в.д.69.31700с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-2-5	ПМ	109.13442в.д.69.16165с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-2-6	ПМ	Эбеселях, р.	[Государственная..., 1984]
V-2-9	ПМ	109.50593в.д.69.10790с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-1-11	ПМ	водораздел Ламуйки и Этибина	[Румянцев и др., 2003ф]
V-4-15	ПМ	111.87218в.д.69.07362с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-5-13	ПМ	112.22028в.д.69.16486с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-5-16	ПМ	112.44747в.д.69.07853с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-2-1	ПОР	1 Th, TR, Pь	[Государственная..., 1984]
I-5-14	ВОР	14 Th, TR	[Государственная..., 1984]
V-3-27	ВОР	27 Th, TR	[Государственная..., 1984]
Торий, редкие земли (россыпные)			
V-3-13	РП	Кенгеде р., сев.	[Граханов и др., 2011]
V-3-21	РП	Кенгеде р., юж.	[Карта..., 2012]
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Минеральные удобрения			
Апатит			
V-6-11	П	Олобу, р.	[Государственная..., 1984]
I-2-8	ПМ	109.65254в.д.71.34631с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-7	ПМ	109.77984в.д.71.25248с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
Керамическое и огнеупорное сырье			
Пегматит керамический			
V-1-7	П	Этибин, р.	[Государственная..., 1984]
V-2-7	П	Далдыка, р.	[Государственная..., 1984]
V-2-14	П	Усумун, р.	[Государственная..., 1984]
Абразивные материалы			
Корунд			
IV-1-13	ПМ	Улахан-Джанака, р.	[Румянцев и др., 2003ф]
Горнотехническое сырье			
Мусковит			
IV-1-41	П	Монголо, р.	[Государственная..., 1984]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-2-10	П	правый склон руч. Балаганнаах	[Карта..., 2012]
IV-2-11	П	109.24533в.д.69.34634с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-1-6	П	Этиебин, р.	[Государственная..., 1984]
V-2-12	П	Усумун, р.	[Государственная..., 1984]
V-3-16	П	110.55764в.д.69.09958с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-3	П	Биригинде, р.	[Государственная..., 1984]
V-6-9	П	Биригинде, р.	[Государственная..., 1984]
V-6-15	П	Биригинде, р.	[Государственная..., 1984]
V-6-23	ПМ	113.65936в.д.69.06683с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
Ф л о г о п и т			
II-2-8	П	109.75931в.д.71.21536с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-26	П	Баты, р.	[Государственная..., 1984]
III-1-28	П	Баты, р.	[Государственная..., 1984]
III-1-38	П	Килегир, р.	[Государственная..., 1984]
IV-1-4	П	Котуйкан, р.	[Государственная..., 1984]
IV-2-3	П	Котуйкан, р.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-2-6	П	109.07516в.д.69.44767с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-6-28	П	Биригиндэ, р.	[Государственная..., 1984]
V-5-11	П	Станнах, р.	[Государственная..., 1984]
V-6-4	П	Мюнюсях, р.	[Государственная..., 1984]
V-6-5	П	Биргинде, р.	[Государственная..., 1984]
V-6-6	П	113.58767в.д.69.28523с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-8	П	Батьшлах, р.	[Государственная..., 1984]
V-6-12	П	Батыйлах, р.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-16	П	Биргинде, р.	[Государственная..., 1984]
V-6-17	П	Биригинде р.	[Румянцев и др., 2003ф]
I-2-4	ПМ	Налим-Рассоха, р.	[Государственная..., 1984]
II-1-38	ПМ	Чёнгёлёх-Рассоха, р.	[Государственная..., 1984]
III-1-17	ПМ	Суон-Юрях, р.	[Государственная..., 1984]
V-6-22	ПМ	Биригинде р.	[Румянцев и др., 2003ф]
Г р а ф и т			
II-1-43	П	Чёнгёлёх-Рассоха, р.	[Государственная..., 1984]
II-1-47	П	Чёнгёлёх-Рассоха, р.	[Государственная..., 1984]
II-3-3	П	Налим-Рассоха, р.	[Государственная..., 1984]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-3-9	П	Чёнгёлёх-Попигай, р.	[Государственная..., 1984]
II-3-14	П	Налим-Рассоха, р.	[Государственная..., 1984]
II-4-11	П	Улахан-Старая, р.	[Государственная..., 1984]
III-1-8	П	Котуйкан, р.	[Государственная..., 1984]
III-1-33	П	Котуйкан, р.	[Государственная..., 1984]
III-1-39	П	Котуйкан, р.	[Государственная..., 1984]
IV-1-5	П	Баты, р.	[Государственная..., 1984]
IV-1-44	П	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
IV-1-46	П	108.25805в.д.69.35736с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-3-2	П	Верхне-Чорду-Хатырыгское	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-4-4	П	устье правого притока руч. Оставной	[Румянцев и др., 2003ф]
V-1-3	П	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
V-2-8	П	Усумун, р.	[Государственная..., 1984]
V-3-2	П	110.48413в.д.69.31013с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-6	П	Усумун, р.	[Государственная..., 1984]
V-3-7	П	Кенгеде, р.	[Государственная..., 1984]
V-3-11	П	Буджурхай, р.	[Государственная..., 1984]
