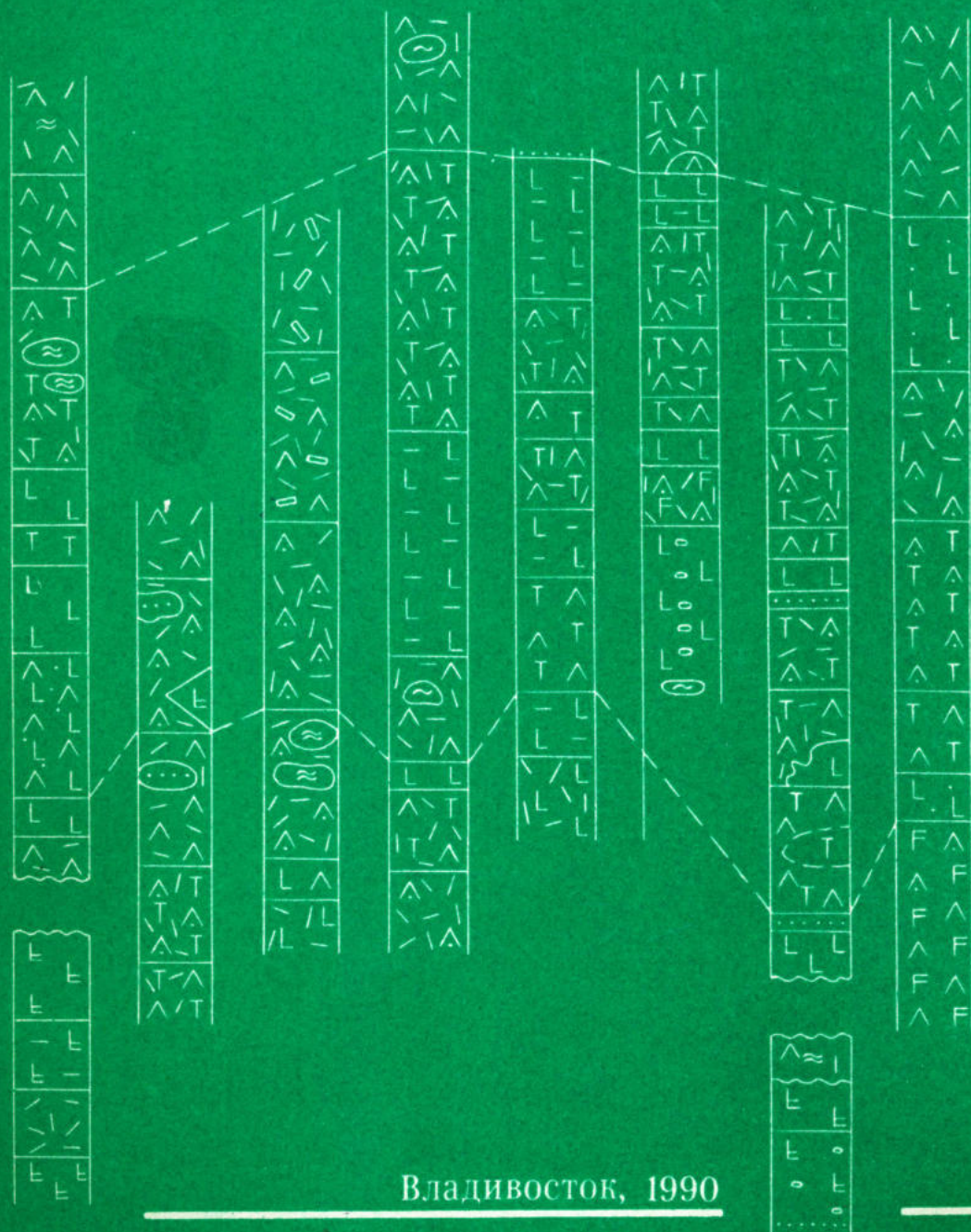


СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА



Владивосток, 1990

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Дальневосточное отделение
ИНСТИТУТ ТЕКТониКИ И ГЕОФИЗИКИ

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Владивосток, 1990

Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 152 с.

Сборник подготовлен главным образом по материалам регионального совещания по стратиграфии нижнего докембрия Дальнего Востока (апрель 1988 г., Хабаровск) и представляет собой сводку, отражающую современный уровень знаний по данной проблеме. В статьях обсуждаются региональная стратиграфическая шкала докембрия, принципы построения геохронологической шкалы, вопросы стратиграфии всех более или менее крупных ареалов распространения докембрия на Дальнем Востоке.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов, изучающих проблемы ранних этапов развития Земли, и геологов-съемщиков, занимающихся геологическим картированием в областях распространения докембрийских метаморфических комплексов.

Издано по решению редакционно-издательского совета
Дальневосточного отделения АН СССР

Отв. редактор *Л. П. Карсаков*
Рецензенты *М. Л. Гельман, В. М. Бирюков*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом сборнике публикуются главным образом материалы регионального совещания по стратиграфии нижнего докембрия Дальнего Востока (Хабаровск, апрель 1988 г.).

В статьях освещаются принципы построения геохронологической шкалы докембрия, вопросы стратиграфии нижнего докембрия конкретных комплексов всех более или менее крупных ареалов их распространения. В некоторых статьях рассматривается и стратиграфия верхнедокембрийских толщ, поскольку в ряде районов вопрос о возрасте многих толщ все еще остается дискуссионным. Содержание сборника в достаточной мере освещает состояние изученности докембрия Востока СССР.

В большинстве случаев статьи написаны исследователями, ведущими целенаправленные полевые исследования на Дальнем Востоке на протяжении многих лет. Они насыщены оригинальным фактическим материалом, представляют результаты новейших исследований. Выводы в них отражают личную точку зрения авторов, с которой не все исследователи, возможно, согласятся. Приведенный в статьях фактический материал по стратиграфии нижнедокембрийских толщ для отдельных регионов послужит основой разработки региональных схем расчленения и корреляции нижнего докембрия Дальнего Востока. Однако следует отметить относительность и условность таких схем при настоящей степени изученности.

Вопросы расчленения докембрия, уточнение и детализация региональной стратиграфической шкалы приобрели в настоящее время особую остроту в связи с тем, что геологическая служба СССР перешла к крупномасштабному геологическому картированию — принципиально новому этапу изучения геологического строения и полезных ископаемых страны. В связи с этим стоит задача своевременной подготовки основ картирования — создания стратиграфического и геохронологического каркаса всего геологического разреза. В 1990 г. эти вопросы будут обсуждаться на IV Дальневосточном межведомственном стратиграфическом совещании и на Всесоюзном совещании в г. Уфе по совершенствованию стратиграфической и геохронологической шкал докембрия СССР.

Основным методом расчленения нижнедокембрийских образований остается историко-геологический, поскольку радиогеохронологическая изученность метаморфических комплексов докембрия Дальнего Востока пока еще слаба. Дальнейший прогресс стратиграфических исследований докембрия в этом регионе, создание обоснованной региональной стратиграфической шкалы докембрия Дальнего Востока немыслимы без широких работ по изотопному датированию типовых комплексов с применением новейших методов и аппаратуры для получения реперных точек.

В. И. ШУЛЬДИНЕР

**ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ
ДОКЕМБРИЙСКОЙ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ
И ВОПРОСЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ
АЛДАНО-СТАНОВОГО РЕГИОНА**

Геохронологические шкалы отражают деление геологических последовательностей на естественные отрезки, разграниченные естественными рубежами, т. е. естественную периодизацию геологического времени. Основу естественной периодизации докембрия составляют историко-геологические модели, построенные на анализе хронологической последовательности объектов и событий и их значимости в общем ходе геологической эволюции; такие модели выявляют специфические, свойственные определенным эпохам геологические тела или их сообщества и устанавливают их последовательность непосредственно из наблюдений над их соотношениями. В основе метода лежат два предположения: о направленном необратимом развитии внешних оболочек Земли в докембрии, что фиксируется в соответствующих по возрасту разрезах земной коры, и о существовании в истории Земли некоторых геологических событий, которые проявились на достаточно больших территориях — в масштабах регионов, континентов или планеты в целом — и так или иначе отразились в строении тех же разрезов. Распознавание эволюционных изменений и общих событий в различных геологических последовательностях используется для их корреляции. Значение и применимость историко-геологического метода с геологическим возрастом меняются. По мере перехода ко все более древним эпохам структурная и климатическая дифференциация земной поверхности ослабевает, а специфичность каждой эпохи усиливается, так что индивидуальность соответствующих возрастных подразделений становится все более выраженной и корреляция — все более уверенной (Салоп, 1982).

Важную роль в периодизации докембрийской истории играет статистический анализ распределения во времени изотопных датировок, который свидетельствует о глобальных периодических колебаниях уровня эндогенной активности.

Сопоставление историко-геологических и изотопно-геохронологических моделей показывает, что они могут быть совмещены, поскольку максимумы эндогенной активности распределены не случайно — они приурочены к завершающим фазам тектонических циклов. Следовательно, геотектоническая цикличность может быть положена в основу геохронологической шкалы. В соответствии с этим, согласно большинству предложений (Harrison, Peterman, 1982; Шкала..., 1985; Plumb, James, 1986; и др.), границы главных геохронологических подразделений раннего докембрия — архея и раннего протерозоя — можно определить в 3,85; 2,5 и 1,6 млрд лет (значения 2,5 и 1,6 млрд лет несколько смещены относительно максимумов эндогенной активности в сторону запаздывания, что приближает их к естественным границам геотектонических циклов).

Самая древняя цифра — 3,85 млрд. лет — требует специального обсуждения. В советской литературе еще со времен ранних работ В. А. Обручева и Д. С. Коржинского к древнейшим образованиям относятся глубоко метаморфизованные комплексы гранулитовой и отчасти тесно связанной с ней амфиболитовой фации. В последние годы во всем мире были предприняты многочисленные попытки определить их изотопный возраст, но в подавляющем большинстве случаев он оказался сравнительно молодым — обычно не древнее 2,8—2,6 млрд лет (Бибикова, 1986). Этот факт был интерпретирован по-разному. Одни исследователи считают, что мы имеем дело с искаженными изотопными системами древнейших пород, омоложенными под влиянием поздних термальных событий, другие — что сравнительно небольшие изотопные цифры отражают истинный возраст метаморфизма и что образованные гранулитами и гнейсами метаморфические пояса одновозрастны с верхнеархейскими зеленокаменными поясами или даже моложе их (Windley, 1984). Вывод о сравнительно молодом возрасте метаморфизма при этом часто распространяют и на возраст субстрата гранулитов и гнейсов (Мурбат, 1980). В последние годы, однако, благодаря развитию методов изотопной геохронометрии удалось показать, что возраст субстрата может быть гораздо более древним и зачастую превышает 3,5, а иногда и 4 млрд лет (Froude et al., 1983; Зыков и др., 1984; Schäfer, Allègre, 1985; Мельников и др., 1987; и др.).

Тем не менее изотопных определений пока еще слишком мало, и в решении проблемы возраста субстрата и возраста метаморфизма гнейсо-гранулитовых комплексов приходится ставить на первое место историко-геологический подход. Геологические данные свидетельствуют о глубокой специфике этих комплексов. Они распространены на огромных площадях и образуют фундаменты древних платформ, таких, как Сибирская, Индийская, Антарктическая и др., а нередко и фундаменты их складчатых обрамлений. Непрерывное распространение метаморфических пород на столь обширных территориях само по себе явление уникальное, в последующие эпохи не повторявшееся. Уникален и характер метаморфизма. Многие геологи связывают его с повышенным геотермическим градиентом на ранних стадиях развития Земли, но существует и иное объяснение, основанное на изучении геотермических палеоградиентов раннего докембрия петрологическими методами: изотермы древнейшей эпохи были приподняты относительно их современного положения на 200—400°C вследствие очень высокой температуры дневной поверхности в условиях парникового эффекта (Шульдинер, 1982). Подобный «венерианский» термальный режим объясняет не только повсеместный высокотемпературный характер метаморфизма, но и отсутствие существенных латеральных температурных градиентов, а также общую фациальную и структурно-формационную однородность по латерали, которая в древнейшем докембрии проявлена очень сильно. (Например, толща кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов, играющая роль маркирующей в гранулитовых разрезах Алдано-Станового региона, прослеживается без существенных фациальных изменений на расстоянии свыше 500 км как вдоль, так и поперек главных структурных направлений. При этом колебания температуры на одном и том же уровне глубинности едва превышают 100°C, как можно видеть из данных В. И. Кицула (Ранний докембрий..., 1986). Бытующие же в литературе представления о «гранулитовых поясах» большей частью внушены формой поздних линейных поднятий, нарушивших изначально ареальное распространение глубинных пород.)

Трудно представить, чтобы метаморфизм столь крупных сегментов земной коры мог осуществляться при их кратковременном погружении на огромные глубины (15—40 км). Скорее всего метаморфизм такого типа не был также результатом каких-то кратких орогенических импульсов, как это характерно для фанерозойских гранулитовых поясов, а протекал в обстановке длительного (иногда до 1 млрд лет и более) нахождения осадочно-вулканогенных

серий на больших глубинах. Рассчитанный для гнейсо-гранулитовых комплексов геотермический градиент невелик — менее $20^{\circ}\text{C}/\text{км}$, так что метаморфизм не требовал дополнительных тепловых импульсов; следовательно, продолжительность метаморфических воздействий определялась лишь длительностью нахождения пород на глубине и могла быть очень велика. Обстановка накопления и метаморфизма латерально однородных комплексов настолько специфична, что ее, по-видимому, можно приписать только самой древней эпохе развития земной коры. Изотопные определения возраста фиксируют, как правило, лишь конечную стадию метаморфизма, когда в результате выдыхания коры температура падала до уровня закрытия изотопных систем. Но обнаруживаются и реликтовые, иногда сильно оторванные от конечных, значения возраста, что подтверждает модель длительной эволюции древнейших пород.

Таким образом, можно думать, что гнейсо-гранулитовые комплексы слагают супракрустальную оболочку, сформировавшуюся на самой ранней стадии корообразования, но продолжавшую жить активной эндогенной жизнью (метаморфизм, магматизм, глубинные дислокации) вплоть до конца архея и даже в протерозое. По-видимому, такая обстановка «перманентного» метаморфизма и длительной эндогенной активности существовала в низах древнейшей коры почти повсеместно.

Само проявление глобального диастрофизма в допозднеархейское время приходится ставить под сомнение. На гистограммах изотопных датировок имеется небольшой пик, приходящийся на 3,6 млрд лет назад (Пушкарев, 1983), но этот пик выражен слабо и отражает скорее всего не максимум эндогенной активности, а повышенное внимание геохронологов к самым древним породам. В древнейших разрезах отсутствуют орогенные осадочные и магматические формации, присущие диастрофическим максимумам. По-видимому, древнейший этап формирования земной коры, который предшествовал становлению зеленокаменных поясов, не представлял собой законченного тектоно-магматического цикла; этот этап отличался особым тектоническим режимом в особых термальных условиях, приведшим к образованию первичной континентальной оболочки большой мощности (Шульдинер, 1982).

Верхняя возрастная граница этого этапа определяется соотношениями с зеленокаменными поясами. Самым древним зеленокаменным поясом считают участок развития толщи Исуа в районе Готхоб на юго-западе Гренландии (Конди, 1983). По изотопному возрасту породы Исуа относятся к раннему архею — 3,6—3,8 млрд лет. Очевидно, эти цифры отражают возраст метаморфизма, и лишь самые древние из них (до 3822 млн лет) трактуются как возраст исходных магматитов (Kinny, 1986). Следовательно, подошва «зеленокаменного» архея должна иметь возраст как минимум 3,8—3,85 млрд лет. Более древнюю эпоху следует выделить в самостоятельное подразделение, для которого было предложено несколько наименований — эогей, хадей, приской, катархей.

Здесь нужно повторить, что надежные изотопные данные о доархейском возрасте древнейших гнейсо-гранулитовых комплексов редки, и хотя историко-геологический анализ склоняет в пользу такого заключения, подтвердить его изотопными методами часто не удается: они лишь свидетельствуют о довольно позднем окончании длительной эндогенной эволюции, ничего не говоря о ее начале. Тем не менее следует признать правомерным представление о существовании таких длительно эволюционировавших комплексов и предусмотреть для них специальный способ обозначения в геохронологических шкалах. Мне кажется, что для нижней части шкалы удобно применять два термина. Один — эогей (или его синоним) — можно использовать для обозначения доархейской (древнее 3,85 млрд лет) эпохи и доархейских геологических образований, если их столь древний возраст доказан изотопными методами. Другой термин — катархей — следует применять в более широком смысле и обозначать им те длительно эволюционировавшие гнейсо-

гранулитовые и другие глубинные (катазональные) комплексы, формирование которых могло начаться в доархее и продолжаться в течение какого-то времени в последующие периоды.

В пределах Алдано-Станового региона нижний докембрий представлен четырьмя крупными подразделениями. Они выделены на основе историко-геологических реконструкций, и их соответствие подразделениям общей геохронологической шкалы должно быть подтверждено изотопными методами. Пока что их следует рассматривать как подразделения региональной сибирской шкалы с соответствующими региональными названиями (см. таблицу).

К верхам нижнего протерозоя относятся вулканогенные образования уянской серии на юго-востоке Алданского щита. Их возраст, согласно изотопным определениям, заключается в интервале 1,6—1,95 млрд лет (Гамалея, 1968). С этим интервалом связан и ряд других мощных проявлений эндогенной активности на юге Сибири (Неймарк и др., 1987), что позволяет рассматривать его как самостоятельный этап в развитии региона и выделить соответствующие ему геологические образования в самостоятельное подразделение — акитканий (Салоп, 1982), названное по комплексу вулканитов того же возраста в Прибайкалье.

Следующее подразделение — удоканий — наиболее полно представлено разрезом удоканской серии. Нижние части этого разреза подверглись совместно с подстилающими куандинскими гранитоидами воздействию метаморфизма, возраст которого не менее 2,2—2,1 млрд лет, верхние инъецированы кодарскими гранитами возрастом от 1,9 до 1,75 млрд лет (Рублев и др., 1987).

Стратиграфическая шкала нижнего докембрия Алдано-Станового региона

Возраст, млн. лет	Подразделения общей геохронологической шкалы			Реперные датировки и подразделения региональной шкалы		
1600	нижний докембрий	протерей	нижний протерозой	1600	акитканий	
				1950		
				2200	удоканий	
2500			архей	2600	сахаборий	
				3400	?	
3850		зогей	катархей		верхний	тимптонский горизонт
					нижний	иенгрский горизонт
				сибирь		нижнезверевский горизонт
						сутамо-чогарский горизонт

Эти данные определяют принадлежность удоканской серии к нижней половине нижнего протерозоя. Однако для суждения о ее полном стратиграфическом объеме этих данных недостаточно. Неясность усугубляется тем, что в самой верхней части удоканской серии недавно обнаружены остатки медузоидных образований, характерных для позднего докембрия (Вильмова, 1987).

Более древнее подразделение названо сахаборием (Нужнов и др., 1968). Оно обнимает вулканогенно-терригенные серии, слагающие архейские зеленокаменные пояса региона; его наиболее типичные представители — тунгурчинская и олондинская серии на юго-западе Алданского щита (Смелов и др., 1987). Непосредственные отношения между удоканскими и сахаборскими образованиями нигде не изучены, и о более древнем возрасте сахаборских пород судят по косвенным признакам (уровень и эволюция метаморфизма, структурные особенности и пр.) и данным изотопных определений возраста. Последние свидетельствуют о принадлежности изученных сахаборских пород к архею: они не моложе 2,65—2,96 млрд лет (Неймарк и др., 1980; Бибикова и др., 1986).

Нижнее подразделение нижнего докембрия Сибири предлагаем называть сибирием. К нему относятся гнейсо-гранулитовые кристаллические толщи, которые в Алдано-Становом регионе пользуются очень широким распространением. Досахаборский возраст этих толщ устанавливается по геологическим данным: сахаборские образования слагают узкие протяженные тектонические клинья и линзы, резко дискордантные по отношению к вмещающим структурам кристаллических толщ, причем последние подверглись наложенным изменениям, связанным с магматизмом и метаморфизмом сахаборского комплекса; наблюдалось пересечение древних кристаллических пород сахаборскими дайками (см. статью А. В. Головкова и Ю. И. Березина в наст. сборнике). К доказательству древнейшего возраста сибирских кристаллических толщ привлекают и изотопные данные, но пока они не дают ясной картины. Во-первых, остается неизвестным возраст нижней границы сахабория, который, если исходить из сравнения с другими архейскими зеленокаменными комплексами мира, может существенно превышать древнейшую из полученных по сахаборию цифр (2,96 млрд лет). Во-вторых, нет уверенности, что какие-либо из полученных по сибирию датировок, включая самые древние — 3,4—3,5 млрд лет (Бибикова и др., 1986), относятся ко времени накопления древнейших толщ, а не к последующим эндогенным преобразованиям (метаморфизму, внедрению магматических пород и пр.); такие эндогенные преобразования сибирских толщ могли продолжаться и действительно продолжались в течение всего архея и даже позднее (Бибикова и др., 1984). В этом отношении сибирий не отличается от других древнейших гнейсо-гранулитовых комплексов мира и, как и последние, должен быть отнесен к катархею (в предложенном выше значении).

По уровню метаморфизма кристаллический сибирий Алдано-Станового региона подразделяют на два яруса: нижний, метаморфизованный в гранулитовой фации, относят к алданскому комплексу, верхний, метаморфизованный в амфиболитовой фации, — к становому. Этим ярусам обычно приписывают стратиграфический смысл, что верно лишь отчасти: в каждом конкретном разрезе амфиболитовые толщи действительно моложе гранулитовых, однако в целом граница между метаморфическими ярусами скорее всего диахронна. При стратиграфических построениях кажутся более предпочтительными литоформационные границы. Нижние серии гранулитового яруса отличаются латеральной устойчивостью; они образуют четыре стратиграфических уровня (горизонта), прослеживаемые на обширных пространствах: сутамочогарский, нижнезверевский, иенгрский и тимптонский. Опорным маркирующим уровнем является, как отмечалось выше, иенгрский, благодаря своему специфическому составу (преобладание кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев) и неповторяемости в разрезе. Перечисленные горизонты могут быть объединены в нижний сибирий. Верхний сибирий, включающий надтимптон-

скую часть алданского метаморфического комплекса и весь становой комплекс, отличаются латеральной неустойчивостью слагающих его серий; это делает невозможным сколько-нибудь уверенную корреляцию разобренных разрезов верхнего сибиря, расчленение которого на более дробные подразделения правомерно поэтому лишь в рамках локальных районов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бибикова Е. В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: Наука, 1986. 36 с.
- Бибикова Е. В. и др. Геохронология Алдано-Витимского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 135—159.
- Бибикова Е. В. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 6. С. 1471—1474.
- Вильмова Е. С. Первая находка фауны и следов жизнедеятельности в удоканской серии Удоканского прогиба Восточного Забайкалья // 3-й Всесоюз. симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Петрозаводск, 1987. С. 18—19.
- Гамалея Ю. Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Уланского плутона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 2. С. 35—40.
- Зыков С. И., Ступникова Н. И., Сидоренко С. А. Изотопы свинца пород гранулитового пояса Кольского полуострова // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1984. № 3. С. 58—64.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Мельников А. И. и др. Рубидий-стронциевый изохронный возраст докембрийских образований Анабарского щита // Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск, 1987. С. 208—209.
- Мурбат С. Граничные условия эволюции архейской коры по возрастным и изотопным данным // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 356—366.
- Неймарк Л. А. и др. Новые данные о возрасте пород и руд Чарского месторождения железистых кварцитов // Докл. АН СССР, 1980. Т. 352, № 2. С. 427—430.
- Неймарк Л. А., Рублев А. Г., Ларин А. М. О раннепротерозойском возрасте пояса рапаквидоподобных гранитоидов южного обрамления Сибирской платформы // Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск, 1987. С. 214—215.
- Нужнов С. В., Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н. О выделении сахаборских (позднеархейских) отложений Алданского щита // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 2. С. 164—166.
- Пушкарев Ю. Д. Геохимия изотопов стронция, свинца и неодима в связи с эволюцией системы кора—мантия // Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983. С. 97—150.
- Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 276 с.
- Рублев А. Г. и др. Геохронология раннепротерозойского гранитоидного магматизма Кодаро-Удоканской зоны // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 30—39.
- Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
- Смелов А. П., Попов Н. В., Добрецов Н. Н. Внутреннее строение Олондинского зеленокаменного пояса // Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1987. С. 18—22.
- Шкала геологического времени / Харленд У. Б. и др. М.: Мир, 1985. 140 с.
- Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226.
- Шульдинер В. И., Панченко И. В. Метаморфическая зональность и метаморфическая эволюция раннедокембрийских высокотемпературных комплексов Станового хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 5. С. 30—42.
- Froude D. O. et al. Ion microprobe identification of 4,100—4,200 Myr-old terrestrial zircons // Nature. 1983. Vol. 304, N 5927. P. 616—618.
- Harrison J. E., Peterman Z. E. North American Commission on stratigraphic nomenclature. Rep. 9 // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 6. P. 810—804.
- Kinny P. D. 3820 Ma zircons from a tonalitic Amitsoq gneiss in the Godthab district of southern West Greenland // Earth Planet. Sci. Letters. 1986. Vol. 79, N 3—84. P. 337—347.
- Plumb K. A., James H. L. Subdivision of Precambrian time: recommendations and suggestions by the Subcommittee on Precambrian stratigraphy // Precambrian Res. 1986. Vol. 32, N 1. P. 65—92.
- Schärer U., Allègre C. J. Determination of the age of the Australian continent by single-grain zircon analysis of Mt Narryer metaquartzite // Nature. 1985. Vol. 315, N 6014. P. 52—55.
- Windley B. F. The Archaean—Proterozoic boundary // Tectonophysics. 1984. Vol. 105, N 1—4. P. 43—53.