V-3-18	П	водораздел р.р. Кэнгээдэ и Хараап	[Карта..., 2012]
V-4-8	П	111.98207в.д.69.18003с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-4-9	П	Кенгеде, р.	[Государственная..., 1984]
V-4-12	П	Буджурхай, р.	[Государственная..., 1984]
V-5-6	П	112.89680в.д.69.25753с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-1	П	113.59664в.д.69.32590с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-10	П	Олобу, р.	[Государственная..., 1984]
II-1-46	ПМ	108.18141в.д.70.70409с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
II-2-27	ПМ	109.11050в.д.70.86665с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-10	ПМ	108.15546в.д.70.58110с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-1-35	ПМ	108.56573в.д.70.06228с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-2-5	ПМ	109.71290в.д.70.51351с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-1-28	ПМ	108.91082в.д.69.48910с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-1-10	ПМ	108.46080в.д.69.27460с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-4-6	ПМ	111.97424в.д.69.20496с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-5-1	ПМ	112.28237в.д.69.31755с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-5-3	ПМ	112.60900в.д.69.30763с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-5-4	ПМ	112.59542в.д.69.29004с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-5-7	ПМ	112.77482в.д.69.24868с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-5-8	ПМ	112.27726в.д.69.25019с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-5-14	ПМ	112.06310в.д.69.13802с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-2	ПМ	113.70478в.д.69.31006с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-7	ПМ	113.08424в.д.69.26118с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-13	ПМ	113.19321в.д.69.18329с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-18	ПМ	113.61602в.д.69.11890с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-5-6	ВОР	6 гр	[Государственная..., 1984]
Драгоценные и поделочные камни Алмазы коренные			
II-5-9	П	трубка Ухтинская	[Карта..., 2012]
II-5-10	П	трубка Салбахтах	[Государственная..., 1984]
II-5-17	П	трубка Тылкача	[Карта..., 2012]
II-6-3	П	трубка Гренада	[Граханов и др., 2011]
II-6-4	П	трубка Надежда (Ан 65/64)	[Карта..., 2012]
III-4-17	П	трубка Чолбан-восточная	[Государственная..., 1984]
III-5-1	П	трубка Армейская	[Государственная..., 1984]
III-5-8	П	трубка Арбайбыт	[Карта..., 2012]
III-5-28	П	трубка Солнечная	[Государственная..., 1984]
III-5-29	П	трубка Невская	[Государственная..., 1984]
III-5-33	П	трубка Курунгнаах	[Румянцев и др., 2003ф]
III-5-37	П	трубка Баргыдамалаах-Южная (153н)	[Карта..., 2012]
III-5-39	П	трубка Туманность	[Румянцев и др., 2003ф]
III-5-43	П	трубка Полярная	[Государственная..., 1984]
IV-5-4	П	трубка Макаровская	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-6-3	П	трубка 32/89	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-6-5	П	трубка 31/63-III	[Прокопьев и др., 2001ф]
IV-6-6	П	трубка 28/89-II	[Прокопьев и др., 2001ф]
IV-6-7	П	трубка 55/89	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-6-9	П	трубка 123/63-III	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-6-10	П	трубка 22/89	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-6-11	П	трубка 33/63	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-6-13	П	трубка 47/89-I, II	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-6-14	П	трубка 114/63-I, II	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-6-21	П	трубка 41/63	[Румянцев и др., 2003ф]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-6-22	П	трубка 4А/90-III	[Прокопьев и др., 2001ф]
IV-6-23	П	трубка 38/89	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-27	П	трубка Маркиза	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-28	П	трубка Рижанка	[Карта..., 2012]
V-6-29	П	трубка Малокуонамская	[Государственная..., 1984]
V-6-32	П	трубка Куранахская	[Румянцев и др., 2003ф]
V-6-33	П	трубка Университетская	[Государственная..., 1984]
V-6-36	П	трубка Сенкю-Северная	[Государственная..., 1984]
II-3-21	ША	21 СА	[Куликов и др., 1984ф]
IV-3-15	ВОР	15 СА	[Государственная..., 1984]
V-1-13	ВОР	13 СА	[Государственная..., 1984]
VI-6-1	ВОР	1 СА	[Государственная..., 1984]
Алмазы импактные коренные			
I-3-3	МК	Скальное	[Донов и др., 1978ф]
I-4-6	МК	Ударное	[Зарецкий и др. 1975ф]
I-3-1	П	Буровой ключ	[Кириченко и др. 1980ф]
I-4-5	П	Таас	[Кириченко и др. 1980ф]
I-5-2	П	Встречный	[Кириченко и др. 1980ф]
I-5-4	П	Эге-Юряге, р.	[Кириченко и др. 1980ф]
I-5-5	П	Тонгулах	[Кириченко и др. 1980ф]
I-4-7	ПМ	Чорду-Далдын, р.	[Государственная..., 1984]
I-5-1	ПМ	Эгэ-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
I-5-3	ПМ	Эгэ-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
I-5-7	ПМ	Кумах-Юрях, р.	[Государственная..., 1984]
I-5-8	ПМ	Догой, р.	[Государственная..., 1984]
I-5-9	ПМ	Песчаная, р.	[Государственная..., 1984]
I-5-10	ПМ	112.36577в.д.71.53994с.ш.	[Карта..., 2012]
I-5-11	ПМ	Пастах, р.	[Государственная..., 1984]
I-5-13	ПМ	112.58461в.д.71.40305с.ш.	[Карта..., 2012]
II-4-1	ПМ	Р.Паастах-Кенгдей	[Государственная..., 1984]
Алмазы россыпные			
II-5-14	РМ	р. Большая Куонамка	[Граханов и др., 2011]
II-6-5	РС	р. Хара-Мас	[Граханов и др., 2011]
II-6-7	РК	р. Биллях	[Граханов и др., 2011]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-6-9	РК	р. Эбелях	[Граханов и др., 2011]
II-6-14	РМ	руч. Холомолоох	[Граханов и др., 2011]
III-5-25	РМ	р. Талахтаах	[Граханов и др., 2011]
I-6-10	РП	р. Анабар, ниже р. Маят	[Граханов и др., 2011]
I-6-11	РП	р. Кычкин	[Граханов и др., 2011]
I-6-12	РП	р. Хас-Сарара	[Граханов и др., 2011]
II-5-11	РП	руч. Салбахтаах	[Граханов и др., 2011]
II-6-1	РП	р. Анабар, между р. Эбелях и Маят	[Масайтис и др. 2013]
II-6-2	РП	Неог. россыпи р. Хас-Сарара	[Граханов и др., 2011]
II-6-6	РП	Террасы р. Анабар	[Граханов и др., 2011]
II-6-15	РП	р. Куман	[Граханов и др., 2011]
III-5-20	РП	р. Мачала	[Граханов и др., 2011]
III-5-31	РП	р. Небайбыт	[Граханов и др., 2011]
III-5-34	РП	р. Ары-Мастах	[Граханов и др., 2011]
III-5-38	РП	руч. Лев. Баргыдамалаах	[Граханов и др., 2011]
III-5-40	РП	К2 - россыпное проявление р. Бол. Куонамка р. Эмээхсин-Юрях, р.	[Граханов и др., 2011]
I-6-4	ПМ		[Государственная..., 1984]
I-6-6	ПМ	Эмээхсин-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
I-6-9	ПМ	113.86262в.д.71.67286с.ш.	[Карта..., 2012]
I-6-13	ПМ	Маят, р.	[Государственная..., 1984]
II-5-2	ПМ	Попигай, р.	[Государственная..., 1984]
II-5-3	ПМ	Ыарга, р.	[Государственная..., 1984]
II-5-6	ПМ	Ыарга, р.	[Государственная..., 1984]
II-5-7	ПМ	Старая, р.	[Государственная..., 1984]
II-5-8	ПМ	Номохтах, р.	[Государственная..., 1984]
II-5-12	ПМ	Старая, р.	[Государственная..., 1984]
III-4-20	ПМ	Даргылах, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-19	ПМ	Халтасыннах, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-26	ПМ	Алье-Мукун, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-30	ПМ	Юге-Мукун, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-36	ПМ	Ары-Мастах, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-41	ПМ	Аччыгый-Хос-Юрях, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-42	ПМ	Л. Баргыданах, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-1	ПМ	Улгир, р.	[Государственная..., 1984]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-6-2	ПМ	Улэбир, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-3	ПМ	Монгус, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-4	ПМ	Монгус, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-5	ПМ	Маспаки, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-9	ПМ	Маспаки, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-10	ПМ	Монгус, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-11	ПМ	Маснаки, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-17	ПМ	Маспаки, р.	[Государственная..., 1984]
IV-3-17	ПМ	110.04791в.д.69.60466с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-3-18	ПМ	110.15714в.д.69.59407с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
IV-4-3	ПМ	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
IV-5-1	ПМ	Хапчан, р.	[Государственная..., 1984]
IV-5-3	ПМ	Хохой, р.	[Государственная..., 1984]
IV-6-1	ПМ	Улахан-Хос-Юрях, р.	[Государственная..., 1984]
IV-6-4	ПМ	Огоннёр-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
IV-6-17	ПМ	Атыр-Хатыспыта, р.	[Государственная..., 1984]
IV-6-18	ПМ	Дюкен, р.	[Государственная..., 1984]
V-2-15	ПМ	109.76266в.д.68.80496с.ш.	[Карта..., 2012]
VI-2-2	ПМ	109.71591в.д. 68.33665с.ш.	[Карта..., 2012]
VI-2-4	ПМ	Арга-Сала, р.	[Государственная..., 1984]
VI-3-1	ПМ	Арга-Сала, р.	[Государственная..., 1984]
VI-6-2	ПМ	113.01514в.д.68.12651с.ш.	[Карта..., 2012]
VI-6-3	ПМ	Силигиркян, р.	[Государственная..., 1984]
Алмазы импактные россыпные			
I-5-12	РК	Средне-Догойская	[Чернокнижников и др., 1985ф; Чернокнижников и др., 1988ф]
I-3-4	РП	Средне-Далдынская	[Чернокнижников и др., 1985ф; Чернокнижников и др., 1988ф]
I-5-6	РП	Верхнедогойская и Федоровская	[Чернокнижников и др., 1985ф; Чернокнижников и др., 1988ф]
II-4-10	РП	Усть-Майынская	[Чернокнижников и др., 1985ф; Чернокнижников и др., 1988ф]
II-5-1	РП	р. Арбангда	[Чернокнижников и др.,