Л. П. КАРСАКОВ

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Становая складчато-блоковая область представляет собой регион широкого распространения нижнедокембрийских комплексов. Кроме Становой складчато-блоковой системы в нее обычно включают также Олекминскую и Батомгскую системы. Все эти системы в совокупности составляют складчатое обрамление Алданского кристаллического массива.

Благодаря полноте разреза, наличию стратиграфических соотношений с нижнерифейскими отложениями нижнедокембрийские комплексы этого района привлекают внимание исследователей как возможные типовые комплексы для разработки стратиграфической шкалы нижнего докембрия СССР. Предлагаемая на обсуждение региональная стратиграфическая шкала составлена на основе обобщения материалов многочисленных исследований по изучению докембрия рассматриваемого региона. Ее надо рассматривать в известной мере предварительной и требующей дальнейшего уточнения и обоснования. В основе расчленения и корреляции нижнедокембрийских образований района лежит историко-геологический метод в сочетании с петрологическими и изотопно-геохимическими. Историко-геологический метод расчленения пока остается ведущим, ибо геохронологическая изученность нижнего докембрия рассматриваемого региона низка. Неоднократные структурно-метаморфические преобразования докембрийских пород привели к нарушению изотопно-геохимических систем, что нередко обуславливает несовпадение геологического возраста с изотопным.

Региональная корреляция стратиграфических подразделений нижнего докембрия Становой области и ряда смежных районов юга Дальнего Востока на уровне структурно-вещественных комплексов приведена в таблице. В левой части таблицы указаны предлагаемые региональные стратиграфические подразделения — комплексы. Ниже кратко рассмотрим особенности нижнедокембрийских комплексов по крупным структурным элементам.

Становая складчато-блоковая система является южным фрагментом складчатого обрамления Алданского кристаллического массива. Основу строения Становой СБС составляют раннедокембрийские образования, которые на востоке системы на небольших площадях перекрыты терригенными, карбонатными и вулканогенными отложениями верхнего протерозоя и нижнего палеозоя (Карсаков, Васькин, 1975; Кириллова, Турбин, 1979). С мезозойской тектоно-магматической активизацией связано образование наложенного орогенного комплекса, представленного терригенно-вулканогенными толщами, крупными телами гранитоидов. Среди раннедокембрийских образований системы выделяются следующие структурно-формационные комплексы (СФК): зверевско-чогарский, зейский, становой нижеархейские, гилюйский верхнеархейский и нижнепротерозойский желтулакский (см. рисунок). Гилюйский комплекс выделен из образований, ранее включаемых в состав станового комплекса и желтулакской серии. В последние годы их объем и содержание существенно уточнены (Карсаков, 1980, 1983).

Возрастные соотношения зверевско-чогарского и гилюйского комплексов

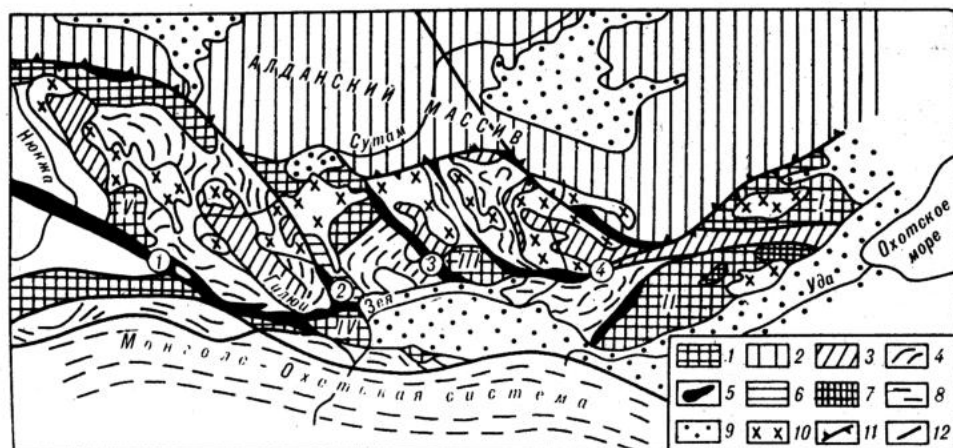


Схема распространения докембрийских комплексов в Становой складчатой области.

1—4 — нижнеархейские комплексы: 1 — зверевско-чогарский (блоки: I — Джугджурский, II — Чогарский, III — Сивакано-Токский, IV — Дамбукинский, V — Ларбинский), 2 — архейские Алданского массива (нерасчлененные), 3 — зейский, 4 — становой; 5 — верхнеархейский гилуйский комплекс; 6 — нижнепротерозойский желтулакский комплекс; 7 — верхнепротерозойские образования; 8 — неогейские образования Монголо-Охотской системы; 9 — мезокайнозойские отложения; 10 — мезозойские гранитоиды; 11 — Становой разлом; 12 — прочие разломы (цифры в кружках: 1 — Желтулакский, 2 — Унахинский, 3 — Сугджарский, 4 — Таксакадинский)

сомнений не вызывают, тогда как вопрос о стратиграфическом положении станового комплекса постоянно дискутируется. Одни исследователи относят его к самостоятельному комплексу (Ю. К. Дзевановский, В. Н. Мошкин, Н. Г. Судовиков и др.), другие вслед за Д. С. Коржинским считают диафторитованными породами алданского комплекса, третьи (Е. П. Миронюк, В. И. Шульдинер) считают образованиями единого комплекса, метаморфизованного от амфиболитовой до гранулитовой фации. Возрастное обоснование комплексов из-за отсутствия реперных датировок возраста остается во многом открытым. Так, время завершения метаморфизма зеленокаменной олондинской серии в Олекминской системе и одновременно закрытия U—Pb системы в мусковитовых пегматитах фундамента этой системы, а также в амфибол-плагноклазовых сланцах станового комплекса Становой системы составляет 2900—3000 млн лет (Неймарк и др., 1981). Примерный возраст метаморфизма никиткинской серии Амазаро-Гилуйского блока по Pb-Pb-изохроне около 3500—3600 млн лет (Искандерова и др., 1980). С долей условности принято относить зверевско-чогарский, зейский, становой комплексы к нижнему архею, гилуйский к верхнему архею, желтулакский и улканский к нижнему протерозою.

Нижнеархейский зверевско-чогарский СФК слагает крупные блоки основания системы среди архейских толщ станового комплекса — Могочинский, Зверевский, Сивакано-Токский, Чогарский и др., ограниченные со всех сторон мощными зонами бластомилонитов и диафторитов. Некоторые блоки имеют аллохтонное залегание подобно гипербазитам в офиолитовых комплексах (Карсаков, 1978).

Зверевско-чогарский комплекс представлен супракрустальными толщами роговообманково-двупироксеновых, гранатовых кристаллических сланцев, гранулитов, гнейсов, кварцитов и известковистых пород, а также метабазитами и метагипербазитами, анортозитами, чарнокитами, мангеритами, гранитами.

Супракрустальные толщи каждого крупного блока объединены в серии (зверевскую, могочинскую, дамбукинскую, джанинскую), вопросы корреляции которых далеко еще не решены (см. таблицу). Возможно, что кварцитовая (верхнеалданская) свита иенгской серии занимает тот же стратиграфический уровень, что и холодниканская свита зверевской серии, но отличается от нее существенно кварцитовым составом.

Схема расчленения и корреляции нижнего докембрия Алдано-Станового региона

Под-группа	Регионал. стратигр. подразделение	Пред. возраст, млн. лет	АЛДАНСКИЙ РЕГИОН			СТАНОВОЙ РЕГИОН			ОХОТСКИЙ РЕГИОН	БУРЯТСКИЙ РЕГИОН	
			Запад. часть	Центр. часть	Вост. часть	Запад. часть	Центр. часть	Вост. часть		Гонимский район	Маминский, Хинган-Гуранский р-н
НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ	Уланский комплекс	1800-1900			Уланская серия					Человская серия	
						Джелтулакская серия	Оутджарская серия				
	Лидийский комплекс	1600	Тасмалинская серия Тунгурская серия Борсалинская серия	Субланский комплекс	Чумканская серия	Чумканская серия	Талгинская, чимганская толды	Таксандинская серия	Лидийский комплекс	Гонимская серия	Тастакская серия
НИЖНИЙ АРХЕЙ	Становой комплекс	3000-3200	Олекинская серия		Батомская серия	Иликанская, тунгурская, усть-гилдинская серия	Иликанская серия	Кутуринская серия	Становой комплекс		
	Зейский комплекс	3500		Дзелтулинская, тамтонская серия	Курганская, ичинская, хайманская серия	Чильчинская свита	Штыкская свита	Зейская, усть-майская серия	Зейский комплекс		
			Курультинская серия	Иенгурская серия	Тырганская серия	Зверевская, ларинская, моточинская серия	Токская, дамбуктинская серия	Дзанинская серия	Чограйский комплекс	Охотская серия	Маминская толды

Кристаллические толщи гранулитового основания Становой системы отличаются от центральноалданских более меланократовым составом разреза. Обращают на себя внимание и максимальные условия гранулитового метаморфизма (чогарская фация): $P = 10-11$ кбар, $T = 1000-1100^{\circ}\text{C}$ (Карсаков, 1978). С гранулитовым комплексом раннего архея тесно связаны метабазиты и метагипербазиты (майско-джанинский комплекс), эндербиты, чарнокиты, анортозиты, мангериты, лейкократовые граниты. В блоках гранулитового основания располагается несколько крупнейших габбро-анортозитовых массивов (древнеджугджурский комплекс). Складчатые структуры в блоках гранулитового основания сохранились фрагментарно. В большинстве случаев они испытали различные преобразования и изменения при наложении верхнеархейской складчатости.

Нижнеархейский (?) зейский комплекс выделен недавно, ранее его образования включались в состав станового комплекса. Основанием для его выделения явились следующие данные: 1) состав толщ, резко отличный и не повторяющийся в разрезе станового комплекса; 2) структурное положение толщ комплекса в ядрах антиклинорий и куполовидных структур с обрамлением станových толщ; 3) тела гнейсо-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, характерные для станового комплекса, с породами зейского комплекса имеют секущие контакты (А. Ф. Васькин); диафторез пород зейского комплекса в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации; 5) отсутствие региональной мигматизации, присущей становому комплексу (Карсаков, 1983). Супракрустальные толщи комплекса сложены биотитовыми, гранат-биотитовыми плагиогнейсами, биотит-роговообманковыми, клинопироксен-роговообманковыми, клинопироксеновыми, сланцами, карбонатными, известково-силикатными породами. Они вмещают тела метабазитов, плагиогранитов, орбикулярных диопсидовых гранитов, еще слабо изученных. В современном виде породы комплекса представляют собой в своей главной массе высокотемпературные диафториты, среди которых редко встречаются реликты слабо диафторированных или недиафторированных разностей. Метаморфизм пород происходил в условиях амфиболитовой фации, местами достигал условий гранулитовой фации. На диафторитовую природу пород чильчинской свиты указывал С. П. Кориковский (1967). Во многих других выходах породы комплекса бластомилонитизированы. Обычно толщи зейского комплекса относят к верхнему архею, но весьма вероятно, что они являются стратиграфическим аналогом желтулинской серии Алданского массива.

Нижнеархейский становой комплекс слагает блоки, рассматриваемые обычно как структурно-формационные зоны, в пределах которых супракрустальные толщи объединяются в серии: купуринскую, иликанскую, усть-гилуюскую, тунгирскую. Характерной особенностью метаморфических серий станового комплекса является однообразный амфиболовый кристаллосланцевогнейсовый состав, насыщенность телами гнейсо-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов (токсоалгоминский комплекс) и плагиогранито-гнейсов (древнестановой комплекс). Гнейсодиориты, кварцевые диориты служат сквозным элементом всех серий станового комплекса, позволяющим их идентифицировать. Особенно насыщены телами диорито-гнейсов разрывы купуринской и усть-гилуюской серий. Гнейсо-плагиограниты, граниты являются неотъемлемой составной частью мигматитов. Метаморфизм пород станового комплекса происходил в условиях амфиболитовой фации, местами (Амазаро-Гилуюский блок) достигал условий гранулитовой фации. Вариации степени метаморфизма по площади обусловлены, по-видимому, неравномерной эродированностью блоков станового комплекса (Карсаков, 1983).

Блоки станового комплекса представляют собой сложно построенные синклинорные структуры с брахиформными складками в центральных частях и сжатыми, асимметричными, наклонными до опрокинутых в краевых. В Амазаро-Гилуюском блоке развиты линейные складки, нередко с опрокинутым залеганием. Контуры синклинорных структур и простираение толщ станового

комплекса, как правило, согласуются с контурами глыб гранулитового основания.

Верхнеархейский гилюйский комплекс распространен в шовных зонах дислокаций — Желтулакской, Сугджарской, Таксакандинской и др. (Карсак, 1980, 1983). Ранее образования этого комплекса включались в становой и желтулакский комплексы. Комплекс назван по р. Гилюй, не следует его смешивать с созвучной по названию усть-гилюйской серией станового комплекса. Аналогом гилюйского комплекса в Олекминской системе является зеленокаменный троговый комплекс, впервые описанный В. С. Федоровским и Л. М. Лейтесом (1968 г.).

Характерная особенность кристаллических толщ гилюйского комплекса — пестрый их состав, обилие в них кварцитов (слюдистых, мономинеральных, железистых, фукситовых и др.), высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, находящихся в переслаивании с амфиболитами, роговообманковыми, биотит-роговообманковыми сланцами. В различных зонах они описываются под разными названиями: бурпалинская, одолгинская, борсалинская, чульманская серии, чимчанская, гудынская, марпачанская, покровская свиты.

Метаморфизм гилюйского комплекса варьирует от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации. Прогрессивный характер метаморфизма подтверждается характером зональности гранатов. Флюидные включения в них характеризуются водно-углекислотно-солевым составом, в отличие от углекислотного в становом комплексе.

Для гилюйского комплекса характерны многочисленные мелкие тела метабазитов и метагипербазитов, крупные массивы гранитоидов таксакандинского (позднестанового, чульманского, нуюмского) комплекса, пегматоидные микроклиновые граниты, граносиениты метасоматического происхождения с редкометалльной минерализацией.

Слюдяно-сланцевый гилюйский комплекс смят в сжатые складки, дислоцированность пород возрастает вблизи разломов, ограничивающих шовную зону, а архейские породы обрамления шовных зон испытали бластомилонитизацию и диафторез и процессы ремобилизации. Современный структурный план Становой СБС предопределен складчатыми деформациями в гилюйское время. Эти дислокации проявились на всем протяжении Становой системы. Обычно они рассматриваются как приразломные, учитывая приуроченность сохранившихся фрагментов гилюйского комплекса к разломам архейского заложения. Однако этот вопрос для Становой системы плохо изучен.

Нижнепротерозойский желтулакский комплекс распространен примерно в тех же зонах, что и отложения гилюйского комплекса. Кристаллические толщи сложены филлитовидными слюдяными сланцами, кварцитами, метапесчаниками, метаконгломератами, метаэффузивами, иногда карбонатными породами, метаморфизованными до эпидот-амфиболитовой фации. Характерной особенностью терригенных пород является преобладание кварца, высокая степень их дифференциации. В Желтулакской зоне в метапесчаниках отмечена медная минерализация, возможно, удоканского типа. Описанные отложения сопоставимы с удоканским комплексом, который несогласно перекрывает образования «тропо́вого комплекса» верхнего архея.

Более молодые отложения нижнепротерозойского возраста известны в пределах Чогарского блока. Здесь вулканиты, сходные по составу с элгэ-тэйской свитой прорваны интрузией щелочных гранитов, аналогичных гранитам раннепротерозойского улканского вулканоплутонического комплекса.

Раннепротерозойские расслоенные дунит-габбровые интрузии (лукиндинский комплекс) в основании разреза сложены дунитами (иногда с хромитом), переходящими вверх в плагиоклазовые разновидности, троктолитами, габброноритами, анортозитами. В Лукиндинском массиве отмечены также диориты, гранодиориты, граносиениты. С этим комплексом связано медно-никелевое и хромитовое оруденение, возможна связь платиновой минерализации. Возраст комплекса принимается на основе сопоставления его с Чинейским рас-

слоенным плутоном габбро-норитовых интрузий, который прорывает нижнепротерозойские отложения удоканского комплекса. На востоке Становой СБС к этой же возрастной группе относятся тела габбро-сиенитов, с которыми здесь связана апатитовая, титаномагнетитовая минерализация. Раннепротерозойские лейкократовые граниты тукурингского комплекса распространены на западе Становой системы, чаще всего не выделены из состава таксакандинского комплекса.

В Олекминской системе выделяется несколько раннедокембрийских комплексов (Миронюк и др., 1971, Неелов и др., 1971 и др.), соотношения между которыми особенно в последние годы вызывают острые дискуссии. Гранулитовые породы, как полагают, или представлены диафторированными глыбами курультинского комплекса (Неелов и др., 1971) или являются, по мнению других, частью единой олекмо-курультинской зонально-метаморфизованной серии (Миронюк и др., 1971). Наиболее широко распространены в Олекминской СБС одноименный амфиболитовый комплекс, в шовных зонах — верхнеархейский субганский комплекс.

Нижнеархейский курультинский комплекс включает биотит-гиперстеновые, двупироксеновые, гранат-биотитовые кристаллические гнейсы и сланцы курультинской серии, интрузии метабазитов и метакристаллических базитов, чарнокитов, анортозитов, мангеритов. Породы комплекса выступают в виде крупных блоков. Толщи курультинского комплекса метаморфизованы в условиях гранулитовой фации ($T = 770-860^{\circ}\text{C}$, $P = 6,5-8$ кбар). В Курультинском блоке располагается крупный Каларский массив анортозитов. В тесной связи с анортозитами находятся мангериты. Возраст этих пород дискусионен.

Нижнеархейский олекминский комплекс представлен биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами олекминской серии, гранито-гнейсами. Породы олекминского комплекса метаморфизованы в высокотемпературных условиях амфиболитовой фации, оптимальны для интенсивного ультраметаморфизма и гранитообразования. В более северных районах развития олекминской серии в ней отмечены реликтовые парагенезисы гранулитовой фации. Складчатые структуры олекминской серии имеют субмеридиональное простирание. Олекминский комплекс сопоставляется со становым в Становой СБС.

Субганский комплекс выполняет шовные зоны, которые, как правило, находятся за пределами рассматриваемой территории. Комплекс со структурным несогласием залегает на нижнеархейских образованиях иенгского комплекса западной части Алданского массива и курультинской и олекминской серий Олекминской СБС и перекрыт нижнепротерозойскими образованиями удоканского комплекса. Возраст комплекса 3100—2500 млн лет (Неелов и др., 1971). Из супракрustальных образований субганского комплекса на описываемой территории распространены амфиболовые, высокоглиноземистые сланцы, кварциты, амфиболиты, метаэффузивы борсалинской серии и слюдяные сланцы, метапесчаники, метаконгломераты тунгурчинской серии. В Олондинской зоне в низах субганского комплекса известны коматииты. С этим комплексом связаны крупные проявления и месторождения железистых кварцитов.

С формированием субганского комплекса связано внедрение многочисленных тел ультраосновных и основных пород и мощное гранитообразование в несколько этапов, сопровождаемое куполообразованием.

Метаморфические толщи субганского комплекса слагают линейные шовные структуры, природа которых трактуется различно: либо как самостоятельные прогибы, либо фрагменты единого прогиба.

Батомгская СБС расположена в восточной части Алдано-Станового щита. С юго-востока она ограничена Билякчанской зоной разлома, с юго-запада — Улканской, а с востока — Нельканской. В значительной части Батомгская СБС перекрыта платформенным чехлом Сибирской платформы. Раннедокембрийские складчатые сооружения системы обнажаются в Батомгско-Омнинском выступе фундамента.

Метаморфические толщи этого выступа, метаморфизованные в амфиболовой фации, традиционно объединяются и сопоставляются с супракрустальными толщами станового комплекса Становой СБС. При среднемасштабном картировании батомгская серия расчленена на три свиты, нижняя (утакачанская) из которых представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами, диопсидовыми, амфибол-диопсидовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, средняя (одолинская) — роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, амфибол-пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, верхняя (маймаканская) — в низах амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, пироксен-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями железистых кварцитов, а в верхах — биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами. С образованиями батомгской серии тесно связаны тела габбро-амфиболитов, мелкие тела и массивы гнейсодиоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гнейсо-плагиогранитов, гнейсо-гранитов, аналогичных тем, которые распространены в становом комплексе (токско-алгоминский, древнестановой комплексы).

Дальнейшие исследования показали, что батомгский комплекс неоднороден, из его состава могут быть выделены, по крайней мере, образования еще двух разновозрастных комплексов (Неелов и др., 1971).

Породы наиболее древнего омнинского комплекса, первоначально метаморфизованного в гранулитовой фации, объединяют двупироксеновые кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, кальцифиры, интрузии чарнокитов, эндербитов. Они слагают глыбу на водоразделе Маймакана и Чумикана. Наиболее молодым складчатым комплексом является чумиканский, который образует тектонический клин в шовной зоне в нижнем течении р. Чумикан (левого притока р. Маймакана). Сложен этот комплекс биотитовыми, двуслюдяными мелкозернистыми плагиогнейсами, сланцами, кварцито-гнейсами, метгабброидами и биотитовыми гранитами, гнейсо-гранитами. В породах местами сохраняются бластопсаммитовые структуры. Присутствуют также мелкозернистые биотит-роговообманковые плагиогнейсы, сланцы с линзами амфиболитов и тремолитовых мраморов, порфиroidы и порфиритоиды с реликтовыми бластопорфиоровыми структурами. Породы зонально метаморфизованы от зеленых сланцев до низкотемпературной амфиболитовой фации.

Деформации и диафторез пород фундамента в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации широко проявлены.

Складчатые образования Батомгской СБС перекрыты почти горизонтально залегающими осадочно-вулканогенными толщами улканского комплекса (возраст по цирконам из липаритов 1840 млн лет) и осадками верхнего протерозоя — нижнего палеозоя платформенного чехла Сибирской платформы. Таким образом, Батомгская СБС, как и Становая, имеет сходное складчатоблоковое строение, в ней распространены блоки ранних и поздних археид и фрагменты шовных зон.

Итак, в разрезе нижнего докембрия Становой складчатой области в возрастной последовательности выделяются наиболее древние гнейсо-гранулитовые комплексы (зверевско-чогарский, зейский) с предположительным верхним возрастом на уровне 3500 млн лет, гнейсовые амфиболитовые (становой комплекс) с возрастом в интервале 3000—3500 млн лет, комплексы зеленокаменных поясов с верхним возрастом на уровне 2600 млн лет и, наконец, раннепротерозойские комплексы (удоканский и улканский) с верхним возрастом на уровне 1650 млн лет. Все эти возрастные границы связаны с этапами кратонизации разной значимости. Если учесть, что возраст наиболее известных зеленокаменных поясов на всех континентах верхнеархейский, то догилюйские комплексы в регионе четко подразделяются на три комплекса. В дальнейшем при изотопной датировке возраста этих комплексов на материале региона возможно усовершенствование стратиграфической шкалы нижнего докембрия СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Борукаев Ч. Б.** Схема общей тектонической периодизации истории Земли // Геология и геофизика. 1977. № 12. С. 3—11.
- Гамалея Ю. Н., Лосев А. Г., Попов М. Я.** О древнейших отложениях чехла юго-востока Сибирской платформы // Сов. геология. 1969. № 4. С. 137—144.
- Геология Якутской АССР.** М.: Недра, 1981. 300 с.
- Искандерова А. Д., Неймарк Л. А., Рудник В. А.** Результаты датирования раннедокембрийских полиметаморфических комплексов Восточной Сибири свинцово-изохронным методом // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1980. Т. 307. С. 123—138.
- Карсаков Л. П.** Докембрий восточной части Станового хребта // Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 27—39.
- Карсаков Л. П.** Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 151 с.
- Карсаков Л. П.** Становая система, ее границы, структурно-вещественные комплексы // Современные тектонические концепции и региональная тектоника СССР. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1980.
- Карсаков Л. П.** Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия в регионе БАМ. Л.: Наука, 1983.
- Карсаков Л. П., Васькин А. Ф.** К докембрийской тектонике восточной части Станового хребта // Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 212—222.
- Кириллова Г. Л., Турбин М. Г.** Формации и тектоника Джагинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 113 с.
- Кориковский С. П.** Метаморфизм, гранитация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 297 с.
- Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л.** Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 238 с.
- Неелов А. Н. и др.** Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 117—144.
- Неймарк Л. Д.** Уран-свинцовые изотопно-геохимические системы в нижнедокембрийских метаморфических породах Алдано-Станового щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1981.
- Семихатов М. А.** Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с. (Тр. / ГИН АН СССР; вып. 256.)

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рассматриваемый район охватывает джугджурскую часть Становой складчатой области и Улканский прогиб Алданского щита (рис. 1). Здесь широко распространены глубокометаморфизованные толщи архея, которые в Улканском прогибе перекрыты осадочно-вулканогенными отложениями нижнего протерозоя. Последние в свою очередь перекрыты рифейскими отложениями. Этот регион является единственным на Дальнем Востоке, где наблюдается в обнажениях непосредственное перекрытие нижнепротерозойских отложений рифейскими. Здесь четко устанавливается также соотношение между нижнепротерозойскими отложениями и архейскими образованиями. Поэтому интерес к стратиграфии древних образований данного региона не только не ослабевает со временем, а, наоборот, возрастает.