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
			1985ф; Чернокушников и др., 1988ф]
Сапфирин			
V-5-10	П	112.23574в.д.69.19061с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
Строительные материалы Известняк			
П-6-10	ММ	Анабарское	[Государственная..., 1984]
П-6-13	ММ	Эбеляхское	[Государственная..., 1984]
Доломит			
П-6-12	ММ	Холомолохское	[Государственная..., 1984]
Прочие ископаемые Битум			
I-3-2	П	Саха-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
I-4-1	П	Арылах-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
I-4-2	П	Эгэ-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
I-4-3	П	Эгэ-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
II-3-1	П	Чорду-Далдын, р.	[Государственная..., 1984]
II-4-2	П	Попигай, р.	[Государственная..., 1984]
II-4-3	П	Онгту-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
II-4-4	П	Попигай, р.	[Государственная..., 1984]
II-4-5	П	Попигай, р.	[Государственная..., 1984]
II-4-6	П	Попигай, р.	[Государственная..., 1984]
II-4-7	П	Онгту-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
II-4-8	П	Онгту-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
II-4-9	П	Онгту-Юряге, р.	[Государственная..., 1984]
II-5-15	П	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
II-5-16	П	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-11	П	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-12	П	112.64284в.д.70.55149с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-5-14	П	Арбайбыт, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-17	П	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-2	П	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-21	П	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-5-23	П	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-24	П	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-27	П	Талахта, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-32	П	Нейбабыт, р.	[Государственная..., 1984]
III-5-4	П	112.62599в.д.70.61285с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
III-5-9	П	Б. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-18	П	левый берег р.Небайбыт	[Карта..., 2012]
III-6-22	П	Аччыгый-Хос-Юрях, р.	[Государственная..., 1984]
III-6-7	П	М. Куонамка, р.	[Государственная..., 1984]
IV-6-2	П	Улахан-Хос-Юрях, р.	[Государственная..., 1984]
IV-6-8	П	113.91468в.д.69.71618с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]
V-3-26	П	110.42117в.д.68.86686с.ш.	[Румянцев и др., 2003ф]