Первые схемы расчленения метаморфит и неметаморфизованных докембрийских образований этого региона созданы в процессе мелко- и средне-масштабного геологического картирования и тематических исследований большим числом геологов в 1940—1960 гг. Они получили наиболее полное отражение в работах В. А. Ярмолюка, С. В. Нужнова, М. А. Семихатова, Ю. Н. Гамалея, В. Е. Забродина и др. При этом многие детали строения, в ряде случаев и взаимоотношения стратиграфических подразделений, оставались слабо изученными.

В настоящее время в регионе осуществляется крупномасштабное картирование, сопровождаемое бурением, подробным изучением разрезов, взаимоотношений стратиграфических подразделений. В этой статье приведены новые данные по стратиграфии докембрия, полученные при проведении указанных работ.

Кристаллические толщи района объединены в джанинскую, кирано-лавлинскую серии и утанакскую толщу.

Джанинская серия выделена на II Дальневосточном стратиграфическом совещании (г. Владивосток, 1965). Она объединяет толщи основных кристаллических сланцев, плагиогнейсов, гранулитов Джугджурского и Чогарского блоков Становой области, первоначально метаморфизованных в гранулитовой фации. Серия расчленена на три свиты (снизу): курелахскую, ульчунскую и иктандинскую (Карсаков и др., 1978). При крупномасштабном картировании в бассейнах рек Киран и Джана разрезы курелахской и ульчунской свит детализированы и подразделены на ряд подсвит: курелахская на две, а ульчунская на три подсвиты (рис. 2).

Нижекурелахская подсвита сложена преимущественно мелано- и мезократовыми пироксеновыми, апопироксеновыми, кристаллическими сланцами с линзами актинолитовых пород; пироксеновыми, гранат-пироксеновыми, гранатовыми, графитовыми плагиогнейсами. Мощность подсвиты около 500 м.

Верхнекурелахская подсвита представлена пироксеновыми, гранат-пироксеновыми, апопироксеновыми плагиогнейсами и гнейсами, пироксеновыми кристаллическими сланцами и гранатовыми плагиогнейсами. В составе под-

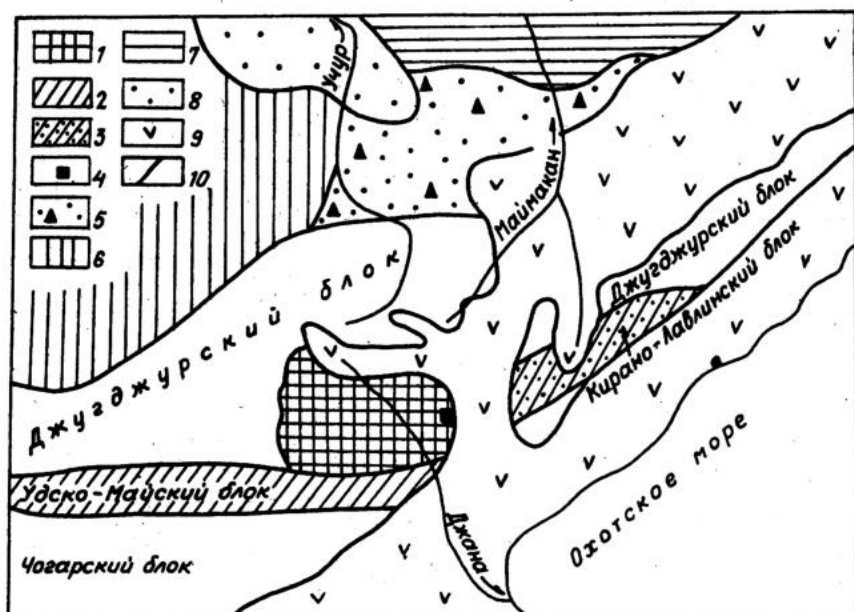


Рис. 1. Схема распространения докембрийских образований на юго-востоке Си-
бирской платформы.

Ареалы распространения пород: 1 — джанинской серии, 2 — удско-майской, 3 — кирано-лавинской, 4 — сугджарской, 5 — уянской, 6 — тырканской, 7 — батомгской серий, 8 — выходы рифейских отло-
жений, 9 — мезозойские осадочно-вулканогенные отложения, 10 — главные разломы

свиты резко преобладают грубополосчатые лейкомезократовые пироксеновые плагниогнейсы (до 75—80% объема подсвиты). Переходы между гнейсами и плагниогнейсами постепенные. При выдержанности общих особенностей под-
свиты отдельные прослои в ней слабо коррелируются, что отражает линзо-
видный характер пластов. Мощность подсвиты около 530 м.

Нижнекурелахская подсвита, в отличие от верхнекурелахской, имеет ме-
ланократовый состав, больше насыщена телами метагабброидов майско-
джанинского комплекса.

Залегающая стратиграфически выше ульчунская свита сложена харак-
терными лейкократовыми, гранатовыми, биотитовыми гнейсами и плагниогней-
сами. Она занимает среднее положение в разрезе джанинской серии и под-
разделена, как отмечалось, на три подсвиты.

Нижнеульчунская подсвита сложена гранатовыми, двупироксеновыми,
пироксеновыми, биотитовыми плагниогнейсами и гнейсами с линзами грана-
товых кварцитов. Последние образуют линзовидные тела мощностью от 1 до
20 м. Мощность подсвиты около 580 м.

Среднеульчунская подсвита отличается наибольшей пестротой состава.
Сходные по составу нижняя и верхняя части подсвиты представлены пиро-
ксеновыми, двупироксеновыми кристаллическими сланцами, нередко с грана-
том. Нижняя граница подсвиты проводится по подошве пласта гранатсодержа-
щих или гранат-пироксеновых кристаллических сланцев и плагниогнейсов, а при
выклинивании последних — по биотит-пироксеновым гнейсам и плагниогнейсам.
Наиболее выдержан состав средней части разреза подсвиты. Она сложена
гранатовыми, биотит-гранатовыми, биотитовыми гнейсами. Мощность подсви-
ты не превышает 640 м.

В составе верхнеульчунской подсвиты преобладают гранатые, биотит-
пироксеновые гнейсы и плагниогнейсы. Гранатые гнейсы составляют около
75—80% объема подсвиты. Неизменные разности пород четко гнейсовид-
ные, но в них не проявлена полосчатость. Мощность подсвиты 350 м. Общая
мощность свиты около 1650 м.

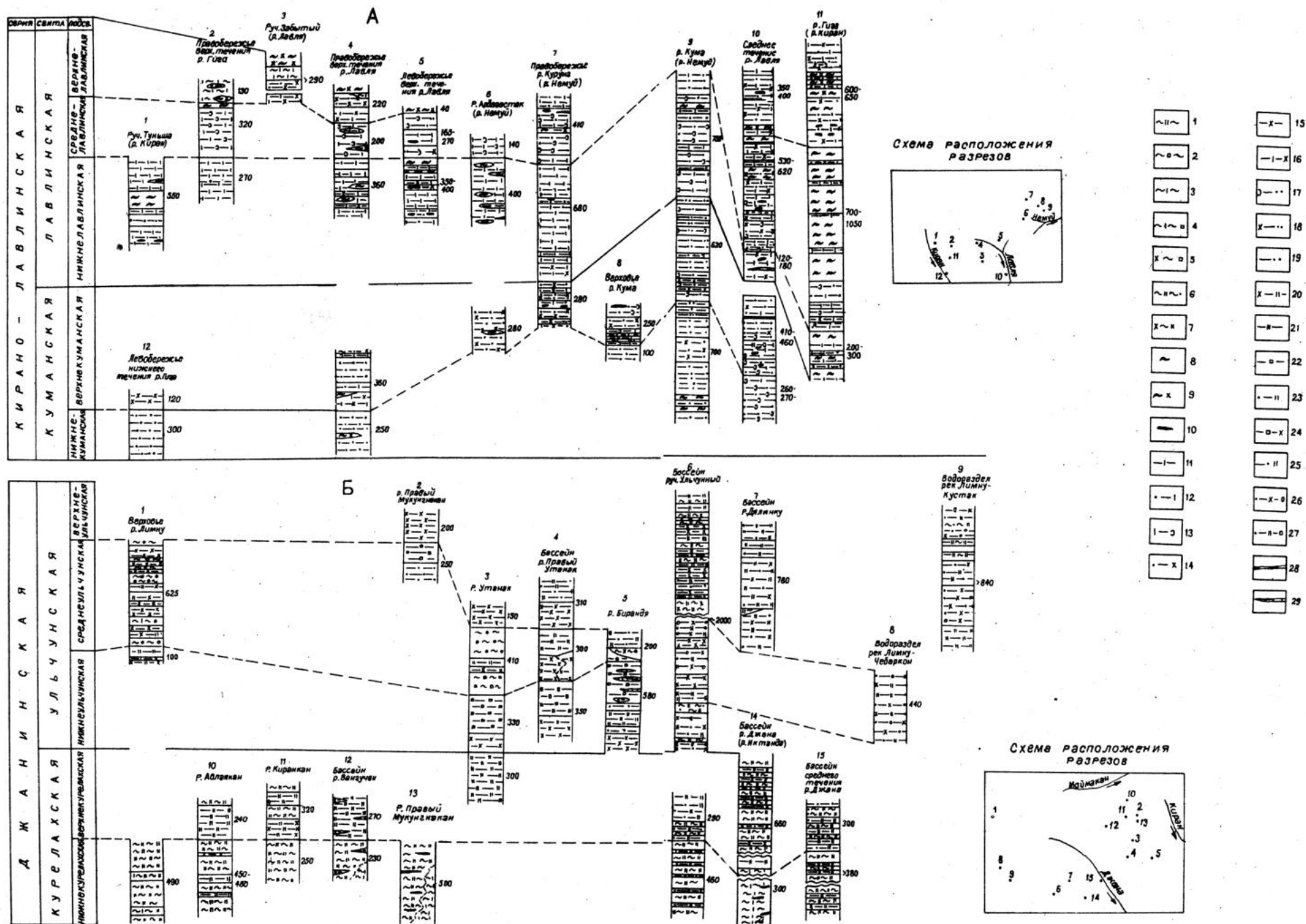


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов архейских отложений кирано-лавлинской (А) и джанинской (Б) серий.

1—7 — кристаллические сланцы: 1 — пироксеновые, 2 — двупироксеновые, 3 — амфиболовые, 4 — амфибол-двупироксеновые, 5 — гранат-двупироксеновые, 6 — биотит-пироксеновые, 7 — гранат-пироксеновые; 8 — амфиболиты; 9 — гранатовые амфиболиты; 10 — актинолитовые породы; 11—27 — гнейсы и плагигнейсы: 11 — амфиболовые, 12 — биотит-амфиболовые, 13 — эпидот-амфиболовые, 14 — биотит-гранатовые, 15 — гранатовые, 16 — амфибол-гранатовые, 17 — эпидот-мусковитовые, 18 — гранат-мусковитовые, 19 — мусковитовые, 20 — гранат-пироксеновые, 21 — пироксеновые, 22 — двупироксеновые, 23 — биотит-пироксеновые, 24 — графит-гранатовые, 25 — биотит-пироксеновые, 26 — биотит-графит-гранатовые, 27 — графит-биотит-пироксеновые, 28 — мраморы и кальцифиры; 29 — кварциты

С толщами джаннинской серии ассоциируют субсогласные тела метагаббро, ультрабазитов, метанортозитов майско-джаннинского комплекса и гранитонды двух типов: гиперстенсодержащие граниты типа чарнокитов и эндербитов и более поздние граниты с пластинчато-линзовидным сиреневым кварцем. При этом следует отметить, что древнеджугджурские анортозиты имеют эруптивные контакты с чарнокитами, эндербитами, а сами анортозиты испытывают воздействие гранитов с синим кварцем, так же, как это установлено в Сехтагском габбро-анортозитовом массиве (Васькин, Карсаков, 1978).

Неизменные разности пород джаннинской серии характеризуются типичными минеральными ассоциациями гранулитовой фации. Кроме биотит-двупироксеновых, роговообманково-двупироксеновых кристаллических сланцев встречаются гранатсодержащие их разности, часто называемые эклогитоподобными кристаллическими сланцами. В них красно-коричневые высокотитанистые биотит и роговая обманка ассоциируют с гиперстеном и клинопироксеном. Гранат в эклогитоподобных породах появляется в реакционных каймах на контакте гиперстена и плагиоклаза. В бедных кальцием гнейсах кроме высокотитанистого биотита присутствуют шпинель, силлиманит, магнезиальный гиперстен со структурами распада силлиманита, пироп-альмандиновый гранат (содержание пиропового минерала до 44,3%). Особенности минерального состава пород джаннинской серии, как это было ранее подробно охарактеризовано (Карсаков и др., 1978; Карсаков, 1978; Денников, 1979), позволяют отнести их к глубинным образованиям, сформировавшимся при $T \sim 1000^\circ\text{C}$ и $P \approx 7-9$ кбар.

При реконструкции первичного состава пород джаннинской серии по петрохимическим данным устанавливается осадочная природа пород ульчунской свиты, толентовый состав основных сланцев курелахской свиты. Возраст пород джаннинской серии в регионе по геологическим данным определяется как наиболее древний. Они сопоставляются с образованиями курультинской, зверевской серий зверевско-чогарского комплекса Становой области, для которой с некоторой условностью устанавливается нижнеархейский возраст — древнее 3300 млн лет. Прикидочные датировки возраста по изотопным соотношениям $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ и $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{235}$ для кристаллических сланцев и гнейсов джаннинской серии показывают соответственно 3,5—4,3 и 3,0—4,5 млрд лет, для матагаббро майско-джаннинского комплекса — 3,9—4,1 и 3,75—3,8 млрд лет, для раннеархейских гранитов — 3,9 и 3,7 млрд лет (правобережье верхнего течения р. Киранкан). Безусловно, эти цифры требуют проверки точными методами определения возраста.

Кирано-лавлинская серия в составе куманской и лавлинской свит составляет одноименный блок (рис. 1), расположенный северо-восточнее Удско-Майского блока. Образования серии, метаморфизованные в амфиболитовой фации, прослеживаются от р. Киран до верховьев р. Немуй на протяжении 70 км в виде полосы северо-восточного простирания шириной 15—25 км. Метаморфиты кирано-лавлинской серии существенно отличаются от джаннинских степенью метаморфизма, стилем складчатости и своеобразием сопутствующего магматизма. Они представлены преимущественно биотит-роговообманковыми плагиогнейсами с прослоями и линзами амфиболитов, реже карбонатных пород, нередко интенсивно мигматизированных.

По материалам крупномасштабного картирования, куманская свита до 90% объема состоит из грубополосчатых биотитовых плагиогнейсов с мало-мощными прослоями гранатсодержащих и роговообманковых плагиогнейсов и амфиболитов. В целом свита характеризуется довольно монотонным составом, большой мощностью пачек биотитовых плагиогнейсов и относительно простым внутренним строением (рис. 2). Состав свиты хорошо выдержан по простиранию. По распределению пород в разрезе свита разделена на две подсвиты. Нижнекуманская подсвита представлена однообразными лейкократовыми биотитовыми плагиогнейсами с редкими линзами роговообманковых плагиогнейсов и амфиболитов. Мощность ее не превышает 300 м.

Верхнекуманская подсвита отличается более пестрым составом. В низах ее разреза широко развиты гранат-роговообманковые, роговообманковые, гранатовые, эпидот-роговообманковые, гранат-роговообманково-биотитовые плагиогнейсы с редкими линзами амфиболитов. В верхней части разреза подсвиты преобладают гранат-биотитовые, биотитовые и эпидот-биотитовые разности с редкими линзами амфиболитов. Существенно биотитовые плагиогнейсы составляют около 75% объема подсвиты. Мощность подсвиты не превышает 720 м. Общая мощность свиты около 1020 м.

Лавлинская свита завершает разрез кирано-лавлинской серии. Она залегает согласно на куманской свите, граница между ними проводится по подошве мощной пачки роговообманковых плагиогнейсов. Строение лавлинской свиты более контрастное, состав более меланократовый, чем куманской свиты. Она состоит из грубополосчатых роговообманковых, часто гранат-, эпидот-, биотитсодержащих плагиогнейсов (около 65—70% объема свиты), среди которых встречаются линзы, прослои, пачки амфиболитов (около 10% объема свиты), биотитовых, эпидот-гранат-двуслюдяных, эпидот-биотитовых, гранат-биотитовых плагиогнейсов, амфиболовых сланцев и мраморов (рис. 2). Свита относительно выдержана по простиранию и характеризуется довольно сложным внутренним строением.

В составе нижнелавлинской подсвиты преобладают роговообманковые, биотит-роговообманковые, гранат-роговообманковые плагиогнейсы, амфиболиты, реже присутствуют мраморы, плагиогнейсы биотитовые и гранат-биотитовые. Мощность подсвиты 760 м. Среднелавлинская подсвита представлена эпидот-роговообманковыми, эпидот-биотитовыми, эпидот-двуслюдяными, гранат-биотитовыми, гранат-роговообманковыми плагиогнейсами, плагиоклазовыми и гранатовыми амфиболитами и мраморами. Мощность ее не более 730 м. Верхнелавлинская подсвита имеет ограниченное распространение. Это наиболее мелкократовая часть разреза свиты, представленная плагиоклазовыми и гранатовыми амфиболитами, роговообманково-гранатовыми, биотит-гранатовыми плагиогнейсами, амфиболовыми сланцами. Мощность подсвиты 390 м. Сохраняя главные черты разреза, лавлинская свита заметно изменяется по простиранию. Так, по направлению с северо-востока на юго-запад в разрезе свиты возрастает роль амфиболитов, биотит-роговообманковые сменяются постепенно роговообманковыми, с севера на юг увеличивается количество прослоев мраморов, особенно в средней части разреза. Общая мощность свиты около 1880 м.

До последнего времени куманская и лавлинская свиты рассматривались в составе удско-майской серии, хотя неоднократно отмечалось, что стратотипы ее свит не отвечают требованиям стратиграфического кодекса (Карсakov и др., 1978). Анализ новейших материалов по бассейну верховьев р. Зей, бассейнов рек Мая, Киран, Лавля показывает удовлетворительную корреляцию куманской и лавлинской свит с двумя верхними толщами удско-майской серии, но обособленное структурное положение выходов куманской и лавлинской свит, отличия их разрезов от разрезов толщ удско-майской серии обуславливают необходимость выделения этих свит в самостоятельную кирано-лавлинскую серию.

При реконструкции первичного состава пород амфиболиты определяют как базальты и андезито-базальты, плагиогнейсы — как первичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы андезитового и отчасти дацитового состава. Лейкократовые разности гнейсов (биотитовые и гранатовые), по-видимому, являются химическими аналогами аркозов, полимиктов и кислых магматических пород. Наряду с ними в составе кирано-лавлинской серии присутствует представитель типично осадочных пород — мраморы. Все это в целом свидетельствует о первично вулканогенно-осадочном происхождении пород кирано-лавлинской серии.

Возраст кирано-лавлинской серии более молодой, чем джанинской. На это указывают наложенные преобразования пород джанинской серии, изо-

фациальные метаморфизму кирано-лавлинской серии. Прикидочные радиологические датировки (семь определений) по изотопным отношениям $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ и $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{235}$ гранитоидов (бассейны рек Нагим, Лавля, Гига, Курунг, Кундуми), ассоциирующих с метаморфитами кирано-лавлинской серии, составляют 2,86—3,38 млрд лет. Эти цифры требуют проверки другими методами.

К утанакской толще отнесены эпидот-биотитовые сланцы, сохранившиеся в небольших тектонических блоках (около 1—2 км²) в среднем течении р. Бириндя среди пород джанинской серии. Ранее подобные образования в районе не выделялись. Сходные образования известны западнее рассматриваемого района — в бассейнах рек Сугджар, Гилюй и др., где они представлены зонально метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами и объединены в гилюйский комплекс (Карсаков, 1983). Породы толщи смяты в асимметричные складки северо-западного простирания, с крутыми углами падения. Степень дислоцированности и метаморфизма пород возрастает к краевым частям блока. По составу толща довольно однообразна и выдержана по простиранию. Видимая мощность утанакской толщи 400 м.

Нижнепротерозойские отложения распространены в пределах Улканского прогиба. Здесь они представлены осадочно-вулканогенными образованиями уянской серии (рис. 1). Эти образования залегают с резким угловым несогласием на кристаллическом фундаменте (бассейны рек Учур, Уян, Улкан) и трансгрессивно перекрываются более молодыми нижнерифейскими отложениями. Они прослеживаются в эрозионных окнах среди меловых вулканитов Преддугджурской вулканической зоны. Крупномасштабные геологосъемочные работы последних лет в восточной части Улканского прогиба позволили наиболее полно изучить разрезы уянской серии, уточнить и дополнить схемы стратиграфии и магматизма. Уянская серия имеет четырехчленное строение (снизу): топориканская, улкачанская, элгэтэйская, бириндинская свиты (рис. 3).

Топориканская свита сложена белыми кварцевыми и кварцитовидными песчаниками и кварцевыми, аркозово-кварцевыми гравелитами, залегающими с резким угловым несогласием на кристаллическом фундаменте. В основании свиты отмечены маломощные прослои конгломератов и гравелитов, а в более верхних горизонтах — пропластки алевролитов. Мощность свиты оценивается в 250 м.

Улкачанская свита, залегающая стратиграфически выше топориканской, представлена метабазами и их лавобрекчиями с редкими прослоями песчаников, гравелитов, конгломератов, реже — туфов смешанного состава. Метабазальты прорваны раннепротерозойскими габброидами гекунданского комплекса, субвулканическими трахириадами элгэтэйского и гранитоидами улканского комплексов и перекрываются трахидацитами нижеэлгэтэйской подсвиты. Ранее метабазаальты Ю. Н. Гамалея рассматривались как низы элгэтэйской свиты. Свита выделена В. Е. Забродным в 1964 г., ее стратотип расположен на левобережье р. Чумикан (левый приток р. Маймакан). Нижняя часть разреза улкачанской свиты, налегающая на породы кристаллического фундамента, представлена, как правило, лавобрекчиями метабазаальтов, содержащими многочисленные угловатые обломки подстилающих пород (анортозитов, гнейсов нижнего архея) размером до 1 м, количество которых варьирует от 10—15 до 70%. В полях развития метабазаальтов улкачанской свиты установлены редкие экструзивно-жерловые тела (некки) метабазаальтов, являющихся комаматами покровных фаций.

Метабазаальты преимущественно миндалекаменные, количество миндалинов колеблется от 10 до 60%. Структура их офитовая, реже апогиалопилитовая. Породы интенсивно изменены (вторичные минералы составляют 50—70% объема породы), что и позволило отнести их к метабазаальтам. Бурое вулканическое стекло (от 0 до 40%) замещено хлоритом и довольно часто раскристаллизовано. Песчаники преимущественно полимиктовые, слоистые,

мелкозернистые, в слабоокатанных обломках преобладают metabазальты и кварциты. Туфы смешанного состава, псефито-псаммитовые, литовитрокристаллокластические. По химизму metabазальты улкачанской свиты из разных частей Улканского прогиба сходны. Это высокоглиноземистые, насыщенные кремнеземом и бедные щелочами породы К-Na-серии. Высокое содержание воды (до 3%) в них свидетельствует о значительном вторичном изменении пород. Metабазальты по химизму хорошо сопоставляются с лейкогаббро, лейкогаббро-диабазами гекунданского комплекса раннего протерозоя, с которыми они и образуют единую вулcano-плутоническую ассоциацию.

Значительные мощности толщи metabазальтов, степень их изменения, отсутствие среди них лав кислого и умеренно кислого состава, наличие углового и стратиграфического несогласия с вышележащими кислыми эффузивами элгэтэйской свиты послужили основанием для выделения самостоятельной улкачанской свиты.

Элгэтэйская свита в пределах Улканского прогиба пользуется наиболее широким распространением среди других свит, она также наблюдается в тектонических и эрозионных окнах среди более молодых рифейских и меловых образований. В составе свиты резко преобладают лавы: красные и коричнево-красные трахириодациты, трахидациты, трахириолиты, риолиты, встречаются лавобрекчии, туфы и игнимбриты. Меньшую роль играют лавы основного состава — базальты, в низах разреза их несколько больше. Среди песчаников преобладают аркозы, в подчиненном количестве присутствуют полимиктовые разности. Туфоалевролиты и конгломераты развиты значительно реже. По набору пород элгэтэйская свита разделена на три подсвиты, имеющие между собой постепенные переходы. Две нижние прослеживаются почти повсеместно, верхняя развита ограниченно. Разрезы свиты хорошо коррелируются, хотя в отдельных случаях те или иные разности пород выклиниваются. В качестве опорных для свиты могут служить геологические разрезы в бассейне верхнего течения р. Нимар, где они наиболее полные и имеют трехчленное строение. Более ста изученных контактов пород позволили с довольно высокой степенью достоверности изучить взаимоотношения различных типов пород как внутри свиты, так и с вмещающими образованиями, а также обоснованно выделить среди покровных фаций элгэтэйской свиты экстрезивно-жерловые и субвулканические образования.

Нижнеэлгэтэйская подсвита представлена чередованием трахириодацитов, трахидацитов, базальтов с прослоями песчаников, гравелитов, туфоалевролитов и туфов. Подсвита имеет весьма широкое площадное распространение и составляет около 50% объема свиты в целом. Объем пород в составе нижнеэлгэтэйской свиты следующий: трахириодациты — 67%, трахидациты и их лавобрекчии — 7—8, базальты — 24, песчаники — 2—3, туфоалевролиты — 1%, туфы — менее 1%. Трахириодациты слагают потоки мощностью от 50 до 280 м. Трахидациты и их лавобрекчии, песчаники и туфы развиты ограниченно. Базальты образуют непротяженные маломощные (до 50—100 м) потоки. В бассейнах рек Олдоньдо, Нимар, где нижнеэлгэтэйская подсвита налегает на metabазальты улкачанской свиты с четко выраженным угловым несогласием, низы ее разреза представлены потоками лавобрекчий трахидацитов (от 20—100 м), которые наряду с угловатыми литокластами содержат гальку и валуны хорошей окатанности, metabазальтов улкачанской свиты. Трахириодациты в бассейне руч. Большой (р. Олдоньдо) ложатся на эродированную поверхность раннепротерозойских габброидов гекунданского комплекса. Осадочные породы базальных горизонтов довольно часто содержат валуны и гальки хорошей окатанности улкачанских metabазальтов, реже габброидов гекунданского комплекса. Эти данные указывают на значительный перерыв в осадконакоплении в предэлгэтэйское время, сопровождавшийся значительной эрозией магматических образований нижней части раннего протерозоя. Мощность подсвиты в восточной части Улканского прогиба оценивается в 640 м, в западной — в 850—950 м.

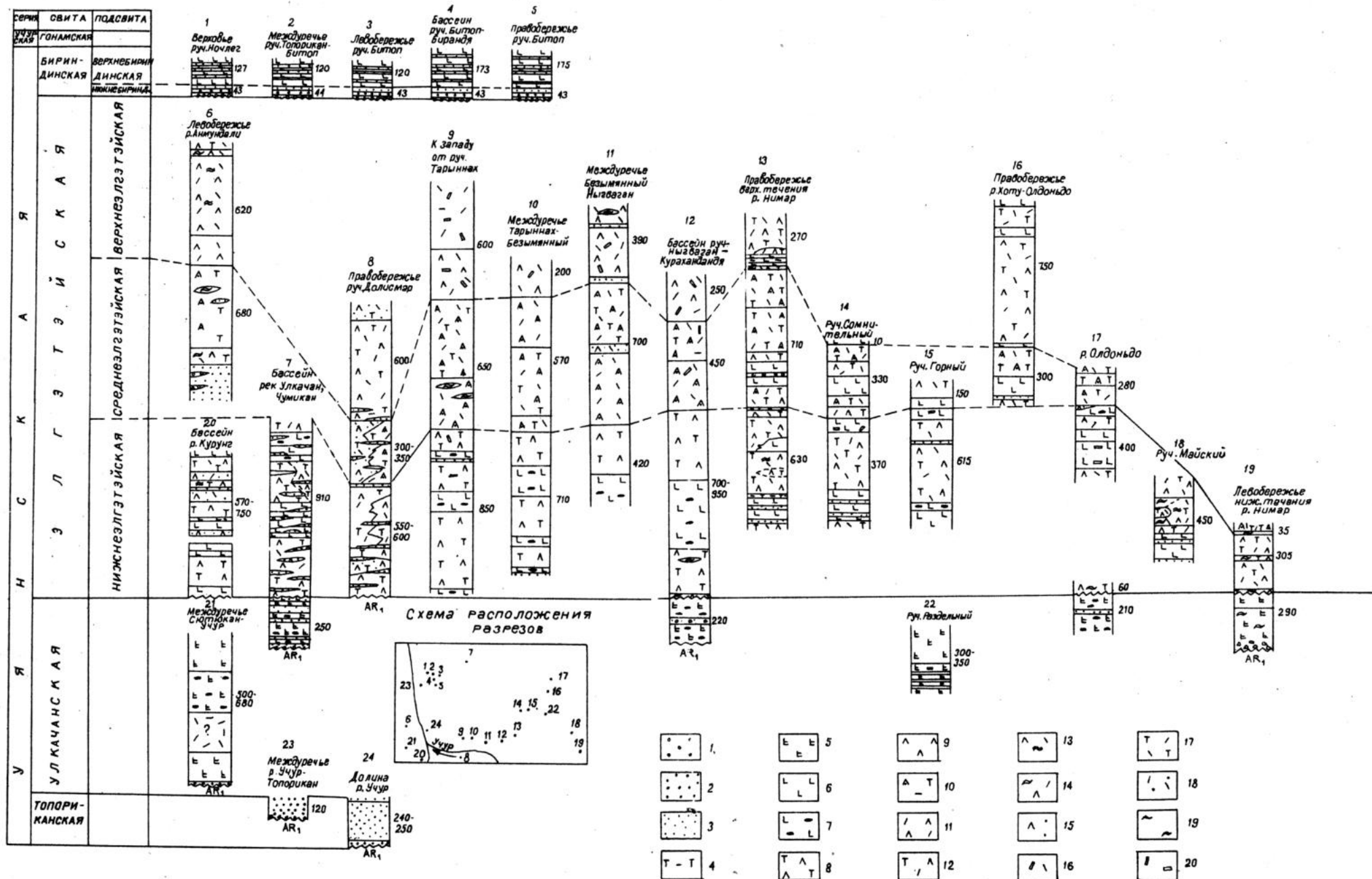


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов нижнепротерозойских отложений Улканского прогиба. 1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — туффиты; 5 — метабазальты; 6 — базальты; 7 — миндалекаменные базальты; 8 — трахидациты; 9 — дациты; 10 — игнимбриты трахириодацитов; 11 — риодациты; 12 — трахириодациты; 13 — флюидально-полосчатые трахириодациты; 14 — игнимбриты риодацитов; 15 — туфы дацитов; 16 — риолиты; 17 — трахириолиты; 18 — туфы риодацитов и риолитов; 19 — лавобрекнии трахидацитов и трахириодацитов; 20 — глыбовые брекнии метабазальтов

Среднеэлгэтэйская подсвита занимает довольно обширные площади в Улканском прогибе. В ее составе доминируют «пятнистые» трахириодациты (около 70% объема подсвиты), реже присутствуют трахириодациты (5%), трахидациты (2—3%), игнимбриты риодацитов (1—2%), базальты (18%), песчаники полимиктовые полевошпат-кварцевые (1%), конгломераты (1%). В качестве нижней границы среднеэлгэтэйской подсвиты принята подошва первого потока «пятнистых» трахириодацитов, которые налегают на различные породы нижнеэлгэтэйской подсвиты. «Пятнистые» разности пород являются характерной особенностью средней подсвиты и не встречаются в других подсвитах. Мощность потоков «пятнистых» трахириодацитов варьирует от 25 до 400 м. Специфическая цветовая «пятнистость» пород, по-видимому, обусловлена особенностями исходных лав. Послойное чередование потоков вышеперечисленных лав начинается с «пятнистых» трахириодацитов. Прослои песчаников и конгломератов ассоциируют с потоками базальтов. Мощность прослоев терригенных пород от 10 до 25 м, и они прослеживаются по простиранию на значительные расстояния. Мощность среднеэлгэтэйской подсвиты 750 м.

В полях развития вулканитов среднеэлгэтэйской подсвиты закартированы многочисленные субвулканические интрузии трахириодацитов, трахириолитов, реже жерловины и экструзии, выполненные трахириодацитами и их жерловыми брекчиями. По минералогическому составу, химизму и геохимическим особенностям они обнаруживают большое сходство с «пятнистыми» трахириодацитами среднеэлгэтэйской подсвиты, что свидетельствует об их комагматичности. Субвулканические интрузии трахириодацитов имеют эруптивные контакты с осадочно-вулканогенными образованиями топориканской, улкачанской свит, ниже- и среднеэлгэтэйской подсвит, габброидами гекундантского комплекса и анортозитами древнеджугджурского комплекса. В свою очередь они прорываются гранитоидами улканского комплекса.

Верхнеэлгэтэйская подсвита представлена трахириодацитами, трахириолитами, риолитами, базальтами, песчаниками и конгломератами. Трахириодациты составляют 70—75% объема подсвиты, трахириолиты — 5—7, риолиты — 3, базальты — 18—20%, песчаники и конгломераты — около 1%. Нижней границей верхнеэлгэтэйской подсвиты служит подошва потока базальтов, которые залегают на «пятнистых» трахириодацитах среднеэлгэтэйской подсвиты. Базальты слагают маломощные (от 10 до 50 м) потоки протяженностью от 1 до 3 км. Потоки трахириодацитов мощностью от 90 до 540 м четко прослеживаются по простиранию до 3,5 км. Между потоками трахириодацитов и базальтов отмечаются единичные выклинивающие прослои (от 1 до 15 м) грубозернистых песчаников, переходящих в конгломераты. В целом разрез подсвиты представляет выдержанное ритмичное переслаивание вышеуказанных пород. Мощность подсвиты не превышает 750 м. Мощность элгэтэйской свиты около 2200 м.

Верхнеэлгэтэйская подсвита с угловым и стратиграфическим несогласием перекрыта отложениями гонамской свиты нижнего рифея. Налегание гонамской свиты на элгэтэйскую наблюдалось в коренном залегании в бассейне р. Правый Чад. Здесь валуны и галька конгломератов гонамской свиты (мощностью до 100 м) представлены трахириолитами, риолитами и трахириодацитами верхнеэлгэтэйской подсвиты, редко кварцевыми сиенитами I фазы и гранитами II фазы улканского комплекса.

Трахириодациты, трахидациты, трахириолиты, риолиты по своему красному, коричневатокрасному цвету хорошо отличаются от всех прочих пород региона. По минеральному составу и структурно-текстурным признакам эти породы сходны между собой. Основные различия их сводятся к вариациям содержаний вкрапленников (преобладают то кварц, то полевые шпаты), а также к окраске пород, включающей различные оттенки. Красный цвет пород, по-видимому, обусловлен избытком трехвалентного железа и недостатком глинозема. «Пятнистые» разности лав помимо всего прочего отличаются

повышенной пористостью и ноздреватостью, что указывает на их первоначально сильную газонасыщенность. Все породы этой группы относятся к субщелочному, реже нормальному ряду пород калиево-натриевой серии и являются весьма высокоглиноземистыми. Риолиты верхнеэлгэтэйской подсвиты принадлежат к породам нормального ряда калиевой серии.

Игнимбриты трахириодацитов отличаются от прочих пород фрагментарной реликтовой игнимбритовой текстурой и более высокой пористостью. Лавобрекчии трахидацитов содержат многочисленные литокласты, реже гальки и валуны подстилающих пород. Связующая масса их, как и игнимбритов, перекристаллизована и обнаруживает большое сходство с лавами аналогичного состава.

Базальты — это черные, темно-серые, реже красноватые породы. Встречаются как афитовые, так и порфиоровые разности пород, довольно часто миндалекаменные. Вулканическое стекло, как правило, девитрофицировано и замещено хлоритом, сохраняются реликты интерсертальной, долеритовой структур. Степень их изменения ниже, чем у метабазальтов улкачанской свиты. По химизму базальты элгэтэйской свиты близки между собой и относятся к породам нормального ряда калиево-натриевой серии, высокоглиноземистым.

Песчаники преимущественно грубозернистые, от мелкозернистых до гравелитистых. Преобладают полимиктовые, вулканомиктовые разности, кварцевые редки. Конгломераты по своему составу весьма разнородны, сортировка и ориентировка галек и валунов в них не наблюдались. Туфоалевролиты и туфы макроскопически сходны между собой и обладают структурами от тонко- до грубослоистой.

Породы элгэтэйской свиты полнее всего отвечают базальт-трахириодацитовой формации. Состав вулканических излияний и терригенных пород свидетельствует о том, что в элгэтэйское время континентальные условия сохранялись.

Изотопный возраст кислых лав элгэтэйской свиты K—Ar-методом по валовой пробе Н. И. Полевой оценен в 1615 млн лет (Гамалея и др., 1963), U—Pb-методом по циркону — в 1840 млн лет (Тугаринов и др., 1965). Учитывая радиологические датировки, а также соотношение элгэтэйской свиты с гранитоидами улканского комплекса, возраст этих пород считается нижнепротерозойским. Эти данные о возрасте подтверждаются также тем, что конгломераты и песчаники гонамской свиты нижнего рифея с размывом ложатся на вулканы элгэтэйской свиты. Возраст глауконитов из основания гонамской свиты 1570—1500 млн лет (Гаррис и др., 1964).

Бириндинская свита распространена на северном фланге Улканского прогиба, где она залегает стратиграфически выше элгэтэйской свиты. Из всех свит уянской серии она наименее изучена. Свита представляет собой чередование базальтов и песчаников с конгломератами в основании. Выделена она впервые В. Е. Забродиным в 1966 г. в бассейне р. Бириндя и разделена на две подсвиты.

Нижнебириндинская подсвита сложена конгломератами, гравелитами и песчаниками. Конгломераты слагают нижнюю часть разреза подсвиты и содержат гальку и валуны кварца, риолитов (элгэтэйской свиты), песчаников. Вверх по разрезу они постепенно сменяются гравелитами, которые переходят затем в гравелитистые полевошпат-кварцевые песчаники. Венчают разрез кварцевые песчаники. Мощность подсвиты до 44 м.

Верхнебириндинская подсвита представлена чередованием маломощных (10—42 м) потоков миндалекаменных базальтов с прослоями (2—12 м) грубозернистых кварцевых песчаников, содержащих редкую гальку кварца. Мощность подсвиты 175 м, мощность бириндинской свиты в целом не превышает 218 м.

Бириндинская свита завершает разрез уянской серии нижнего протерозоя. Взаимоотношения ее с нижележащей элгэтэйской и находящейся стра-

тиграфически выше гонамской свитой не выяснены, вследствие чего ее стратиграфическое положение определяется с долей условности.

ЛИТЕРАТУРА

Васькин А. Ф., Карсаков Л. П. Сектагский габбро-анортозитовый массив (восточная часть Становой области) // Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 28—35.

Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е., Коген В. С. Раннесинийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита (бассейн р. Учур) // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152, № 3. С. 690—692.

Гаррис М. А. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) // Абсолютный возраст геологических формаций. МГК. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М.: Наука, 1964. С. 431—455.

Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 151 с.

Карсаков Л. П. Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм зоны БАМ. Л.: Наука, 1983. С. 56—97.

Карсаков Л. П. и др. Основные черты стратиграфии нижнего докембрия восточной части Становой складчатой области // Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 70—72.

Константиновский А. А. Улканский и Билякгоанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 72—84.

Ленников А. М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 164 с.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974, 302 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 256.).

Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. / ГИН АН СССР; вып. 367.)

Тугаринов А. Н., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 1.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА И ПРОБЛЕМЫ ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Вопросы возрастной корреляции пространственно разобщенных стратифицированных метаморфических комплексов раннего докембрия обычно решаются путем сопоставления толщ, схожих по набору и последовательности залегания петрографических разностей пород. Обычно, однако, при такой корреляции, даже проводимой с учетом возможных фациальных различий и изменений условий метаморфизма, не принимаются во внимание геодинамические условия формирования сопоставляемых метаморфических толщ, свит, серий. Между тем, очевидно, что породы разновозрастных литостратиграфических подразделений могут формироваться в различных тектонических условиях в пределах определенных геодинамических систем и образовывать внешне несходные, но вместе с тем коррелирующиеся толщи, принадлежащие к единым латеральным рядам.

Этот вывод основывается на современных тектонических концепциях, определяющих возможность использования методики геодинамического анализа для докембрийских метаморфических комплексов. Известно, что среди последних присутствуют первично-магматические породы, для которых имеются древние или современные аналоги — эталоны определенных геодинамических обстановок. К таким породам прежде всего относятся метабазиты, которые, несмотря на интенсивный метаморфизм (основные гранулиты, амфиболиты), нередко сохраняют главные петрогеохимические характеристики исходных магматических образований основного состава.

Говоря о ведущей роли метабазитов как индикаторов тектонических обстановок геологического прошлого, отметим, что решение взаимосвязанных с этим вопросов возрастной корреляции зависит также от тектонических представлений, на основе которых строится модель той или иной геодинамической системы. Исходя из этого, проблема возрастной корреляции пород эндербит-базитовой ассоциации рассматривается с позиций нуклеарной концепции, которая была разработана на примере Сибирской и других древних платформ (Глуховский, Павловский, 1982; Моралев, Глуховский, 1985).

Согласно этой концепции, основные черты тектоники фундамента Сибирской платформы определяются двумя главными структурными элементами: сиалическими ядрами — нуклеарами и разделяющими их преимущественно симатическими интернуклеарными областями (рис. 1).

Нуклеары в структурном отношении представляют собой сложные овоидно-кольцевые системы, характеризующиеся концентрически-кольцевым и радиально-кольцевым строением, осложненные кольцевыми структурами более высоких порядков. В генетическом отношении они являются реликтами изометрических областей древнейшего вулканизма и формирования первичной базитовой коры. Эти области преобразованы в сиалические ядра последующими процессами докембрийского вулканогенно-осадочного накопления в неориентированных овоидных бассейнах седиментации, полихронной гранитиза-

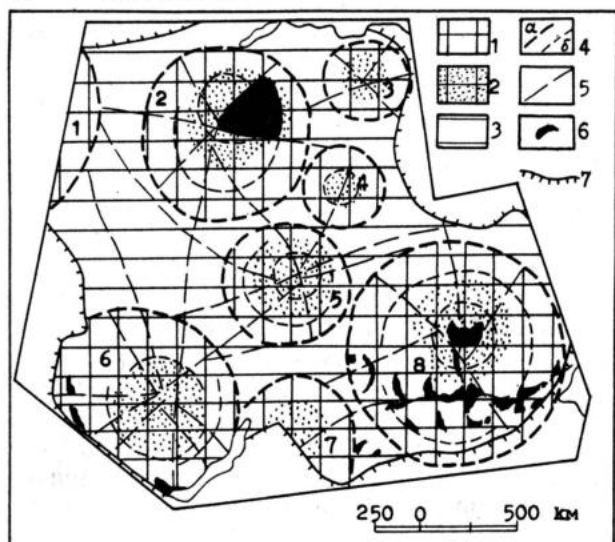


Рис. 1. Схема размещения нуклеаров Сибирской платформы и областей распространения пород эндербит-базитовой ассоциации.

1, 2 — нуклеары: 1 — внешняя и 2 — внутренняя части; 3 — интернуклеарные области; 4 — границные (а) и внутренние (б) дуговые линейменты; 5 — радиальные и секущие линейменты; 6 — области распространения на поверхности пород эндербит-базитовой ассоциации; 7 — граница Сибирской платформы. Нуклеары: 1 — Обский, 2 — Хета-Оленекский, 3 — Оленекский, 4 — Тюнгский, 5 — Вилуйский, 6 — Ангарский, 7 — Олекмо-Витимский, 8 — Алдано-Становой

ции и неравномерного метаморфизма, рифтогенеза и разнообразного магматизма и вулканизма. Таким образом, нуклеары можно рассматривать как очаговые длительно и унаследованно развивающиеся геодинамические системы, которые к концу докембрия представляли собой овоидные области со зрелой и относительно мощной (до 38—50 км) дорифейской континентальной корой.

В отличие от них, интернуклеарные области в раннем докембрии представляли собой те пространства, где процессы корообразования протекали с меньшей интенсивностью, свидетельством чему является преимущественно ультрабазит-базитовый (гранулит-базитовый) и эндербит-базитовый состав относительно менее мощной (20—35 км) консолидированной коры.

В пределах Сибирской платформы выделено восемь нуклеаров, среди которых наиболее геологически и геофизически изученным является Алдано-Становой нуклеар. На его примере мы и рассмотрим геодинамические условия формирования метабазитов в свете проблемы возрастной корреляции метаморфических толщ.

На космических снимках этот нуклеар выделяется как концентрически-кольцевая мегаструктура диаметром 1100 км, осложненная кольцевыми структурами более высоких порядков, радиальными и секущими линейментами. Северный сегмент структуры перекрыт платформенным чехлом, а южный (около 50% площади нуклеара) охватывает Алданский щит. Дуговые линейменты нуклеара отчетливо дешифрируются как в области развития докембрия, так и в пределах плитной части платформы. На местности эти линейменты соответствуют крупным тектоническим зонам фундамента, а в платформенном чехле подчеркиваются конформными зонами повышенной трещиноватости, отчасти дайковыми поясами и поясами мелких складчатых деформаций в толщах осадочных пород.

В пределах южного сегмента на космических снимках по тону и рисунку изображения четко выделяются две части нуклеара — внешняя и внутренняя. Первая охватывает Джугджуро-Становую область, западный (до р. Тимптон) и восточный (до р. Учур) районы Алданского щита. Вторая — это Тимптоно-Учурский район Алданского щита. В его пределах располагается центральная кольцевая структура, отвечающая Тимптоно-Учурскому куполу. Выделенные части рассматриваемого нуклеара хорошо выражены не только в ландшафте, но и на Карте намагниченных образований региона (Карта..., 1979), отражающей магнитную неоднородность верхней оболочки консолидированной коры. Так, внешняя часть нуклеара отличается от внутренней большей рас-

члененностью и гетерогенностью и более высокими значениями намагниченности геологических тел.

Алдано-Становой нуклеар, равно как и другие нуклеары Сибирской платформы, характеризуется центрально-симметричным расположением в плане разновозрастных структурно-вещественных комплексов раннего докембрия, иными словами, эти комплексы размещаются конформно и зонально по отношению к дуговым и радиальным структурным элементам нуклеара и их сателлитам (кольцевым структурам второго порядка, располагающимся во внешней части нуклеара).

Так, наиболее древние образования нижних частей разреза курультино-гонамского комплекса и его аналогов, представленных метаморфизованными ультрабазит-базитовыми породами, встречаются преимущественно в пределах внешней части кольцевой мегаструктуры. Меланократовые комплексы, относимые к катархею, обычно не занимают больших пространств, поскольку они подверглись древней (3,7—3,6 млрд лет) высокотемпературной гранитизации (эндербитизации) и сохранились только в скиалитах и теневых мигматитах в пределах полей эндербитов. Эта эндербит-базитовая ассоциация пород в свою очередь слагает реликтовые участки среди обширных полей более молодых гранитоидов. Раннепротерозойские гранитоиды совместно с регрессивно метаморфизованными полиметаморфическими комплексами катархея и нижнего архея образуют олекминскую, батомгскую серии и становой комплекс соответственно Олекмо-Витимской горной страны, бассейна р. Батомга и Джугджуро-Становой области.

Внутренняя часть нуклеара сложена довольно пестрой по составу метасадочно-вулканогенной верхней джелтулинской гнейсовой серий нижнего архея. В центрально Тимптоно-Учурском куполе, однако, вскрываются образования эндербит-базитовой ассоциации, относимые к суннагинской свите той же серии.

Алдано-Становой нуклеар можно рассматривать как крупную овоидную структуру синформного типа, поскольку во внешней ее части преобладают наиболее древние образования низов курультино-гонамского комплекса (в основном переработанного процессами раннепротерозойской гранитизации), а внутреннюю слагает более молодая джелтулинская гнейсовая серия.

Исходя из представлений о нуклеарах как крупных овоидных геодинамических системах становится очевидной необходимость учета латеральных изменений геодинамических обстановок, которые в раннем докембрии могли происходить быстро и на достаточно коротких расстояниях (Моралев, 1986). На этой основе представляется интересным попытаться также выполнить корреляцию литологически сходных подразделений, но сформированных в различных частях нуклеаров, различающихся по геодинамическим условиям петрогенезиса.

В качестве отправного пункта для такого анализа может быть принято представление о ведущей роли процесса вертикального наращивания земной коры на ранних этапах эволюции континентальной литосферы.

Метабазиты, рассматриваемые в качестве пород-индикаторов геодинамических обстановок, известны на разных стратиграфических уровнях раннего докембрия. Они слагают меланократовые включения в эндербитах, образуя вместе с ними эндербит-базитовую ассоциацию катархея (древнее 3,7 млрд лет), но встречаются и в вышележащих пестрых по составу свитах нижнеархейской гнейсовой серии, где они переслаиваются с глиноземистыми гнейсами, кварцитами, карбонатными и другими метасадочными породами. В пределах Алданского щита породы эндербит-базитовой ассоциации слагают низы иенгурской, чарской, джанинской серий и курультино-гонамского комплекса во внешней части нуклеара, а также суннагинскую свиту, обнажающуюся в его внутренней части, в пределах центрального Тимптоно-Учурского купола (см. таблицу). При этом надо отметить, что суннагинская свита традиционно относится многими геологами к джелтулинской серии нижнего архея.