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупное, ММ – малые. Россыпные месторождения: РК – крупные, РС – средние, РМ – малые.

П – проявления; ПМ – пункты минерализации. Шлиховые ореолы: ШО – ореолы. Аномалии: ША – шлиховая аномалия точечная. ПОР – литохимический ореол в коренных породах. ВОР – литохимический ореол в рыхлых отложениях.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листа R-49

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км ²	Запасы категории				ΣA+B+C	Прогнозные ресурсы категории			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы и ресурсы / площадь)
				A	B	C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃			
<i>Центрально-Анабарская графит-глинозем-железородная позднеархейская прогнозируемая минерагеническая зона (2.Fe,Al,gp/AR₂)</i>														
1	Чуостаах-Юрехский железорудный прогнозируемый узел (2.0.1.Fe)	Железные руды, млн т	275	-	-	-	-	-	-	310*	-	-	310*	0,12 млн т/км ²
2	Хатырыкский железорудный прогнозируемый узел (2.0.2.Fe)	Железные руды, млн т	400	-	-	-	-	-	-	370*	-	-	370*	0,93 млн т/км ²
3	Токуро-Осурский железорудный прогнозируемый узел (2.0.3.Fe)	Железные руды, млн т	700	-	-	-	-	-	-	110*	-	-	110*	0,16 млн т/км ²
4	Чонгкоокский графитоносный прогнозируемый узел (2.0.4.Fe)	Графит, млн т	100	-	-	-	-	-	-	22,4*	-	-	22,4*	0,22 млн т/км ²
<i>Котуйкан-Монголинская медно-никелевая, уран-торий-редкоземельная раннепротерозойская прогнозируемая минерагеническая зона (5.TR,U,Cu,Ni/PR₁)</i>														
5	Котуйкан-Монголинская медно-никелевая, уран-торий-редкоземельная раннепротерозойская прогнозируемая минерагеническая зона (5.TR,U,Cu,Ni/PR ₁)	Уран, т	3215	-	-	-	-	-	-	-	-	16075*	-	5,0 т/км ²
<i>Ченгелех-Харапская мусковит-золото-редкоземельная раннепротерозойская прогнозируемая минерагеническая зона (6.TR,Au,mi /PR₁)</i>														
6	Ченгелехское (северное) расширение зоны	Уран, т	2500	-	-	-	-	-	-	-	-	12500*	-	5,0 т/км ²
7	Харапское (южное) расширение зоны	Уран, т	880	-	-	-	-	-	-	-	-	4400*	-	5,0 т/км ²

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км ²	Запасы категории				ΣA+B+C	Прогнозные ресурсы категории			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы и ресурсы / площадь)
				A	B	C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃			
<i>Салтах-Билляхская редкоземельно-торий-ураново-золоторудная раннепротерозойская прогнозируемая минералогическая зона (7.Au,U,Th,TR /PR₁)</i>														
8	Салтах-Билляхская редкоземельно-торий-ураново-золоторудная раннепротерозойская прогнозируемая минералогическая зона (7.Au,U,Th,TR /PR ₁)	Уран, т	7583	-	-	-	-	-	-	-	-	37915*	-	5,0 т/км ²
		Золото, т	56+60	-	-	-	-	-	-	20*	-	-	20*	0,17 т/км ²
<i>Анабарская ураноносная гипсово-свинцово-цинковая рифейско-кембрийская прогнозируемая минералогическая область (8.Zn,Pb,U/RF- €)</i>														
9	Западно-Анабарская ураноносная рифейская прогнозируемая зона (8.1.U / RF)	Уран, т	2700	-	-	-	-	-	-	-	27000	-	27000	10,0 т/км ²
10	Восточно-Анабарская ураноносная рифейская прогнозируемая зона (8.2.U / RF)	Уран, т	4230	-	-	-	-	-	-	-	42300	-	42300	10,0 т/км ²
<i>Анабарская алмазоносная триасово-юрская прогнозируемая минералогическая область (11.di/ T-J)</i>														
11	Куонамская алмазоносная прогнозируемая зона (11.1.di)	Алмазы коренные (кимберлитовые), млн карат	19600	-	-	-	-	-	5,8	-	36,9	-	42,7	0,002 млн кар./км ²
<i>Рудные районы вне минералогических зон</i>														
12	Салтах-Дюкенская редкоземельно-торий-ураноносная раннепротерозойская прогнозируемая зона (0.1.U,Th,TR /PR ₁)	Уран, т	4000	-	-	-	-	-	-	-	2000*	-	20000*	5,0 т/км ²

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км ²	Запасы категории				ΣA+B+C	Прогнозные ресурсы категории			Минерогенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы и ресурсы / площадь)	
				A	B	C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃				
13	Попигайский поздне миоценовый рудный район импактных алмазов (0.4.di / P)	Алмазы коренные (импакт.) млн карат	1150	-	100357,27	167627,3	267984,6	18370	325440	150000*	-	611794,6	662,4 млн кар./ км ²		
<i>Анабарский неоген-четвертичный алмазоросяпной район (0.5..di/N-Q₄)</i>															
14	Эбелях-Маятский алмазоросяпной узел (0.5.1.di)	Алмазы (кимберли-товые), млн кар.	2500	-		10,45	10,45	15,91	-	1*	-	27,36	0,013 млн кар. / км ²		
15	Куонамский алмазоросяпной узел (0.5.2.di)	Алмазы (кимберли-товые), млн кар.	3130	-		5.485	5.485	1,09	1,12	1,31*	-	9,005	0,005 млн кар. / км ²		
16	Далдын-Догойски россыпной узел импактных алмазов (0.5.3. di i)	Алмазы (импакт.) млн кар.	4800	-	-	-	12,4*	12,41*	48,3*	91,07*	72,2*	224,03	0,047 млн кар. / км ²		
<i>Рудные узлы вне рудных районов и минерогенических зон</i>															
17	Бирингиндино-Мюнсюяхский редкометалльно-редкоземельно-урановорудный рифейский, мезозойский (?) прогнозируемый узел (0.0.1.U,Th,TR,Nb,Ta / RF-MZ?)	Уран, т	110	-	-	-	-	-	-	-	2200*	2200*	20,0 т/км ²		
18	Мальджангарский редкометалльно-редкоземельный юрский прогнозируемый узел (0.0.2.TR, Nb,Ta/ J)	РЗЭ (TR ₂ O ₅), тыс. т	100	-	-	-	-	-	-	-	67500	-	67 500	675 тыс.т/км ²	
		Пентаоксид ниобия, тыс. т		-	-	-	-	-	-	-	-	2 700	-	2 700	27 тыс.т/км ²
		Пентаоксид тантала, тыс. т		-	-	-	-	-	-	-	-	-	275	-	275