**Схема корреляции стратифицирования метаморфических комплексов
Алданского щита (Алдано-Становой нуклеар)**

Верховья р. Чара	Бассейн рек Олёкма и Нюкжа	Верховья р. Сутам	Междуречье Зей и Май	Междуречье Алдана и Тимптона	Правобережье Тимптона	Междуречье Тимптона и Учюра
Внешняя часть нуклеара						Внутренняя часть нуклеара
Чарская серия	Курультино-гонамский комплекс	Джанинская серия	Иенгская и тимптоно-желтулинская серии			
В	В	В	В	В	В	В
Имангрская свита — 3 км	Авикская и курбали- китская свиты — 3 км	Верхняя часть — 2 км	Иткандин- ская сви- та — 2 км	Иджакская и федоров- ская сви- ты — 5 км		Садаракская свита — 2 км
Б-1	Б-1	Б-1	Б-1	Б-1	Б-1	Б-2
Давачан- ская сви- та — 2,5 км	Зверевская свита — 2,5 км	Средняя часть — 1,5 км	Ульчунская свита — 2,5 км	Нимнырская и верхнеал- данская сви- ты — 5 км	Сутамская (кюриканская), улунчинская свиты — 6 км	Сутамская и кюрикан- ская сви- ты — 7 км
А	А	А	А	А	А	А
Несмурин- ская толща	Имангра- канская и карурак- ская свиты	Нижняя часть	Курелах- ская свита	Горбылах- ская свита	Суннагин- ская свита	Суннагин- ская свита

Примечание. А, Б, В — литостратиграфические ассоциации катархея (А) и нижнего архея (Б, В): А — ультрабазит-базитовая, Б-1 — базит-глиноземисто-кварцитовая, Б-2 — базит-глиноземисто-карбонатная, В — базитовая и базит-карбонатная. В скобках указаны коррелируемые свиты одного района. Схема составлена по материалам Е. П. Миронюка, И. М. Фрумкина, Л. П. Карсакова, М. З. Глуховского и др. с изменениями.

Между тем сравнение петрогеохимических характеристик метабазитов катархейской эндербит-базитовой ассоциации внешней части нуклеара с метабазитами суннагинской свиты Тимптоно-Учурского купола, основанное на диаграмме Ba—Sr (рис. 2), показывает, что они не различаются по глубине генерации магматических расплавов, так как величины Ba/Sr-отношения для тех и других близки (более 1). Это заключение подтверждается и анализом диаграммы Rb/Sr, который свидетельствует, что сравниваемые метабазиты образовались при одинаковой, относительно небольшой мощности земной коры (рис. 3). В то же время величины отношений Rb/Sr для метабазитов выше-лежащих гнейсовых серий нижнего архея как во внешней, так и во внутренней частях нуклеара показывают одинаковую картину увеличения мощности земной коры во времени — от 15—20 до 20—30 км и более (рис. 4, 5). Этот вывод о вертикальном наращивании земной коры во времени хорошо согласуется с аналогичным заключением, полученным при анализе отношений Rb/Sr для метабазитов верхнеалданской и федоровской свит центральной части Алданского щита (Рудник, Соболевич, 1984, рис. 49), находящихся во внешней части Алдано-Станового нуклеара. Все метабазиты рассмотренной катархейской эндербит-базитовой ассоциации обогащены некогерентными элементами и являются производными расплавов, образовавшихся на относительно небольших глубинах (15—20 км). В отличие от них, метабазиты желтулинской и иенгской гнейсовых серий нижнего архея являются производными более глубоких магм (более 20—30 км), характеризующихся повышенной щелочностью.

Отсюда вытекает важный вывод о том, что метабазиты катархея внешней части нуклеара и метабазиты суннагинской свиты, локализованные во внутренней части кольцевой мегаструктуры, выплавлялись на одном и том же магмогенерирующем уровне из неистощенной мантии, но в разных геодина-

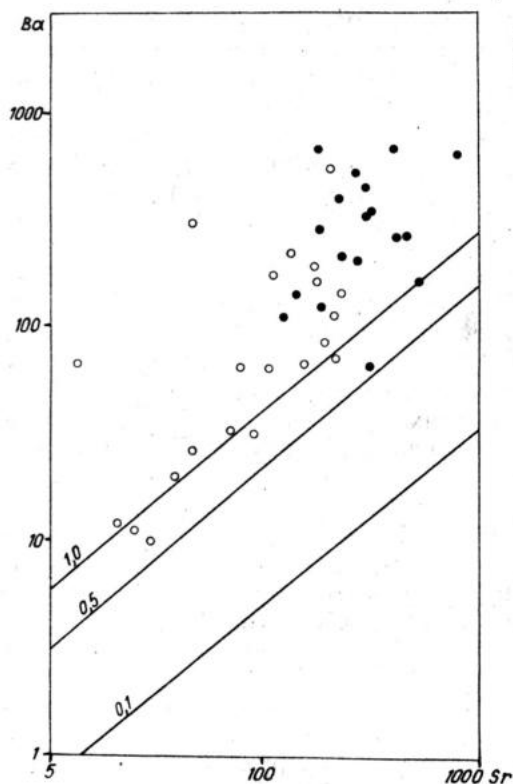


Рис. 2. Диаграмма Ba—Sr для метабазитов катархей внутренней (точки) и внешней (кружки) части Алдано-Станового нуклеара

Рис. 3. Диаграмма Rb—Sr (Condie, 1973) для метабазитов катархей внутренней (точки) и внешней (кружки) частей Алдано-Станового нуклеара

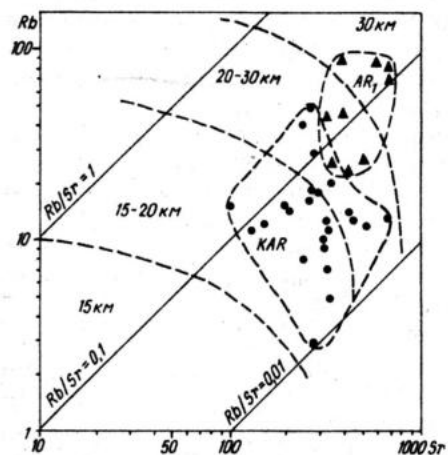
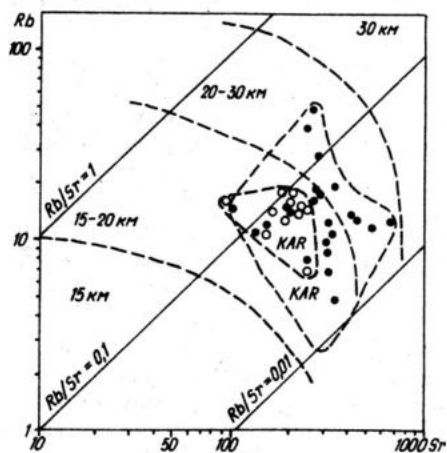


Рис. 4. Диаграмма Rb—Sr для метабазитов катархей (точки) и архея (треугольники) внутренней части Алдано-Станового нуклеара

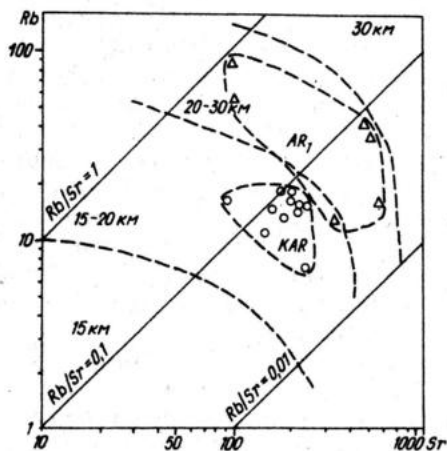


Рис. 5. Диаграмма Rb—Sr для метабазитов катархей (кружки) и нижнего архея (треугольники) внешней части Алдано-Станового нуклеара

мических обстановках. Иными словами, можно говорить об одновозрастности суннагинской свиты, обычно относимой к нижнеархейской желтулинской серии, и гетерогенных эндебит-базитовых толщ катархей (нестратифицированные образования инфракристалльного основания (Кицул, Богомолова, 1984), залегающих в основании иенгской (под верхнеалданской свитой), джанинской, чарской (несмуринская толща) серий и курультино-гонамского (нижняя часть) комплекса.

В тектоническом отношении Тимптоно-Учурский купол можно рассматривать в этом случае как активизированное в процессе полихронной (3,7—3,8 и 3,0—3,3 млрд лет) гранитизации (эндебитизации и чарнокитизации) центральное поднятие крупной синформной вулкано-тектонической структуры, каковой, по существу, представляется первичная форма Алдано-Станового нуклеара. Подчеркнем, что этот вывод гармонирует с мнением других исследователей, утверждающих, что так называемые нестратифицируемые образования залегают в центральных частях купольных структур и более глубоко эродированных блоков. К таким купольным структурам относят и Суннагинский блок (Эволюция..., 1981), совпадающий пространственно с Тимптоно-Учурским куполом.

Следствием вышеизложенного является и другой важный вывод — о корреляции метаморфических толщ, слагающих свиты иенгской, тимптонской серий, а также верхних частей курультино-гонамского комплекса внешней части нуклеара со свитами желтулинской серии (без суннагинской свиты), которые обрамляют центральное поднятие во внутренней части нуклеара (см. таблицу).

Следует подчеркнуть одну закономерность предлагаемой схемы корреляции — четко выдержанную трехчленность разреза метаморфического комплекса, в котором наиболее контрастно, в качестве маркирующего уровня, выступает средняя часть, отличающаяся пестротой состава. Это преимущественно базит-глиноземистая, базит-глиноземисто-кварцевая и базит-глиноземисто-карбонатная литостратиграфические ассоциации, характеризующиеся латеральной изменчивостью. В пределах Алдано-Станового нуклеара кварциты средней части разреза отмечены только во внешней части этой кольцевой мегаструктуры. При этом магнетитсодержащие разности встречаются главным образом в чарской серии и курультино-гонамском комплексе, а мономинеральные — преимущественно в иенгской серии, ближе к внутренней части нуклеара. В то же время основная масса карбонатных пород — мраморов и кальцифиров — сконцентрирована во внутренней части (желтулинская серия), где отмечаются и относительно большие мощности метасадочных и метавулканогенных образований.

Надо отметить, что эта закономерность в трехчленном строении разреза древнейших метаморфических комплексов Алданского щита характерна и для других выступов кристаллического основания на Сибирской платформе и за ее пределами.

Петрогеохимическая латеральная зональность древнейших метабазитов в пределах Алдано-Станового нуклеара позволяет также реконструировать геодинамические условия формирования коррелируемых отложений катархейского и раннеархейского уровней во внешних и внутренних зонах нуклеара. Анализ диаграмм AFM и $\text{TiO}_2\text{—K}_2\text{O—P}_2\text{O}_5$ показывает, что в пределах Алдано-Станового нуклеара метабазиты внешней зоны в основном попадают в поля океанических составов, а метабазиты внутренней зоны — в поля известково-щелочной серии, характерной для коллизионных геодинамических обстановок (рис. 6, 7). Для метабазитов катархейского уровня были вычислены средние содержания TiO—Sr—Zr , что позволило показать аналогичную картину на диаграмме Дж. А. Пирса (рис. 8). Интересно отметить, что геодинамические обстановки во внешней и внутренней зонах нуклеара, наметившиеся в катархее, сохранились и в раннеархейское время, хотя и сопровождались одновременным ростом мощности земной коры.

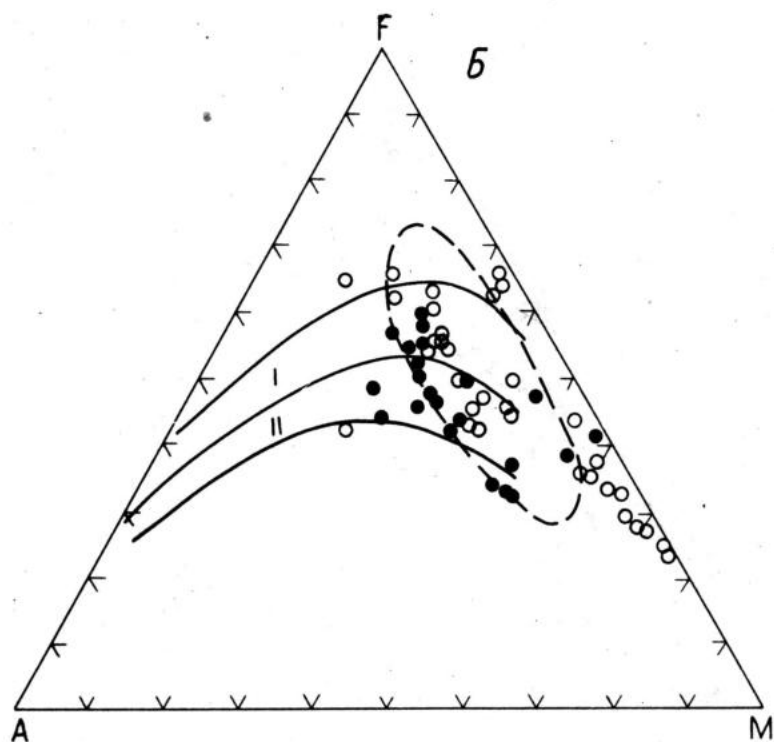
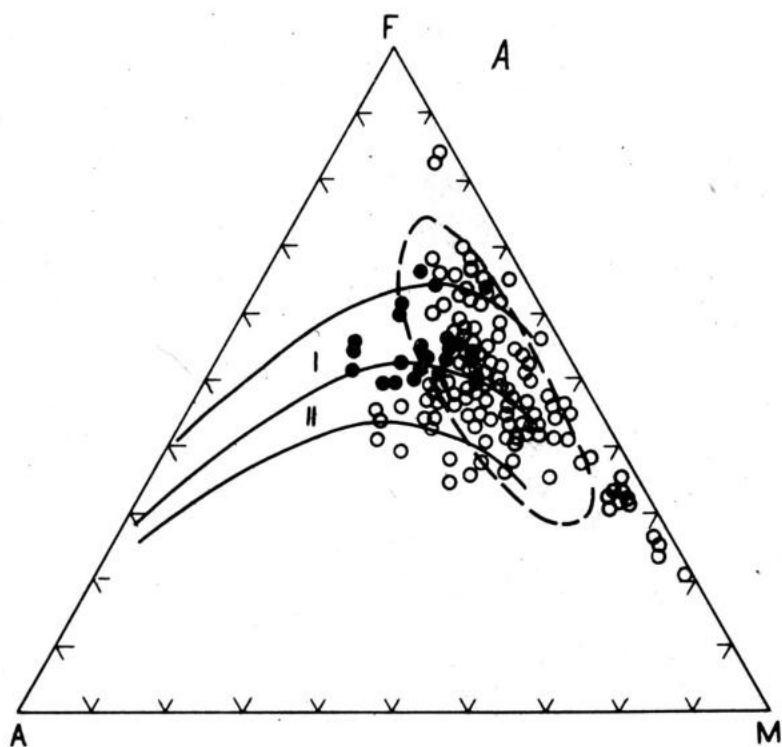


Рис. 6. Диаграмма AFM для катархея (А) и нижнего архея (Б) внутренней (точки) и внешней (кружки) частей Алдано-Станового нуклеара

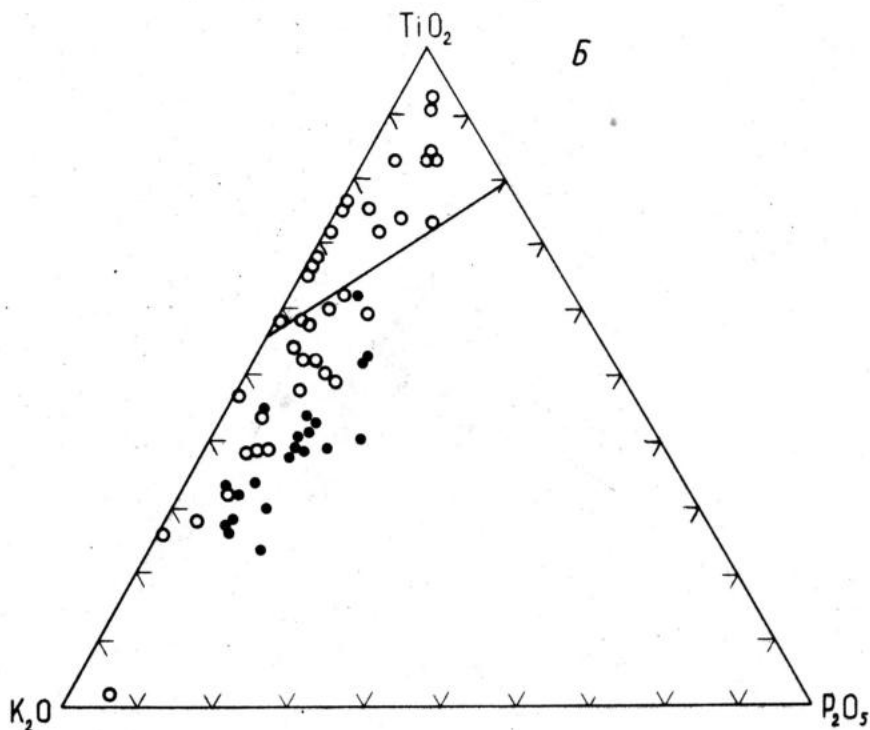
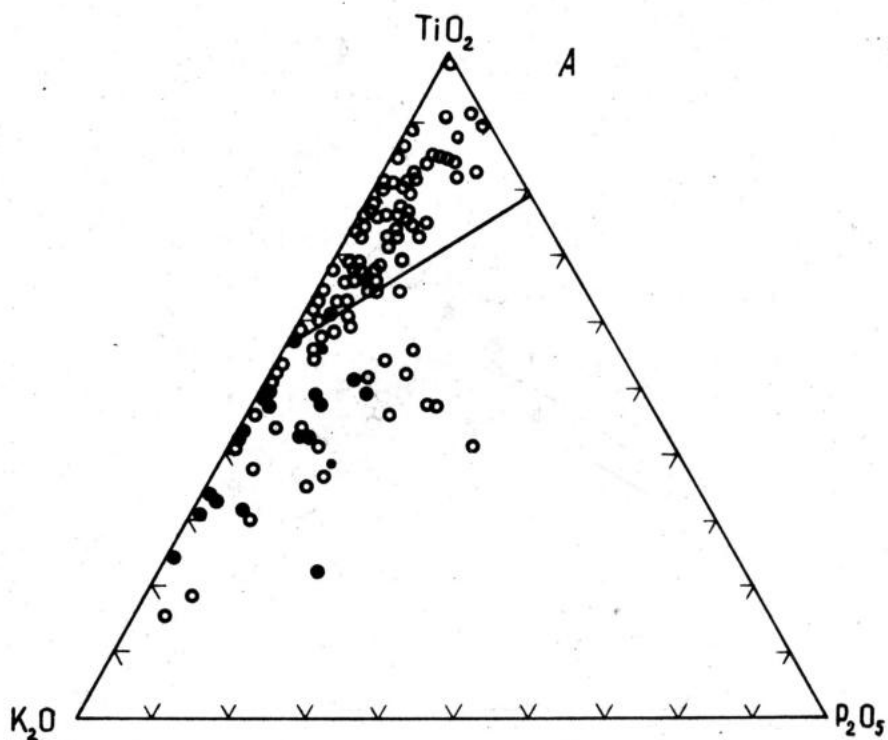


Рис. 7. Диаграмма $\text{TiO}_2\text{—K}_2\text{O—P}_2\text{O}_5$ для катархея (А) и нижнего архея (Б) внутренней (точки) и внешней (кружки) частей Алдано-Станового нуклеара

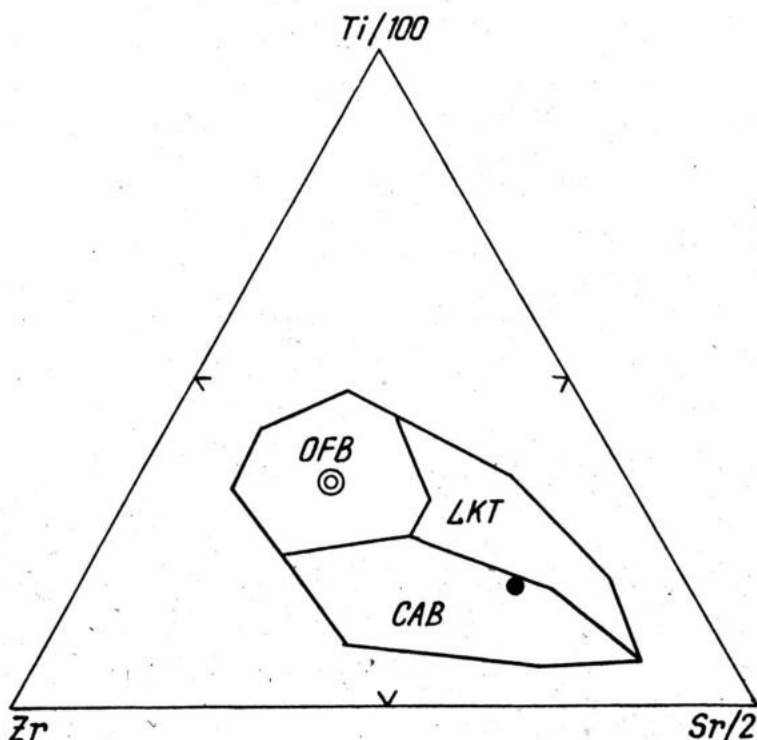


Рис. 8. Диаграмма Ti—Sr—Zr для катархей внутренней (залитый кружок) и внешней (двойной кружок) частей Алдано-Станового нуклеара. Поля вулканических серий: LKT — низкокальциевых толентов, CAB — известково-щелочных базальтов, OFB — базальтов океанического дна (Pearce, Cann, 1973)

В целом широкий спектр петрогеохимических характеристик метабазитов катархей внешней части рассматриваемого нуклеара свидетельствует о том, что процессы петрогенезиса древнейших вулканических пород Земли, каковы-ми по существу являются метабазиты катархей, протекали в условиях высокого теплового потока и меняющихся полей напряжения — сжатия и растяжения. Это приводило к почти одновременному выплавлению толент-базальтовых, щелочно-базальтовых, высокоглиноземисто-базальтовых и андезитобазальтовых магм на относительно небольшой глубине. Формирование же катархейских метабазитов известково-щелочной серии из магм, генерируемых на тех же глубинах во внутренней части нуклеара, происходило, вероятнее всего, в условиях преимущественного сжатия.

Эволюция нуклеаров, как сиалических континентальных ядер, была связана с ростом центров гранитизации и последующим преобразованием первичной базитовой коры в кору протоконтинентального типа. Именно поэтому более щелочной состав метабазитов нижнего архея во всех частях нуклеаров можно уверенно связывать с увеличением мощности земной коры (Рудник и др., 1979), в составе которой к этому времени (3,7—3,9 млрд лет) помимо базитов заметную роль играли сиалические образования, возникшие в результате частичного плавления нижних частей первичной базитовой оболочки в условиях высоких давлений и температур (Моралев, Глуховский, 1985).

Выполненная, таким образом, реконструкция геодинамических условий формирования раннедокембрийских метабазитов позволяет предложить новый вариант корреляции метаморфических толщ Алданского щита.

ЛИТЕРАТУРА

- Глуховский М. З., Павловский Е. В.** Новые аспекты геотектоники и минерогенеза // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 11. С. 5—20.
- Карта намагнитченных образований территории СССР и дна прилегающих морей. М-б 1 : 5 000 000 / Булина Л. В. и др. Л., 1979.
- Кицул В. И., Богомолова Л. М.** Стратиграфическое расчленение докембрия Алданского щита // 27 Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. М., 1984. Т. 2. Секция 04, 05. С. 323.
- Моралев В. М.** Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 166 с.
- Моралев В. М., Глуховский М. З.** О тектонике фундамента Сибирской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 10. С. 20—26.
- Рудник В. А. и др.** Расчленение и корреляция докембрия по геохимическим данным // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 70—79.
- Рудник В. А., Соболев Э. В.** Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 349 с.
- Эволюция метаморфизма Алданского массива / Перчук Л. Л. и др. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. 63 с.

К СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛЁКМИНСКОГО И БАТОМГСКОГО БЛОКОВ АЛДАНСКОГО ШИТА

На западе (бассейны рек Олёкма, Токко, Чара и Витим) и востоке (бассейны рек Учур, Чумикан, Маймакан, Батомга и Немуйкан) Алданского щита обнажаются наиболее полные разрезы нижнедокембрийских отложений. На западе щита они изучены достаточно хорошо (Федоровский, Лейтес, 1968; Миронюк и др., 1971; Петров, 1966, 1974а, б, 1976; и р.), а на востоке — значительно слабее (Неелов и др., 1971; Гамалея, Забродин, 1967; Нужнов, 1961, 1968; Лубяновский и др., 1979; Петров и др., 1978). Проведенные нами исследования показали принципиальную возможность их сопоставления между собой (Структура..., 1985).

Нижний архей. На западе щита к нижнему архею относится курультинский комплекс видимой мощностью до 5000 м, сложенный переслаивающимися эндебритами, сланцами основного состава, глизоземистыми гнейсами и реже кварцитами. В Батомгском блоке нижний архей представлен омнинским комплексом, сложенным двупироксеновыми, диопсидовыми гнейсами, гранат-биотитовыми, гиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами, основными кристаллическими сланцами. Мощность, по данным разных авторов, колеблется от 500 до 5000 м. Толщи названных комплексов в обоих случаях обнажаются в изолированных блоках, метаморфизованы в условиях граунитовой фации — 800°C, 7 кбар (Миронюк и др., 1971; Другова, 1986; и др.) при умеренно высоком или низком (Кицул и др., 1986) геотермическом градиенте.

Средний архей. Вокруг блоков, образованных отложениями курультинского и омнинского комплексов, ареально развиты соответственно толщи олёкминского и батомгского комплексов. В составе олёкминского комплекса широко представлены биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы с прослоями основных кристаллических и еще реже — салитовых сланцев, гранат-двупироксеновых и силлиманитовых гнейсов. В батомгский комплекс объединены диопсид-амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые плагиогнейсы и амфиболовые сланца, амфиболиты, кальцифиры, мраморы, гранат-биотитовые гнейсы и сланцы. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации (650—720°C, 5—6 кбар) при высоком геотермическом градиенте. Плагиогнейсы являются кислыми и редко средними породами, в которых Na_2O , как правило, в 2—4 раза больше K_2O (Петров, 1976; Ранний докембрий..., 1986). Положение точек петрохимических составов относительно аналогичных пород других регионов показано на рис. 1.