Примечание. * - Запасы не учтенные Госбалансом РФ и прогнозные ресурсы не апробированные в установленном порядке (авторские оценки)

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого, ед. изм. ресурсов	Количество прогнозируемых объектов разных категорий	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические				
Черные металлы	Железные руды, млн т	3 РУ	P ₂	790
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы*	РЗЭ (TR ₂ O ₅), тыс. т	1РУ	P ₃	67 500
	Пентаоксид ниобия, тыс. т			2 700
	Пентаоксид тантала, тыс. т			275
Благородные металлы**	Золото, т	2 РП	P ₂	20
Радиоактивные	Уран, т	5 РР	P ₃	91 500
		3 МЗ	МП	70 890
Неметаллические				
Горнотехническое сырье	Графит, млн т	1РУ	P ₂	22,4
Драгоценные и поделочные камни	Алмазы коренные (кимберлитовые), млн карат	1РР	P ₁	5,8
			P ₃	36,9
	Алмазы россыпные (кимберлитовые), млн карат	2 РУ	P ₁	17,0
			P ₂	1,12
			P ₃	2,31
	Алмазы импактные коренные, млн карат	1 РР	P ₁	18 370
			P ₂	325 400
			P ₃	150 000
	Алмазы импактные россыпные, млн карат	1РУ	P ₁	48,3
P ₂			91,07	
P ₃			72,25	

Примечание. * - Мальджангарский РУ

** - Рудные поля Кыллахского и Киенгского (Пологореченского) проявлений

Впервые выявленные в ходе составления Гогсеолкарты-1000/3 листа R-49 прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы

№ п/п	Индекс и наименование объекта	Вид минерального сырья, единицы 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	Куонамская алмазоносная прогнозируемая зона (11.1. di)	Алмазы, млн карат	P ₁	5,8	P ₃	36,9	+36,9	Прогнозируемая алмазоносная зона. Рекомендуется ГМК на алмазы м-ба 1:200 000 в пределах листов R-49-XI, XII, XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII, XXIV; R-50-XIX, XXV, XXVI, XXXI
2	Мальджангарский редкометалльно-редкоземельный прогнозируемый узел (0.0.2. TR,Nb,Ta/J)	РЗЭ (TR ₂ O ₅), тыс. т			P ₃	67 500	+67 500	Редкометалльно-редкоземельный прогнозируемый узел. Рекомендуются поисковые работы первой очереди
		Пентаоксид ниобия, тыс. т			P ₃	2 700	+2 700	
		Пентаоксид тантала, тыс. т			P ₃	275	+275	