Верхний архей. К отложениям этого возраста относятся толщи зеленокаменных поясов (трогов, орогенов, грабенов, шовных прогибов), образующих изолированные линейно-вытянутые структуры, — Борсалинский, Има-лыкско-Тарыннахский, Темулякит-Тунгурчинский, Олондинский, Субганский, Угайский, Чумиканский, Ичангский и др.

В Темулякит-Тунгурчинском зеленокаменном поясе запада Алданского щита, трассирующемся в северо-западном направлении от устьев рек Хани

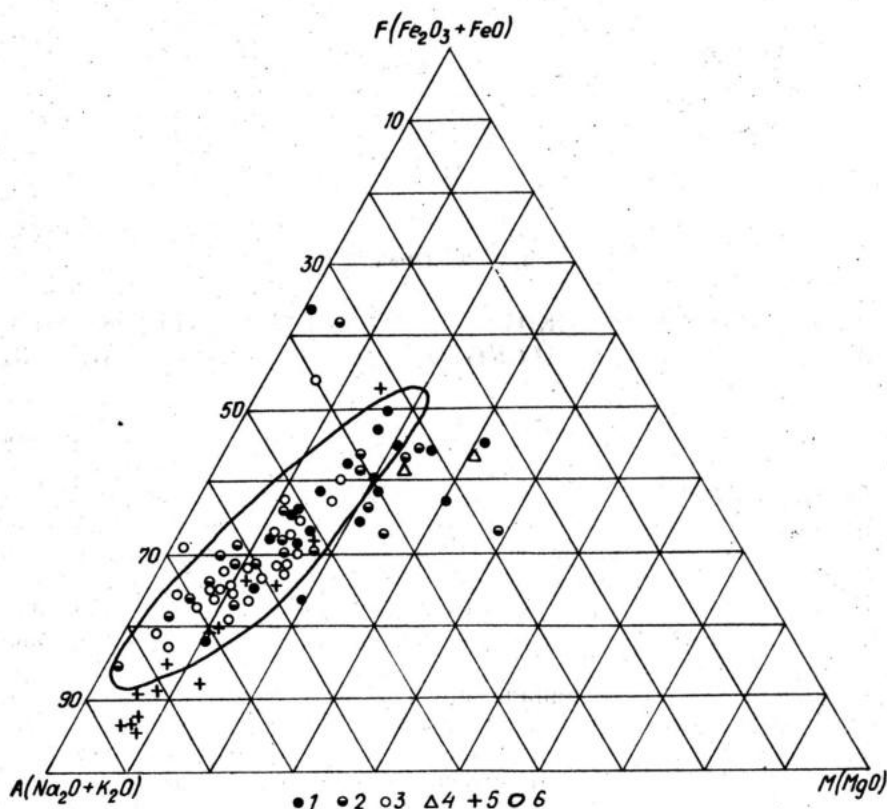


Рис. 1. Диаграмма AFM для пород олёмкинского и батомгского комплексов Алданского щита в сравнении с комплексами серых гнейсов архея других регионов.

1 — биотит-амфиболовые гнейсы; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы; 4 — амфиболовые плагиогнейсы; 5 — гранито-гнейсы токкинского комплекса; 6 — контур положения фигуративных точек серых гнейсов других регионов (по С. В. Богдановой, 1981)

и Тунгурча — левого и правого притоков р. Олёкма — к верховьям р. Тянь — правого притока р. Токко, — нам удалось описать соотношения борсалинской, тунгурчинской и тасмиелинской серий (Петров, 1974). Здесь биотитовые и биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые, магнетит-силлиманит-кварцевые и другие сланцы борсалинской серии слагают изолированные блоки среди пород тунгурчинской серии. В других поясах отложения борсалинской серии распространены широко и в них содержатся промышленные залежи железистых кварцитов. Тунгурчинская серия в Темулякит-Тунгурчинском поясе сложена гранат-двуслюдяными сланцами, кварцитами, метапесчаниками, мраморами и сланцами основного состава, общей мощностью 1000—1500 м.

Толщи обеих серий в свою очередь несогласно перекрыты конгломератами, слюдяными гранат- и ставролитсодержащими сланцами, гравелитами, песчаниками, сланцами основного состава и алевролитами тасмиелинской серии. Мощность серии на р. Таас-Миеле около 2000 м. Верхняя возрастная граница этой серии определяется несогласным налеганием на нее нижнепротерозойских конгломератов, песчаников и филлитов чародаканской свиты угуйского комплекса.

Толщи борсалинской и тунгурчинской серий, залегающие в одной структуре, различаются не только литологическим составом, но и степенью метаморфизма, а также тем, что породы борсалинской серии интенсивно мигматизированы, аналогично образованиям олёмкинского комплекса. В отличие

от этого, породы тунгурчинской и тасмиелинской серий прорваны интрузивными двуслюдяными гранитами и подверглись мигматизации лишь в крайних частях зеленокаменных поясов, на контакте с гранито-гнейсовыми куполами.

Разновозрастность пород тунгурчинской и тасмиелинской серий подчеркивается не только стратиграфическими соотношениями, но и различной степенью метаморфизма слагающих их пород, образованием диафторитов по рассланцованным и перекристаллизованным плагиогнейсам тунгурчинской серии при прогрессивном метаморфизме тасмиелинской.

К верхнему архею на востоке Алданского щита относятся чумиканский комплекс (Неелов и др., 1971), угаянская и ичангская толщи сыбахского комплекса (Петров и др., 1978; Лубяновский и др., 1979).

Чумиканский комплекс обнажается в приустьевой части р. Чумикан, левого притока р. Маймакан, и в бассейне Немуйкана. В составе комплекса преобладают амфиболовые сланцы и гнейсы, биотитовые гнейсы и микрогнейсы, амфиболиты, плагиогнейсы, редкие прослои мраморов, порфириидов, тела пироксенитов и гранодиоритов. Они прорваны гранитами, мигматизированы и метаморфизованы в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации (Неелов и др., 1971).

Угаянская толща выполняет несколько зеленокаменных поясов в междуречье Учур—Маймакан. Наиболее крупный трог (зеленокаменный пояс) закартирован в бассейне руч. Угаян — левого притока р. Чумикан. В составе толщи описаны кварциты, рассланцованные конгломераты, двуслюдяные, фибролит-двуслюдяные, роговообманковые сланцы, биотитовые микросланцы, хлорит-биотитовые и кварцито-сланцы, мраморы, диопсид-амфиболовые сланцы. Метаморфизм пород зональный от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации.

В бассейне левого притока р. Чумикан — р. Ичанга — и ее правого притока — р. Безымянной — закартирован трог (зеленокаменный пояс), прослеженный в северо-восточном направлении на 70—80 км при ширине 2—10 км. В этом троге залегают филлиты, порфириты основного состава, серицитовые, амфиболовые, двуслюдяные, эпидот-роговообманковые, двуслюдяные с турмалином сланцы, кварцито-сланцы, метапесчаники ичангской толщи. Неясное положение занимают среди них линзы метаконгломератов, описанные в одной точке по притоку р. Безымянной. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Мощность угаянской и ичангской толщ условно оценена в 1500—2000 м каждая.

Архейские толщи Батомгского и Олёмминского блоков имеют сходный петрографический состав, сопоставимые параметры метаморфизма и структурных преобразований и не раз коррелировать различными исследователями между собой как разновозрастные. Остановимся ниже на некоторых сходствах и различиях в химизме пород, слагающих названные блоки.

В нижнеархейских отложениях выделяются двупироксеновые гиперстеновые, диопсидовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы со стратифицированными телами амфиболитов. Широко распространенные амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы на диаграммах А. А. Предовского (FAK) располагаются в полях полимиктовых осадочных образований. Биотитовые гнейсы в большинстве случаев имеют магнезиально-кальциевый состав, и эти умеренно железистые, глиноземистые, субщелочные, калинаторовые породы, по диаграммам А. Н. Неелова, относятся к полимиктовым алевролитам. Амфиболовые гнейсы характеризуются более высокими значениями параметра «В» ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{CaO}$), они более кальциевые; их возможным аналогом следует считать граувакковые алевродиты или эффузивы основного состава. Сходными особенностями химизма характеризуются и биотит-гранатовые гнейсы: по соотношению модуля глиноземистости ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) и параметра «В» эти породы ближе всего к глиноземистым грауваккам.

Биотит-амфиболовые, амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы среднего архея по составу отвечают андезито-дацитам и кислых породам. По классификации А. Н. Неелова, это магнезиально-кальциевые, умеренно железистые щелочные породы с преобладанием Na_2O над K_2O . По химизму они аналогичны серым гнейсам различных регионов (рис. 1).

Кристаллические сланцы по содержанию кремнезема разделяются на четыре группы. Для мезократовых амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев ($\text{SiO}_2 = 55-58\%$) отмечается высокая магнезиальность, умеренная щелочность, они высоконатровые; эти породы на диаграмме А. Н. Неелова ложатся в поля андезитоидов. Диопсид-амфиболовые сланцы за счет высоких содержаний Са и Mg обладают повышенным содержанием компонента «В»; по модулю «К» (общая щелочность) они относятся к калинатровым, их аналогом с известной долей условности можно считать карбонатные алевролиты. Двупироксен-амфиболовые и амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы как на диаграмме А. Н. Неелова, так и на диаграмме А. А. Предовского отвечают основным вулканическим породам.

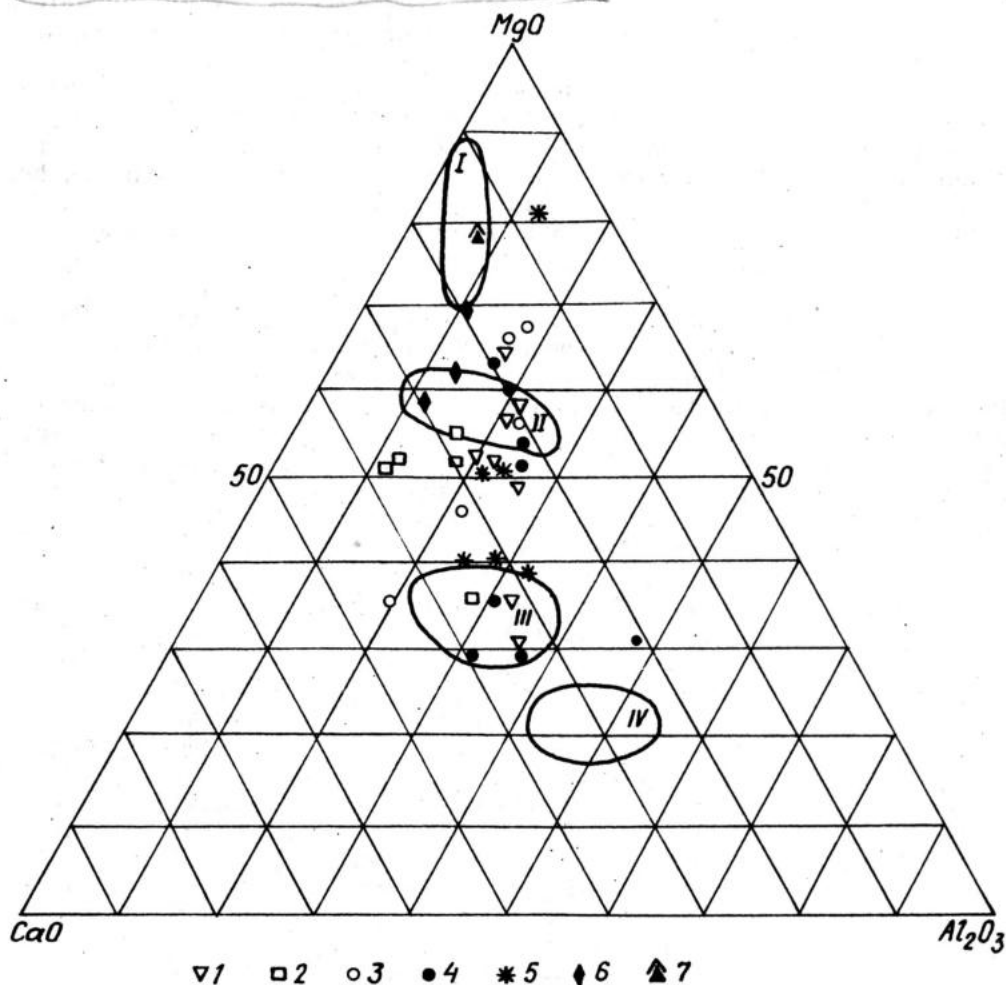


Рис. 2. Диаграмма $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ для коматитоподобных архейских пород.

Точки составов: 1 — пироксениты и амфиболиты центральной части Анабарского массива; 2 — амфиболиты и основные кристаллические сланцы Батомского блока; 3 — амфиболиты курультинского комплекса запада Алданского щита; 4 — пироксеновые сланцы и пироксениты Сутамского блока Алданского щита; 5 — базиты и гипербазиты архея Юго-Западного Прибайкалья; 6 — перидотитовые коматиты КМА; 7 — коматиты олондинской серии запада Алданского щита. Поля на диаграмме: I — перидотитовых коматитов, II — базальтовых коматитов типа Гелюк, III — базальтовых коматитов типа Бэтплас и Барбертон, IV — континентальных и океанических толентов.

Сравнивая среднеархейские породы батомгского и олёкминского комплексов, можно отметить, что по петрохимическим характеристикам они близки между собой: относятся к известково-щелочному типу дифференциации и сходны с тоналит-трондьемитовыми сериями других регионов. Часть основных сланцев отвечает коматиитам и на диаграмме (рис. 2) образует несколько полей, вполне совпадающих с таковыми для других регионов.

В целом петрохимическое исследование пород чумиканского комплекса показало, что они сложены в большей степени дифференцированным материалом, широко развиты интрузивные и в меньшей мере эффузивные породы. Они относятся к базальтам толеитового типа. Для большинства пород ичангской и угаянской толщ характерна высокая глиноземистость, умеренная щелочность, они каликатровые, их вероятными аналогами были карбонатные пелиты (хлоритовые сланцы), кислые полимиктовые алевролиты (двуслюдяные и слюдяные гнейсы), алевропилиты (гранат-двуслюдяные сланцы). Основные породы отвечают нормальным, реже субщелочным базальтам толеитовой серии. Ниже охарактеризуем двупироксен-амфиболовые, амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы и ортоамфиболиты (первично-вулканогенные основные породы). На диаграмме «кремнезем—щелочи» (рис. 3)

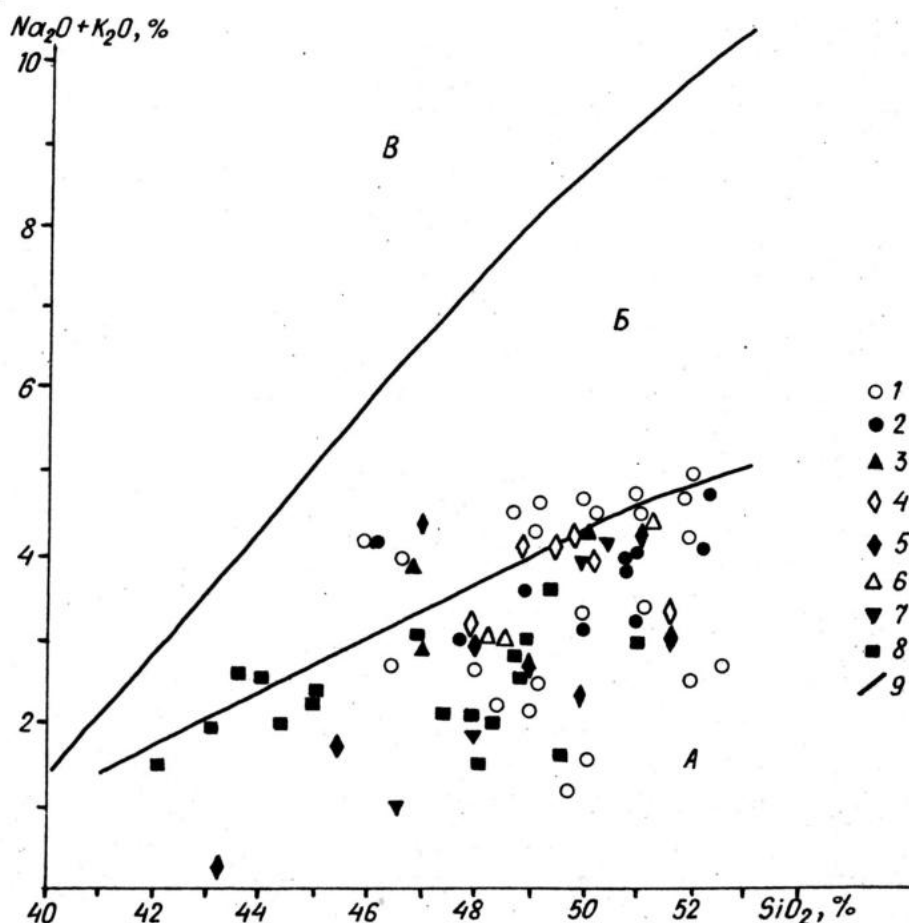


Рис. 3. Диаграмма «кремнезем—щелочи» для метаморфических пород основного состава зеленокаменных областей.

1—3 — Батомгский блок: 1 — омнинский и батомгский комплексы, 2 — чумиканская толща, 3 — угаянская и ичангская толщи; 4—7 — западная часть Алдаиского щита: 4 — олёкминский комплекс, 5 — борсалинская серия, 6 — тунгурская серия, 7 — олондинская серия; 8 — Анабарский массив — далдынская, верхнеанабарская и халчанская «серии»; 9 — линии, разделяющие области пород: А — толеитовой, Б — субщелочной и В — щелочной состава

нижнеархейские метабазальты Батомгского блока распадаются на две группы: одни отчетливо ложатся выше линии Макдональда—Кацуры, другие, наоборот, характеризуются пониженным содержанием щелочей. Кроме этого, среди последних выделяется группа пород (среднее течение р. Маймакан), которой свойственно преобладание содержаний CaO над Al_2O_3 , низкая калие-ность ($\text{K}_2\text{O} < 0,5$) и сходство по химизму с коматиитами серии Онвервахт.

Основные вулканиты олёкминского и батомгского комплексов располагаются в основном вдоль разделительной линии с некоторым преобладанием известково-щелочных разностей. Анализ нижнеархейских пород Батомгского и Олёкминского блоков на диаграмме Ti—K показал, что все они тяготеют к эвгеосинклинальному тренду (рис. 4). Для диаграммы K—P характерен довольно широкий разброс точек, однако и на ней можно отметить приуроченность среднеархейских метабазитов к этому же тренду.

Отмечается в целом совпадение особенностей химизма метабазальтов Олёкминского и Батомгского блоков и для пород верхнего архея. Те и другие относятся к толентам, а на диаграмме Ti—K они выделяются повышенным содержанием калиевого компонента и широким разбросом значений Ti . Более сложная картина получается на диаграмме K—P .

По минералам и по валу для различных архейских толщ исследователями получены значения радиологического возраста, в целом подтверждающие возможность выделения образований ниже-, средне- и верхнеархейских, перекрытых толщами нижнего протерозоя. Так, по цирконам пород курультинского комплекса U—Pb -методом Е. В. Бибиковой получена цифра $3,4 \pm 60$ млрд лет; возраст основных сланцев (по валу) С. Б. Брандтом определен в 3,7 млрд

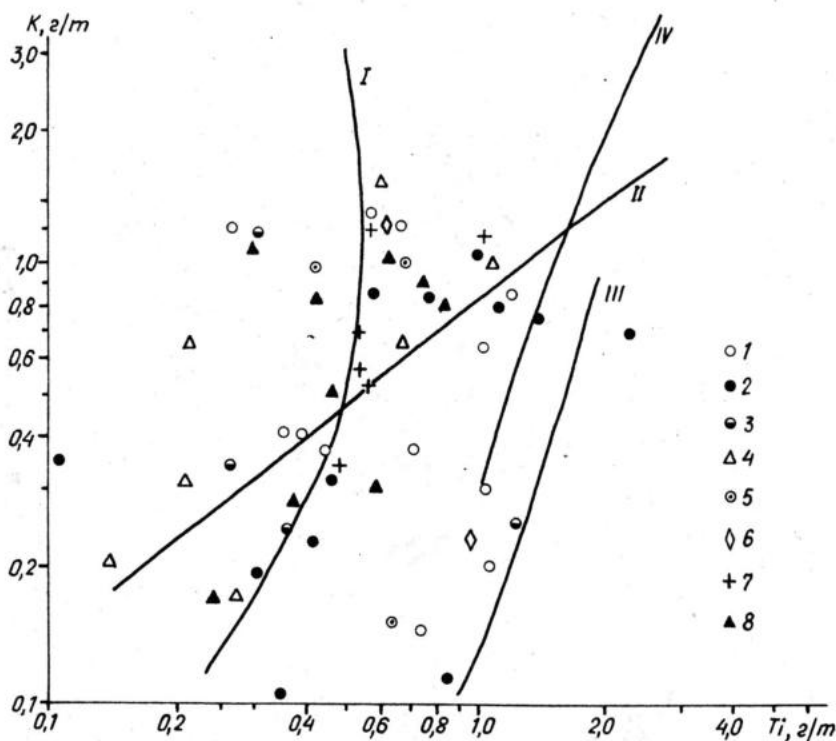


Рис. 4. Диаграмма Ti—K для основных сланцев верхнеархейских зеленокаменных поясов Алданского щита.

1—3, 5 — тепраканский интрузивный комплекс: 1 — Тунгурчинский трог, 2 — Олондинский трог, 3 — Таас-Миелинский трог, 5 — Сырылырский грабен; 4, 7 — амуннактинский интрузивный комплекс: 4 — Тарыннахский и Темулякитский трог, 7 — Тарагай-Ханский трог; 6 — доросский интрузивный комплекс, Ханинский грабен; 8 — трог Батомгского блока: Чумиканский, Угаянский, Ичангский. Тренды: I — эвгеосинклинальный, II — платформенный, III — океанический, IV — рифтовый (по Б. Г. Лутцу [1980]).

лет; амфиболиты и ультраосновные породы олёкминского комплекса самарий-неодимовым методом дали цифру 3550 млн лет, габбро-диориты, прорывающие борсалинскую серию, U—Pb-методом — 3150 и 2960 млн лет. Возраст плагиогранитов, завершающих ремобилизацию пород Олондинского трога, оценен в 2700 млн лет, вулканитов Субганского трога — в 3000 млн лет (устное сообщение В. Л. Дука), метаэффузивов Олондинского трога по цирконам — в 2900 млн лет (Другова и др., 1983). Архейские толщи Батомского блока радиологическими методами практически не изучены. Об их относительном возрасте можно судить лишь по возрасту перекрывающих их толщ Улканского прогиба и прорывающих их гранитов — 1800—1600 млн лет (Гамалея, Забродин, 1967).

Таким образом, суммируя все сказанное, можно отметить, что толщи Батомского и Олёкминского комплексов весьма сходны по главным особенностям химизма слагающих их пород, близки по составу и структурным преобразованиям. Приведенные материалы позволяют с определенной долей условности наметить стратиграфическую последовательность архейских образований, в принципе сопоставить комплексы пород западной и восточной частей Алданского щита и таким образом перекинуть мостик между стратиграфическими схемами архея Дальнего Востока и Восточной Сибири.

Нижний протерозой. На западе и востоке щита на ареально распространенных или заполняющих трог отложениях архея залегают осадочно-вулканогенные образования соответственно кодарской серии удоканского и горындинской серии маймаканского комплексов нижнепротерозойского возраста. Стратиграфия нижнепротерозойских отложений удоканского и сопоставляемого с ним угуйского комплексов запада щита подробно описана в литературе (Миронюк и др., 1971; Федоровский, 1972; Петров, 1976; и др.) и в данной статье лишь кратко приведена в таблице.

На востоке Алданского щита, в бассейнах Учюра, Батомги и Маймакана также известны отложения нижнепротерозойского (или среднепротерозойского) возраста, выполняющие Улканский прогиб (Гамалея, Забродин, 1967; Нужнов, 1968; и др.). Нами в приустьевой части р. Бырайы ниже отложений топориканской свиты описана по осыпям толща щелочных кварцевых порфиров, кварцито-песчаников, кварцитов, туфопесчаников мощностью около 150 м, названная быраинской свитой (Петров и др., 1978). Соотношения ее с выше- и нижележащими отложениями остались невыясненными в связи с отсутствием коренных выходов. В работах Ю. Н. Гамалея есть указания на то, что в составе галек конгломератов в основании топориканской свиты присутствуют породы, включенные нами в быраинскую свиту, т. е. между ними был разрыв. Быраинская и вышележащая топориканская свиты объединены нами в горындинскую серию. Между топориканской и вышележащей улканской свитами описан крупный перерыв (Нужнов, 1968; Гамалея, Забродин, 1967). Наличие этого перерыва, литологический состав, присутствие мелких изоклинальных складок, неизвестных в вышележащих свитах, позволяют нам предложить, как один из вариантов, толщи горындинской серии, сопоставлять с кодарской и чинейской сериями удоканского и сеймдинской серией угуйского комплексов. Аналогами кеменской и кебектинской серий запада щита на востоке являются отложения улканской и угаянской серий маймаканского комплекса (см. таблицу).

Изложенные здесь материалы, а также многочисленные публикации других исследователей позволяют высказать предположение о правомерности и целесообразности выделения в общей шкале расчленения докембрия СССР нижнего, среднего и верхнего архея с нижней границей среднего архея на рубеже 3,5 млрд лет, нижней границей верхнего архея 3,0 млрд лет. Наличие крупного углового и стратиграфического несогласия, специфический состав осадков (обилие вулканитов в акитканской и верхней части маймаканского и угуйского комплексов) могут служить основанием для рассмотрения вопроса о выделении среднего протерозоя.

**Стратиграфические схемы нижнего докембрия
западной и восточной частей Алданского щита**

Шкала 1977 г.	Предлага- емая шка- ла	Местные стратиграфические подразделения											
		Запад Алданского щита, Олёкминский блок					Восток Алданского щита, Батомгский блок						
PR ₁	PR ₂	удоканский комплекс	кеменская серия	кебектинская серия	нокильская свита	комплекс	уланская серия	конкулинская свита бириндинская свита					
					сиберканская свита			улканская серия	элгэтэйская свита улкачанская свита				
	PR ₁				кодарская серия		чинейская серия		угуйский комплекс	сеймдинская серия	ханинская свита намсалинская свита чародакан- ская свита	маймаканский комплекс	горындинская серия
AR ₂	AR ₃	тасмиелинская серия				сыбахский комплекс	ичангская толща						
		тунгурчинская серия					угаянская толща						
		борсалинская серия					чумиканская толща						
AR ₁	AR ₂	олёкминский комплекс				батомгский комплекс							
	AR ₁	курультинский комплекс				омнинский комплекс							

При геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в районах развития глубокометаморфизованных архейских образований следует отказаться от картирования свит с собственными наименованиями. Вместо них нужно выделять комплексы, толщи, пачки и слои определенного петрографического состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданова С. В. Серые гнейсы в фундаменте Русской плиты // Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981. С. 96—107.
Гамалей Ю. Н., Забродин В. Е. Древнейшие отложения осадочного чехла юго-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1967. № 4. С. 12—19.

Другова Г. М. Докембрийские метаморфические комплексы и эндогенные режимы формирования Олекминской гранитно-зеленокаменной области (Восточная Сибирь) // Происхождение и эволюция метаморфических формаций в истории Земли: Тез. докл. VII Всесоюз. петрогр. совещ. Новосибирск, 1986. Т. 3. С. 138—139.

Другова Г. М., Харитонов А. Л., Бушмин С. А. Структурно-метаморфическое развитие олондинского комплекса // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 49—65.

Кицул В. И. и др. Термодинамические режимы метаморфизма в эволюции раннедокембрийской земной коры Алданского щита // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 120—125.

Лубяновский В. М., Петров А. Ф., Рожин С. С. Геология и структура раннедокембрийских образований Маймакано-Чумиканского междуречья (восток Алданского щита) // Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979. С. 53—61.

Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.

Миролюбов Е. П., Любимов Б. К., Магнусhevский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 237 с.

Неелов А. Н. и др. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 117—144.

Нужнов С. В. Синийские (рифейские) отложения восточных склонов Алданского щита // Материалы по региональной геологии. Геология Алданского щита и некоторых других районов Сибирской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 23—37.

Нужнов С. В. Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского щита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1968. Вып. 18. С. 19—37.

Петров А. Ф. Геология западной части Алданского щита в бассейнах рек Чары и Токко // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 110—134.

Петров А. Ф. Стратиграфия верхнеархейских и нижнепротерозойских отложений запада Алданского щита // Сов. геология. 1974а. № 2. С. 135—142.

Петров А. Ф. Схема расчленения докембрия западной части Алданского щита // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Междунар. стратигр. совещ. Магадан, 1974б. С. 40—41.

Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1976. 120 с.

Петров А. Ф. и др. К стратиграфии докембрия Батомгского блока Алданского щита // Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 3—6.

Ранний докембрий Южной Якутии / Дук В. Л. и др. М.: Наука, 1986. 276 с.

Структура и эволюция земной коры Якутии / Гусев Г. С. и др. М.: Наука, 1985. 250 с.

Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекминской горной страны // Геотектоника. 1968. № 4. С. 114—128.

А. З. КОНИКОВ

ГЕОЛОГИЯ И РАСЧЛЕНЕНИЕ НИЖНЕГО АРХЕЯ СРЕДНЕВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Со времени открытия И. Д. Черским докембрия в Сибири в 1870—1880 гг. к архею традиционно относились образования кристаллического фундамента (шарыжалгайская и слюдянская серии и их аналоги). По стратиграфическому объему они в целом нередко сопоставляются с объемом архея Алданского щита (Фролова, 1958; Прокофьев, 1971). Но наряду с этим развивались представления о наличии в складчатом обрамлении более молодых архейских толщ. Метаморфические толщи Средневитимской страны первоначально считались единым комплексом, лишенным внутренних перерывов и несогласий, и относились либо к нижнему протерозою в качестве вероятного аналога удоканской серии (Салоп, 1964), либо к верхнему архею, слагающему обрамление нижнеархейского Алданского щита (Неелов, 1968; Неелов и др., 1962; Смеровский, 1966). Позднее на примере бассейнов рек Калар, Шилка и др. был показан гетерогенный характер метаморфического комплекса, из состава которого были выделены архейские и более молодые нижнепротерозойские амфиболитовые комплексы (Фалькин и др., 1966; Шульдинер, Озерский, 1967). Наиболее обстоятельно проблема гетерогенности нижнего архея была решена А. Н. Нееловым и И. С. Седовой (1972 г.), которые выделили среди метаморфических образований Среднего Витима два самостоятельных комплекса: раннеархейский гранулитовый (каларский), синхронный алданскому комплексу, и позднеархейский амфиболитовый (яблоновый). Альтернативные представления развиваются В. И. Шульдинером (1982), по мнению которого гранулитовые и амфиболитовые комплексы являются синхронными и обусловлены неоднородным характером метаморфизма.

Согласно проведенным наблюдениям (Коников, Шалек, 1981), метаморфические толщи Средневитимской горной страны представляют собой разновозрастные образования. На основании различий в составе, строении разрезов, особенностей метаморфизма и складчатости здесь выделяются нами следующие структурно-вещественные комплексы: 1) гиперстен-кристаллосланцевый гранулитовый (каларский), 2) мраморно-кристаллосланцевый рогово-обманково-гранулитовый (тостурский), 3) амфибол-кристаллосланцевый и амфиболитовый (макаринский), — которые слагают самостоятельные стратиграфические подразделения в ранге серий (см. рисунок).

Каларская серия распространена в бассейнах рек Таксимо, Калар, Витим. В составе серии участвуют гиперстеновые, гиперстен-амфиболовые, двупироксеновые кристаллические плагиосланцы и гнейсы (с которыми ассоциируют эндробиты и чарнокиты), диопсидовые, биотит-диопсидовые, а также гранат-биотитовые сланцы и гнейсы. Карбонатные породы (шпинельсодержащие кальцифиры и мраморы) образуют редкие маломощные пласты и линзы. Широко развиты биотит-амфиболовые плагиогнейсы и гнейсы, имеющие в большинстве случаев ретрометаморфическое происхождение.

Образования каларской серии по набору минеральных ассоциаций относятся к типичным гранулитовым комплексам. Безводные минеральные пара-

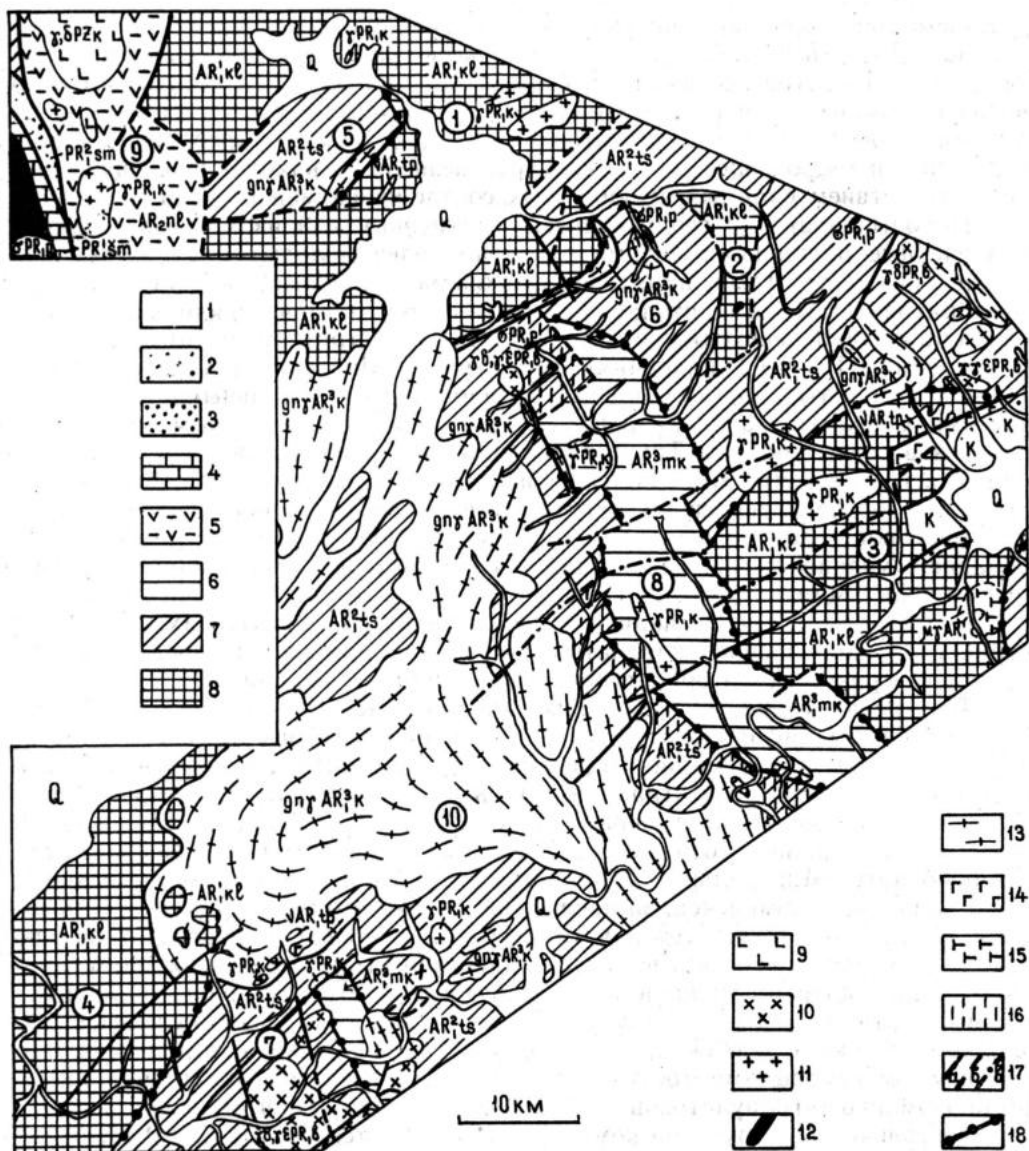


Схема геологического строения бассейнов рек Калар и Таксимо. Составлена с использованием материалов Ю. Б. Алешко (1976 г.), Г. А. Кибанова (1970 г.), О. В. Сосницкого (1973 г.), Е. М. Фалькина (1974 г.), Е. А. Шалек.

1 — четвертичные отложения; 2 — меловые отложения; 3, 4 — нижний протерозой: 3 — самодуровская свита (метакогломераты, метапесчаники), 4 — шаманская свита (доломиты, мраморы, сланцы); 5 — верхний архей, нелиндинская серия (сланцы, мраморы, метаандезиты, кварциты); 6 — 8 — нижний архей: 6 — макаринская серия (амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы и плагиосланцы, мраморы, кальцифилы), 7 — тостурская серия (амфиболовые, диопсид-амфиболовые, биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы и плагиосланцы, мраморы, кальцифилы), 8 — каларская серия (гиперстеновые, биотит-амфибол-гиперстеновые, двупироксеновые кристаллические плагиосланцы и плагиогнейсы, кальцифилы, чарнокиты, энтербиты); 9 — 15 — интрузивные и плутонометаморфические комплексы: 9 — кедровский (граниты, парадиориты, габбро), 10 — биримьянский (граниты, гранодиориты, граносенициты), 11 — кодарский (граниты), 12 — парамский (гипербазиты), 13 — кузидинский (гнейсо-граниты, гранито-гнейсы, лейкократовые граниты, граносенициты, пегматиты), 14 — тепраканский (метагаббро, габбро, амфиболиты, горблендиты), 15 — чарнокиты, энтербиты; 16 — зоны диафоритов амфиболовой и зеленосланцевой ступеней; 17 — разрывные нарушения (а — прослеженные, б — предполагаемые, в — дешифрованные); 18 — границы структурно-метаморфических несогласий.

Основные структуры (цифры в кружках): 1—4 — глыбы, сложенные каларской серией: 1 — Таксиминская, 2 — Среднетундакская, 3 — Каларская, 4 — Усть-Цилинская (Средневитимская); 5—8 — синклинали структуры складчатой рамы: 5 — Мунжакская, 6 — Ничухская, 7 — Бугарихтинская, 8 — Охотикитская, 9 — Нелиндинская грабен-синклиналь; 10 — Нижнекаларский гранито-гнейсовый массив

генезисы пироксеновых кристаллических сланцев (гиперстен + диопсид + плагиоклаз), отвечающие условиям пироксен-гранулитовой субфации, тесно чередуются с другой ассоциацией, включающей помимо перечисленных бурую роговую обманку, красноватый биотит и соответствующей, по-видимому, условиям роговообманково-гранулитовой субфации. Вопрос о «неравновесности» безводных и гидроксилсодержащих парагенезисов не находит решения в связи с отсутствием видимых реакционных соотношений между ними.

Породы каларской серии слагают удлиненные или изометричные блоки, разделенные обширными полями развития более молодых комплексов. Для внутренних частей глыб, наряду со сложными складками, свойственны простые брахиформные, амплитудой до первых сотен метров синклинали и антиклинали, плавно переходящие друг в друга, с субгоризонтальными замками и пологими (10—40°) падениями на крыльях. Наблюдаются своеобразные сочетания простых антиклинальных складок с горизонтальными замковыми частями и сжатых изоклинальных синклиналей с вертикальным залеганием пластов в осевых частях. Такие типы складок наблюдаются в среднем течении Таксимо, в устье Калуга. В периферических частях глыб, обычно подвергнутых более интенсивной мигматизации (вплоть до образования линейных массивов гранито-гнейсов), пликвативные структуры более сложные, преобладают мелкие хаотические складки со сложнодеформированными осевыми поверхностями.

В целом для глыб устанавливается автономный характер их внутренней структуры, направление складчатых структур в них изменчивое, но преобладает северо-западная ориентировка осей крупных складок.

Тостурская серия, занимающая большую часть изученной территории, сложена биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, биотитовыми, биотит-диопсидовыми, биотит-амфибол-диопсидовыми плагиосланцами, плагиогнейсами и гнейсами. Заметную роль играют мраморы и кальцифиры, слагающие пласты мощностью до десятков и первых сотен метров. В виде редких прослоев присутствуют гранат-биотитовые и гранат-биотит-диопсидовые плагиогнейсы и амфиболиты. Минеральные ассоциации тостурской серии близки к ассоциациям каларского комплекса, за исключением того, что в них отсутствует гиперстен. Последний отсутствует и в таких разновидностях сланцев, которые по своему химическому составу полностью идентичны гиперстенсодержащим сланцам каларской серии. Наличие буроватой роговой обманки, диопсида, красноватого биотита, а также структур распада магнезиальных кальцитов несколько сближает особенности каларского и тостурского комплексов. По условиям метаморфизма тостурский комплекс, вероятно, относится к низам роговообманково-гранулитовой или верхам амфиболитовой ступени.

Тектоническая структура комплекса определяется крупными (овальными) корытообразными синклинальными складками (точнее, их фрагментами), осложненными второстепенными более крутыми складками с углами падения крыльев 35—70°. Осевые плоскости основных синклиналей — Мунжакской, Ничухской и Бугарихтинской — ориентированы в северо-восточном направлении, которое в региональном плане является секущим по отношению к внутренним структурам каларского комплекса.

Значительный интерес представляет закартированная Ю. Б. Алешко внутреннеконформная Мунжакская синклиналь, выполненная породами тостурской серии, наложенная на структуру каларской серии, северо-западные простирания которой несогласно, по нашим наблюдениям, пересекаются юго-восточным крылом Мунжакской синклинали.

Макаринская серия выделена нами в качестве третьего структурно-вещественного и стратиграфического подразделения в разрезе нижнего архея Каларо-Таксиминского района. Ранее эти образования относились к разным свитам. В частности, О. В. Сосницкий часть макаринской серии относил к нижней и верхней подсвитам октокитской свиты, в состав которой наряду с ними включал и породы, выделенные нами в тостурскую серию. Макарин-

ская серия отличается от вышеописанных подразделений монотонным составом, она сложена существенно меланократовыми и мезократовыми амфиболсодержащими породами — амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми плагиосланцами. Редко встречаются биотитовые, диопсид-биотит-амфиболовые и в единичных случаях скаполит-биотит-амфиболовые сланцы. В виде меланократовых включений в сильно мигматизированных разностях присутствуют субмономинеральные амфиболовые и биотит-амфиболовые породы (реститы). К самой верхней части разреза приурочены единичные прослои мраморов.

Для пород макаринского комплекса характерно наличие двух-, трех-минеральных равновесных парагенезисов, отвечающих типичной амфиболитовой ступени прогрессивного регионального метаморфизма. Оптические особенности биотита (темно-коричневого) и роговой обманки (травяно-зеленой) макаринской толщи выдержаны и устойчивы во всех разновидностях пород, сохраняются при гранитизации. Они отличаются от одноименных первичных минералов минеральных парагенезисов каларского и тостурского комплексов.

Макаринская серия слагает сжатую Октокитскую синклинальную структуру северо-западного ($330-340^\circ$) простирания шириной около 10 км и протяженностью более 50 км, прослеженную от долины Калара до среднего течения р. Октокит—Таксиминского. Восточное крыло синклинали опрокиннуто и является несколько более крутым ($50-70^\circ$), чем западное ($45-60^\circ$). О синклинальном характере говорит выполаживание полосчатости и гнейсовидности в осевой части структуры (до $20-40^\circ$). На аэрофотоснимках отчетливо выявляются структуры периклинальных замыканий в осевой части. Октокитская синклинальная структура занимает секущее положение по отношению к структурам каларской и тостурской серий.

По ведущим минеральным ассоциациям прогрессивного метаморфизма выделенные комплексы образуют определенную последовательность: в каларском комплексе присутствуют ассоциации пироксен-гранулитовой субфации, в тостурском — роговообманково-гранулитовой, а в макаринском — амфиболитовой фации. Но в породах каларского комплекса наблюдаются признаки двух этапов ретрометаморфических преобразований, один из которых (недостаточно отчетливый) коррелирует с прогрессивным метаморфизмом тостурского комплекса, а второй, наиболее интенсивный, — макаринского. В породах же тостурского комплекса четко проявлены интенсивные преобразования, изометричные с прогрессивным метаморфизмом макаринского комплекса.

Широко развитые разнообразные проявления гранитизации представлены чарнокит-эндербитовой серией в составе каларского комплекса и повсеместно распространенной гранито-гнейсовой серией амфиболитовой фации. Процессы гранитизации этого типа проявлены в виде полосчатых, реже очковых плагиомигматитов, иногда агматитов, а также гранитизированных гнейсов, в которых лейкосома равномерно пропитывает исходный субстрат. Калишпат-содержащие мигматиты развиваются на фоне плагиомигматитов в виде локальных участков, незначительных по площади. Калишпатизация обычно сопряжена с окварцеванием, но иногда они проявляются независимо друг от друга.

Нижеархейские образования подверглись региональной плагиомигматизации в завершающие стадии консолидации кристаллического фундамента, а в позднем архее локально проявлялась более поздняя, преимущественно калиевая гранитизация, затрагивающая как образования раннеархейских толщ фундамента, так и осадочно-вулканогенные образования нелиндинской серии. В породах каларского и тостурского комплексов гранитизация сопровождается ретрометаморфическими преобразованиями амфиболитовой ступени (амфиболитизация, биотитизация, раскисление плагиоклаза и его распад с выделением ортоклаза в пертитовых вростках, окварцевание, развитие структур диаблостовых, замещения и др.). Гранитизация пород макаринского

комплекса сопровождается только грануляцией и коррозией темноцветных минералов без изменения их состава и оптических свойств. Процессы гранитизации и прогрессивный метаморфизм пород макаринской серии, по-видимому, протекали в близких термодинамических условиях.

В бассейне рек Калар и Таксимо в метаморфических толщах нередко встречаются секущие метаморфизованные дайки основного состава (Шульдинер, Томбасов, 1973). Наши наблюдения показали, что метаморфизованные дайки встречаются во всех трех комплексах, но при этом среди пород каларского комплекса имеются жильные метабазиты, метаморфизованные на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций, в то время как в других комплексах базитовые дайки метаморфизованы не выше амфиболитовой ступени.

В связи с наложенной на все три комплекса гранитизацией и проявлениями в них ретроградного метаморфизма отличительные признаки разных комплексов (в частности, в зонах их сочленения) частично, а местами полностью нивелируются и на первый взгляд создается впечатление постепенного перехода между метаморфическими толщами. Анализ петрологических и структурных особенностей позволяет, однако, выяснить, что выделенные комплексы разделены перерывами, тектоническими перестройками и этапами метаморфизма, в дальнейшем затшеванными в разной мере более поздними проявлениями метаморфизма и гранитизации. Выделенные комплексы разделены структурно-метаморфическими несогласиями и представляют самостоятельные стратиграфические подразделения в ранге серий.

Таким образом, в пределах Каларо-Таксиминского района выявляется гетерогенная мозаично-блоковая структура, обусловленная сочетанием на небольшой территории разновозрастных и разнотипных комплексов (серий). Каларский комплекс образует автономные блоки, как бы впаянные в складчатую раму, сложенную тостурским комплексом, а макаринский комплекс — структуру, несогласно наложенную на более ранние.

Описанные образования составляют гетерогенный кристаллический фундамент Олекмо-Витимской горной страны, на котором в локальных прогибах формировались верхнеархейские образования. Последние метаморфизованы слабее по сравнению с толщами фундамента (от филлитовой до амфиболитовой ступени).

Геологическая граница между нижней супракrustальной и верхней метавулканогенно-осадочной частями разреза нижнего докембрия бассейнов рек Калар и Таксимо отвечает одному из наиболее крупных перерывов в геологической истории района, связанному с существенным изменением геотектонических и геотермальных условий. Нижнеархейские образования Среднего Витима сопоставимы со сходными толщами других регионов по трем корреляционным уровням. К нижнему относятся каларская серия Среднего Витима, алданский комплекс (тимптонская и джультулинская серии), шарыжалгайская серия Присаянья. Средний уровень объединяет тостурскую серию Среднего Витима, слюдянскую серию Хамар-Дабана, ольхонскую серию Прибайкалья, джалтукскую серию Северо-Муйской глыбы, киндиканскую толщу Южно-Муйской глыбы. К верхнему уровню относятся макаринская серия, дербинская серия Восточного Саяна, становой комплекс (или его часть) Станового хребта.

ЛИТЕРАТУРА

Коников А. З., Шалек Е. А. Стратиграфия нижнего докембрия западной части Олекмо-Витимской горной страны // Геология и минералогия докембрия региона БАМ. Л.: Наука, 1981. С. 25—44.

Лейтес А. М. Докембрийский кристаллический комплекс междуречья Сюльбана и Конды (Олекмо-Витимская горная страна) // Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Неелов А. Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей // Геология докембрия: Докл. сов. геологов. МГК, XXIII сес. Л.: Наука, 1968. С. 41—51.

Неелов А. Н. и др. Юго-западная граница и возраст Алданского щита // Геология и геофизика. 1962. № 11. С. 52—59.

Прокофьев А. А. О возможной корреляции разрезов глубокого докембрия Присаянья и Алданского района // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. М.: Недра, 1971. С. 92—101.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.

Смеловский С. П. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Олекмо-Витимской горной страны (север Читинской области) // Зап. Заб. фил. геогр. о-ва СССР. 1966. Вып. 32, № 4. С. 81—227.

Фалькин Е. М., Озерский А. Ф., Фалькина Н. А. Геология докембрия северной части Читинской области // Тез. докл. 5-й геол. конф. Чит. геол. упра. Чита; ЗабНИИ Мингео СССР, 1966.

Фролова Н. В. Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири // Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицированных стратигр. схем Сибири. М.; Л., 1958. С. 240—245.

Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 227 с.

Шульдинер В. И., Озерский А. Ф. Геология нижнего докембрия Шилка-Олекминского междуречья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 8. С. 102—113.

Шульдинер В. И., Томбасов И. А. Стратиграфия архея на юго-западе Олекмо-Витимской горной страны // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 24—32.

Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири) / Крылова М. Д. и др. Л.: Наука, 1972. 180 с.

И. А. ТОМБАСОВ, С. М. СНИЦА

СТРАТИГРАФИЯ УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА ИКАБЬЯ-ЧИТКАНДИНСКОГО РАЙОНА

Названный район является стратотипическим для удоканского комплекса, схема стратиграфии которого постепенно совершенствуется (Салоп, 1964; Богданов и др., 1966; Федоровский, 1972; и др.). В последние годы в процессе проведения геологосъемочных работ получены новые данные по геологии этого района, которые повлекли за собой и изменение существующих представлений о строении Удоканского прогиба и частично о разрезе удоканского комплекса.

Во-первых, было установлено, что современные контуры выходов удоканского комплекса в Удоканском районе не являются контурами авлакогена или конседиментационного прогиба, как считают некоторые исследователи (Федоровский, 1972). Изученная Удоканская зона представляет собой грабен, приведенный в тектоническое соприкосновение с горстовыми блоками фундамента и являющийся частью крупного палеобассейна. В процессе оформления этих дизъюнктивных структур приконтактные части удоканского чехла были подвергнуты интенсивному рассланцеванию, а в непосредственном контакте развивались узкие зоны метасоматитов, которые ранее трактовались как базальный горизонт комплекса.

Во-вторых, в разрезе комплекса было выявлено структурно-метаморфическое несогласие (особенно отчетливое в северном крыле грабена), что послужило основанием для проведения границы между кодарской и чинейской сериями. Ранее всеми исследователями без исключения граница этих серий (которые именовались подсериями) проводилась выше по разрезу: между аянской и инырской свитами, имеющими между собой постепенные переходы.

Новый фактический материал позволил также пересмотреть и ряд других положений, касающихся стратиграфии комплекса, в целом же разделение его на три серии — кодарскую, чинейскую и кеменскую — сохраняется.

Кодарская серия состоит из боруряхской и веселинской свит. Выделяемая ранее в основании комплекса ортуряхская свита представляет собой толщу монотонных мезо- и меланократовых слюдистых сланцев, содержащих редкие прослои кварцитов и карбонатных пород. На небольшом отрезке (порядка 3 км) она соприкасается с фундаментом через базальный горизонт, в составе которого присутствуют слюдистые сланцы, метапесчаники, кварциты, метагравелиты, кварцевые метаконгломераты. Мощность толщи не более 350 м. Выделение ее в основании комплекса является скорее данью устоявшейся традиции. Наиболее вероятно, что эта метаморфическая толща, оконтуривающая весь Икабья-Читкандинский грабен устойчивой полосой динамометаморфических сланцев, сформировалась по разным стратиграфическим уровням кодарской серии. По этой причине в стратиграфические схемы комплекса ортуряхскую свиту включать не рекомендуется.

Боруряхская свита весьма своеобразна по составу и обычно легко диагностируется — это метаморфизованные алевролиты-песчаники, алевролиты и

песчаники, в том числе грубозернистые, в различной степени насыщенные прослоями кварцитов, метаморфизованных кварцевых гравелитов и конгломератов. С ними нередко ассоциируют монотонные пачки черных «углистых» метаалевролитов, спорадически присутствуют прослои мраморов. Не исключен вариант, что указанный в ортуряхской «свите» трехкилометровый базальный горизонт является принадлежностью боруряхской свиты. Максимальная мощность свиты оценивается в 500 м.

Веселинская свита согласно залегает на боруряхской и фиксируется по резкому исчезновению специфических боруряхских пород. Свита весьма однообразна по строению, в основном представлена слоистыми и тонкослоистыми флишоидного типа метапесчаниками и метаалевролитопесчаниками, обязательным и характерным ее компонентом являются прослои известково-силикатных пород. По характеру слоистости, насыщенности прослоями, интенсивности сингенетической сульфидизации свита подразделяется на две пачки, каждая из которых по мощности достигает 300—500 м, а в целом мощность свиты колеблется от 460 до 670 м.

Отложения боруряхской и веселинской свит обладают сложной разнорядковой складчатостью, зеркало которой нередко ориентировано перпендикулярно как к внешнему контуру грабена, в том числе и к моноклинально рассланцованной толще, именуемой ортуряхской свитой, так и к более спокойным структурам вышезалегающих свит чинейской серии. По сравнению с последней отложения кодарской серии испытали два этапа складчатости, и лишь следующий, третий этап преобразования этих пликтивных структур с широким проявлением интенсивного рассланцевания стал первым складчатым этапом для чинейской и, видимо, кеменской серий.

Породы серии испытали три этапа метаморфических превращений. Первый из них, судя по всему, не очень высокий и почти полностью затухает последующими преобразованиями. Метаморфизм второго этапа определяется как метаморфизм умеренного давления типа Барроу в условиях начальной ступени амфиболитовой фации, а третий этап отличается низким давлением (тип Абакума) и повышенными температурами, индикаторами которых явились кордиерит и изометричный биотит, а вблизи фундамента и силлиманит. Эти два последних главных метаморфических процесса проявились и в вышезалегающих отложениях чинейской серии, но там они характеризуются более низкотемпературными парагенезисами, причем смена этих разнотемпературных ассоциаций происходит довольно резко и на одном и том же стратиграфическом уровне. Такое явление можно объяснить лишь эндотермическим эффектом (Миясиро, 1976) или эффектом цоколя (Гитар, 1970), что еще раз подчеркивает метаморфическое несогласие этих серий.

Чинейская серия включает в себя согласно залегающие икабийскую, аянскую, инырскую, читкандинскую, александровскую и бутунскую свиты.

Икабийская свита представлена черными и темно-серыми метаморфизованными алевролитами и алевролитопесчаниками, в различной степени насыщенными прослоями и пачками мелко- и тонкозернистых слюистых метапесчаников и содержащими редкие прослои известковистых кварцитовидных метапесчаников, которые при повышении метаморфизма переходят в гранатактинолит-кварц-плагиоклазовые породы. Основание свиты литологически изучены слабо, лишь в одном сечении в базальной пачке переслаивания метаморфизованных песчаников, алевролитов и известковых кварцитовидных песчаников, алевролитов и известковых кварцитовидных песчаников в последних была обнаружена крупная галька метаалевролитов. Свита подразделяется на две пачки, нижняя из которых обычно значительно менее мощная, представлена тонкопараллельно-слоистыми, волнисто-слоистыми, иногда с текстурами взмучивания метапесчаниками и метаалевролитопесчаниками, а верхняя характеризуется значительным преобладанием в своем составе метаалевролитов и метаалевролитопесчаников, формирующих или монотонную черную толщу, или толщу переслаивания их с серыми метапесчаниками. Мощность

чаников в последних была обнаружена крупная галька метаалевролитов. Свита подразделяется на две пачки, нижняя из которых обычно значительно менее мощная, представлена тонкопараллельно-слоистыми, волнисто-слоистыми, иногда с текстурами взмучивания метапесчаниками и метаалевролитопесчаниками, а верхняя характеризуется значительным преобладанием в своем составе метаалевролитов и метаалевролитопесчаников, формирующих или монотонную черную толщу, или толщу переслаивания их с серыми метапесчаниками. Мощность свиты значительно колеблется — от 200 до 1000 м.

Аянская свита согласно, обычно с постепенным переходом, залегает на икабийской свите. Характеризуется она тонкой перемежаемостью метаморфизованных песчаников и алевролитов, умеренно насыщенных прослоями известковистых кварцитовидных метапесчаников. Тонкая слоистость пород обычно параллельная, часто градационная, реже прерывистая, волнистая, для песчаников характерна косая слоистость, текстуры взмучивания, местные размывы. Мощность свиты колеблется от 120 до 750 м, на некоторых участках происходит полное выпадение ее из разреза.

Инырская свита имеет с аянской четкую устойчивую границу, хотя нередко переход между этими свитами постепенный за счет сохранения в инырской свите главного аянского элемента — тонкого переслаивания. Характерной чертой инырской свиты является ее четырехкомпонентное строение, обусловленное чередованием, нередко цикличным, пачек или слоев: 1) серых кварцитовидных, обычно известковистых метапесчаников, 2) темно-серых, часто с лиловатым оттенком «оспелых» метапесчаников или метаалевролитопесчаников, 3) тонкопереслаивающихся метаалевролитов и метапесчаников и 4) черных метаалевролитов. Переслаивание песчаников и алевролитов часто градационное, песчаникам нередко присущи косая и мультислоистая слоистость и текстуры взмучивания. Среди перечисленных компонентов особое место занимают темно-серые, часто с лиловатым оттенком метапесчаники, которые образуют монотонные пачки мощностью до 250—400 м, «мигрирующие» по всему разрезу, но наиболее часто приуроченные к его верхам. Мощность свиты от 120 до 850 м.

Читкандинская свита довольно резко отличается от инырской значительно большей монотонностью разреза, особенно в низах. Основными разновидностями пород свиты являются метаморфизованные тонко-, мелко-, редко среднезернистые песчаники, обычно известковистые или известковые, нередко кварцитовидные. Эти песчаники в форме грубого, реже тонкого переслаивания на различных участках имеют разное соотношение, среди них в очень ограниченном количестве присутствуют прослои и горизонты метаалевролитов, магнетитовых метапесчаников, карбонатных пород и убогих медистых метапесчаников. Для основных разновидностей метапесчаников существует еще один весьма важный цветовой признак: в нижней части разреза песчаники часто имеют зеленоватый оттенок, в верхней — розоватый или буроватый, что в сочетании с другими признаками служит основанием для подразделения свиты на две подсвиты. Нередко песчаники обладают маятниковой ритмичностью — признак только читкандинской свиты, часто косослоистые и косоволнисто-слоистые серии. Мощность свиты колеблется в весьма широких рамках — от 300 до 1300 м.

Александровская свита резко отличается от нижележащих свит значительно более разнообразным набором пород, находящихся обычно в тонком или среднем переслаивании, и резко повышенной их карбонатностью. В строении свиты участвуют метаморфизованные алевролиты, аргиллиты, филлиты, песчаники, кварциты, доломиты, известняки. Весьма устойчивым признаком пород свиты являются трещины усыхания, знаки ряби, а также примазки медной зелени на поверхностях наслоения. В разрезе присутствуют уровни, представленные медистыми метаморфизованными песчаниками и алевролитами. Мощность свиты наиболее устойчива и минимальна — 130—230 м. В черных аргиллитах с трещинами усыхания, знаками ряби по плоскостям напла-

тования обнаружены эллипсоидные образования и изолированные валики, напоминающие остатки медузоидов и следов жизнедеятельности илоедов.

Бутунская свита весьма своеобразна по строению и обладает рядом признаков, присущих только ей. Это, в первую очередь, мощные прослои карбонатных пород, преимущественно доломитов, очень широко распространенные массивные серые, с лиловатым или розоватым оттенком алевролиты и песчаники, обычно альбитизированные, и с вкрапленностью железной слюды, большое количество разнообразных брекчий. Весьма ограничено в разрезе свиты развиты алевролиты, аргиллиты и песчаники, формирующие отчетливо тонкослоистые пачки. Мощность свиты оценивается в 300—600 м. В известняках и доломитах обнаружены различные постройки строматолитов: биостромы, биогермы, желваки и калиптры, часто в тех же слоях присутствуют многочисленные удокации, являющиеся остатками примитивных кишечнополостных, а в известняках по руч. Элин встречены крупные онколиты. В черных аргиллитах в низах свиты отмечены редкие фрагменты следов жизнедеятельности.

Как видно из приведенной характеристики, разрез чинейской серии разделяется на две части, которые на данном этапе можно рассматривать в качестве подсерий. Икабья-аян-иньрский уровень (нижняя подсерия) объединяет отложения с очень близкими условиями накопления, соответствующими подножию материкового склона и формирующими крупные монотонные пачки песчаников и алевролитов и постоянно на их фоне турбидитов и контуритов. Читканда-александровско-бутунский уровень (верхняя подсерия) отражает уже совершенно иной характер накопления осадков. В строении разреза и составе этих осадков читаются постепенное обмеление, периодическое осушение бассейна и переход его в эвапоритовый тип. Характерная черта этого времени — резко усиливающаяся карбонатность.

Кеменская серия состоит из талаканской, сакуканской и намингинской свит.

Талаканская свита в ряде участков имеет отчетливое согласное залегание на бутунской свите, что позволяет отрицать утверждение некоторых исследователей (Апольский и др., 1984; и др.) о разных этапах диастрофизма, разделенных этой границей. Характеризуется свита ритмичным переслаиванием алевролитов, песчаников и аргиллитов, которые в нижней своей части содержат горизонты гравелитов, грубозернистых песчаников и конгломератов. Свита, мощность которой оценивается в 1100—1450 м, подразделяется на ряд подсвит и пачек, не всегда устойчивых по латерали, особенно в низах разреза. В нижних горизонтах свиты в аргиллитах обнаружены следы жизнедеятельности, а также проблематичные овальные, типа медузоидов, образования. Выше по разрезу в алевролитах установлены силуэты плоских червей типа дикинсоний, отнесенных к новым таксонам, а также нечеткие следы илоедов типа планолитесов.

Сакуканская свита представляет собой весьма мощную песчаниковую толщу, постепенно, путем вытеснения алевролитов, сменяющую вверх по разрезу талаканскую свиту. Песчаники аркозовые и полимиктовые, часто известковистые, массивные или горизонтально- и косослоистые за счет маритовых слоев. В средней части свиты выделяется интервал насыщения песчаников галькой дальнеприносных пород и «катышами» и обломками алевролитов и аргиллитов, что позволило разделить свиту на подсвиты и пачки. Верхняя подсвита, развитая в основном западнее описываемого района, характеризуется насыщением известковистыми песчаниками и, главное, присутствием богатого меденосного пласта. Мощность свиты колеблется от 1500 до 3000 м.

Намингинская свита развита за пределами описываемого района только в ядре Намингинской синклинали, где она согласно залегает на верхне-сакуканской подсвите и сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Мощность свиты, разделенной на ряд пачек, составляет 1150—1400 м. В ее разрезе обнаружены массовые слепки медузоидов-нимбий, а также проб-

лематика, близкая к следам жизнедеятельности, и единичные следы жизнедеятельности илоедов типа планолитесов.

Возраст удоканского комплекса. Перечисленные выше органические остатки удоканского комплекса изучены Е. С. Вильмовой (Читинский политехнический институт) и Т. А. Саютиной (ПИН АН СССР). При исследовании удоканий установлены ветвление трубочек, внешняя ребристая их скульптура, необычные захоронения. Эти данные послужили основанием для отнесения удоканий к древнейшим кишечнополостным. Следы жизнедеятельности аннелидоподобных существ представлены четырьмя видами таких известных родов, как гордии, хондритес и планолитес, появляющихся в палеонтологической летописи с венда. Обнаруженные в алевролитах талаканской свиты силуэты билатерально-симметричных сегментированных остатков, напоминающих вендских дикинсоний, отнесены к новым таксонам. Многочисленные остатки медуз из намингинской свиты определены как *Nimbia occlusa Fedonkin*, которые широко распространены в вендских отложениях Приднестровья и Белого моря (Федонкин, 1981; Вендская система, 1985).

Анализируя удоканскую биоту в целом, можно заключить, что по строматолитам, микрофитолитам и микрофоссилиям она близка к рифейской, а по появлению остатков таких высокоорганизованных существ, как кишечнополостные, аннелидоподобные и плоские черви, — к вендской биоте. Отличительными признаками удоканской биоты являются отсутствие таких типичных вендских представителей, как чарнииды, птеридинииды и др., крайне обедненный ее таксономический состав, более простые морфологические признаки, обилие проблематичных образований, несопоставимых с известными вендскими остатками. Эти особенности позволяют считать удоканскую биоту одной из разновидностей позднпротерозойской биоты в целом.

Данные же изотопной геохронологии резко противоречат палеонтологическим определениям. Удоканский комплекс на основании изотопного датирования как метаморфических минералов, так и рвущих его магматических пород, а также на основании геологических данных был определен и зарегистрирован как стратотип или парастратотип нижнего протерозоя Сибири и прокоррелирован с подобными образованиями всего мира (Федоровский, 1972; Салоп, 1973). В Кодаро-Удоканской зоне удоканский комплекс служил и служит нижнепротерозойским возрастным репером, от которого идет расстановка в стратиграфической шкале геологических комплексов, как более молодых, так и более древних. Верхний возрастной предел удоканского комплекса по геологическим данным определяется как дораннерифейский, по радиологическим ограничивается цифрой 1800—2000 млн лет, а по биостратиграфическим данным возраст чинейской и кеменской серий определяется как рифейско-вендский.

Нижняя граница комплекса также не вполне определенная. Большинство исследователей, уверовав в непрерывность разреза комплекса, приписывают ему и единый неразрывный цикл формирования — нижнепротерозойский. Якутские же геологи отрывают от удоканского комплекса кодарскую (в нашем понимании) серию и именуют ее верхнеархейской (за исключением А. Ф. Петрова, 1976), обосновывая такое выделение из удоканского комплекса структурным несогласием и разделяющим этапом гранитообразования (Ахметов, Бирюлькин, 1983). По нашим данным, между кодарской серией и последующей чинейской существует структурное и метаморфическое несогласие, но какой интервал времени охватывает это несогласие, для нас осталось неясным.

Анализируя геологию и геохронологию фундамента удоканского комплекса, можно констатировать, что изотопный возраст подстилающих гранито-гнейсов составляет 2600—2630 млн лет, последующие тектоно-магматические вспышки приходятся на 2100—2300 млн лет, 1900, 1780 и гораздо реже на 900—1100 млн лет (Рублев и др., 1987). Эти цифры, видимо, должны отражаться и в удоканском чехле, в его структурном и метаморфическом преоб-

разовании.

Исходя из всего сказанного, вопрос о возрасте чинейской и кеменской серий остается открытым, да и возраст кодарской серии якутскими и читинскими геологами толкуется противоречиво. Следуя только геологическим фактам и учитывая региональную связь многих явлений и комплексов во всех существующих схемах с нижнепротерозойским возрастом удоканского комплекса, мы пока сохраняем под вопросом этот возрастной индекс охарактеризованного разреза. Если при дальнейших исследованиях факты и даты останутся прежними, то решение вопроса о возрасте удоканского комплекса выйдет за рамки местной проблемы, поскольку в противоречие войдут методы исследований — палеонтологический и радиологический.

ЛИТЕРАТУРА

Апольский О. П., Ермаков Б. В., Четкин В. С. Стратиграфическое и формационное расчленение удоканского комплекса // Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири: Тез. докл. Иркутск, 1984. С. 12—13.

Ахметов Р. Н., Бирюлькин Г. В. Проблемы стратиграфии верхнего архея Алданского щита // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983. С. 6—16.

Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Травин Л. Б. Медистые отложения Олёкмо-Витимской горной страны. Л.: Недра, 1966. 386 с. Вендская система / Отв. ред. Б. С. Соколов. М.: Наука, 1985. Т. 1. 221 с.; Т. 2. 238 с.

Гитар Ж. К вопросу о герцинском региональном метаморфизме палеозоя и докембрия Восточных Пиренеев // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 91—105.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.

Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1976. 120 с.

Рублев А. Г. и др. Геохронология раннепротерозойского гранитоидного магматизма Кодаро-Удоканской зоны // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 30—39.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.; 1967. Т. 2. 599 с.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с.

Федонкин М. А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука, 1981. 100 с.

Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 236.)

А. В. ГОЛОВКОВ, Ю. И. БЕРЕЗИН

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ОЛОНДИНСКОГО КОМПЛЕКСА

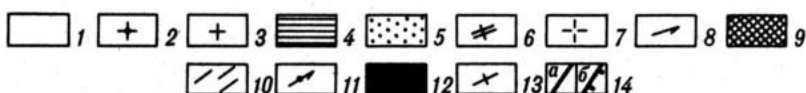
Район работ находится на границе Читинской области и Якутской АССР, в верхнем течении р. Олондо, левого притока р. Хани (бассейн р. Олёкма). Целью исследований является изучение вещественного состава и структуры Олондинского зеленокаменного пояса, сложенного стратифицированными метаморфическими породами (метаэффузивами), залегающими на гранитоидном фундаменте.

Выяснение геолого-структурных особенностей троговых зон (зеленокаменных поясов) относится к числу важнейших задач раннедокембрийской геологии. Часть исследователей рассматривает докембрийские троговые структуры Алдано-Станового и других регионов в качестве аналогов архейских зеленокаменных поясов Южной Африки, Канады и Австралии, с которыми связаны крупные рудные месторождения.

Образования олондинского комплекса ранее считались троговым аналогом икабийской свиты удоканской серии со значительной составляющей субпластовых тел габброидов тепраканского комплекса (Глуховский, 1976; Федоровский, Лейтес, 1968). При геологической съемке масштаба 1 : 50 000 олондинский комплекс выделялся как различные по составу бластомилониты (Борисов и др., 1980 г.) или вулканогенная толща с подчиненным количеством терригенных пород в разрезе (Габышев, 1969 г.). Последняя точка зрения поддерживается и развивается большинством исследователей (Другова и др., 1985; Добрецов и др., 1987).

Нами среди различных по составу и возрасту метаморфических и гранитоидных образований выделяются (см. рисунок): архейские (доолондинский комплекс гранитоидов), позднеархейские (стратифицированный олондинский комплекс, первично-интрузивные комплексы ультраосновных ильменит-альп-актинолитовых сланцев и габбро-амфиболитов, ультраметаморфические комплексы пегматоидных гранитов и плагиогранитов), раннепротерозойские (удоканская серия, усукваунский комплекс метасоматитов, куандинский и кодарский гранитоидные комплексы).

Архейские доолондинские гранитоиды, слагающие фундамент Олондинской структуры, распространены в западной части исследованной территории. Они слагают массив, внутренняя структура которого осложняется серией крутых линейных син- и антиформных складок с крутыми углами падения крыльев (50—80°), с субмеридиональным простиранием осевых линий и субвертикальным падением осевых поверхностей. Гранитоиды представлены амфибол-биотитовыми двуполевошпатовыми ориентированными гранито-гнейсами и гранитами (в том числе метабластовыми), в меньшей мере полосчатыми гранодиорито-гнейсами среднезернистого, реже крупнозернистого сложения, серого и розовато-серого цвета. Они прорываются дайками пород кислого состава, аналогичными по составу и структурно-текстурным особенностям кислым разностям олондинского комплекса, дайками и силлоподобными телами габбро-амфиболитов, аналогичных габбро-амфиболитам, широко-



Схематическая геологическая карта участка Олондо.

1 — четвертичные отложения; 2—5 — раннепротерозойские образования: 2 — граниты кодарского комплекса, 3 — гранито-гнейсы куандинского комплекса, 4 — метасоматиты усуйкаунского комплекса, 5 — осадочно-метаморфические породы удоканской серии; 6—12 — позднеархейские образования: 6 — плагиогранито-гнейсы, 7 — пегматонидные граниты, 8 — габбро-амфиболиты, 9 — ильменит-тальк-актинолитовые сланцы, 10—12 — олондинский комплекс: 10 — кристаллические сланцы и гнейсы (метаандезиты, метадациты) третьего подкомплекса, 11 — амфиболиты (метабазальты) второго подкомплекса, 12 — тальк-актинолитовые сланцы, оливиниты (метакоматиты) первого подкомплекса; 13 — архейские гранито-гнейсы; 14 — тектонические нарушения: взбросы (а), надвиги (б)

ко проявленным среди образований олондинского комплекса, а также жилами ориентированных плагиогранитов позднеархейского возраста.

Образования олондинского стратифицированного комплекса, развитого в центральной части изученной территории, пользуются наибольшим распространением среди других комплексов. Последовательность чередования в разрезе различных по составу пород и их структурное положение послужили основанием для выделения трех подкомплексов (снизу).

Первый подкомплекс — породы ультраосновного состава (метакоматиты), представленные зеленоватыми мелко-, среднезернистыми массивными или осланцованными оливинитами и образующимися по ним тальк-актинолитовым с карбонатом сланцами. Среди этих пород отмечаются линзовидные и жилевидные маломощные обособления кальцита, голубого талька, асбеста. В оливиновых породах прослеживается проблематичная реликтовая подушечная отдельность.

Второй подкомплекс — амфиболиты плагиоклаз-роговообманковые (метабазальты), состав которых изменяется в широких пределах. Это темно-серые до черных с зеленоватым оттенком среднезернистые породы с массивной или нечетко ориентированной текстурой и проблематичной реликтовой текстурой подушечной отдельности. Для осланцованных разностей характерна свилеватая текстура.

Третий подкомплекс — гнейсы и сланцы различного состава (метаандезиты, метадациты): биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые, мелкозернистого или тонкозернистого сложения, с массивной или полосчатой текстурой. Содержание кварца и амфибола варьирует в широких пределах. Характерны реликтовые дорфировые выделения идиоморфного плагиоклаза. Сюда же отнесены гнейсы и сланцы со ставролитом, гранатом, андалузитом, приуроченные к зонам рассланцевания вдоль контакта плагиогранито-

гнейсов, которые ассоциируют с метасоматитами усуйкаунского комплекса и гранитами куандинского комплекса и, по-видимому, представляют собой метасоматически преобразованные породы подкомплекса. К этому же подкомплексу отнесены дайки, развитые в фундаменте и сложенные породами, аналогичными по составу и структурам гнейсам подкомплекса.

Последовательное согласное чередование в разрезе пород различного состава всех трех подкомплексов, частое изменение мощности отдельных прослоев в разрезе и по простирацию, появление идиоморфных порфировых зерен плагиоклаза в гнейсах и сланцах, развитие даек того же состава в породах фундамента и сохранность проблематичной реликтовой подушечной отдельности в ультраосновных и основных породах свидетельствуют в пользу первично-эффузивного происхождения пород.

Абсолютный возраст кислых и средних пород комплекса определен по цирконам Pb—Pb-методом в 2900 млн лет (Другова, и др., 1985).

Разрез олондинского комплекса осложняется секущими