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. Н.И. Гусев, Н.В. Морева	
СТРАТИГРАФИЯ	
Архейская акротема, нижнеархейская и верхнеархейская эонотемы. <i>Н.И. Гусев</i>	
Протерозойская акротема, нижнепротерозойская эонотема. <i>Н.И. Гусев</i>	
Верхний протерозой, рифейская эонотема. <i>В.Е. Руденко, Н.И. Гусев</i>	
Нижнерифейская эратема. <i>В.Е. Руденко, Н.И. Гусев</i>	
Среднерифейская и верхнерифейская эратемы <i>В.Е. Руденко</i>	
Палеозойская эратема. <i>В.Е. Руденко</i>	
Вендская система - кембрийская система. <i>В.Е. Руденко, М.Г. Пушкин</i>	
Пермская система. <i>В.Е. Руденко</i>	
Мезозойская эратема. <i>В.Е. Руденко</i>	
Триасовая система, нижний отдел. <i>В.Е. Руденко</i>	
Кайнозойская эратема. <i>В.Е. Руденко</i>	
Неогеновая система. <i>А.Д. Матюшков</i>	
Неогеновая-четвертичная системы. <i>А.Д. Матюшков</i>	
Неогеновая (плиоцен) - четвертичная системы нерасчлененные. <i>А.Д. Матюшков</i>	
Четвертичная система <i>А.Д. Матюшков</i>	
МАГМАТИЗМ. <i>Н.И. Гусев</i>	
Позднеархейский магматизм	
Анабарский плутонический комплекс эндербит-чарнокит-мигматитовый	
Далдынский плутонический комплекс перидотит-пироксенитовый	
Раннепротерозойский магматизм	
Харапский плутонический комплекс друзитовых габброноритов	
Салтахский плутонический комплекс габбродиорит-габброноритовый	
Экитский гипабиссальный комплекс гранитовый	
Амбардах-коялахский плутонический комплекс габбронорит-анортозитовый	
Билляхский плутонический комплекс гранодиорит-гранит-граносиенитовый	
Маганский плутонический комплекс аляскит-лейкогранит-мигматитовый	
Монхолинский гипабиссальный комплекс лейкокатовых двуслюдяных гранитов	

Рифейский магматизм	
Кендейский гипабиссальный комплекс кварцевых долеритов	
Кенгединский гипабиссальный комплекс кварцевых габбро-долеритов и кварцевых монцонит-порфиров	
Токурский гипабиссальный комплекс кварцевых долеритов	
Будурхайский гипабиссальный комплекс кварцевых габбро-долеритов и такситовых долеритов	
Котуйканский гипабиссальный комплекс кварцевых габбро-долеритов	
Чизресский гипабиссальный комплекс кварцевых долеритов и кварцевых монцонит-порфиров	
Триасовый магматизм	
Молодинский гипабиссальный комплекс долеритовый	
Катангский гипабиссальный комплекс долеритовый	
Оленек-велингинский гипабиссальный комплекс габбро-долеритов и такситовых долеритов	
Эбехаинский гипабиссальный комплекс трахидолеритовый	
Куонамский гипабиссальный комплекс кимберлит-карбонатитовый	
Юрский магматизм	
Талахтахский гипабиссальный комплекс щелочных базальтоидов	
Билляхский гипабиссальный комплекс кимберлитовый	
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ. Н.И. Гусев	
ТЕКТОНИКА. Н.И. Гусев	
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. Н.И. Гусев	
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. А.Д. Матюшков	
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. М.Г. Пушкин, А.В. Молчанов, С.А. Граханов	
Твердые горючие ископаемые. М.Г. Пушкин	
Металлические ископаемые. М.Г. Пушкин, А.В. Молчанов	
Неметаллические ископаемые. М.Г. Пушкин, С.А. Граханов	
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. М.Г. Пушкин, Н.И. Гусев	
Минерагеническое районирование и основные эпохи рудообразования. Н.И. Гусев	
Оценка перспектив района. М.Г. Пушкин	
Общие прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых района. М.Г. Пушкин	
Оценка перспектив нефтегазоносности территории. М.Г. Пушкин	
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. В.В. Петров	
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. В.В. Петров	
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Н.И. Гусев	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	
<i>Приложение 1. Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на листе R-49 (Оленёк) Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000</i>	

<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений R-49	
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	
<i>Приложение 4.</i> Впервые выявленные в ходе составления Госгеолкарты- 1000/3 листа R-49 прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы	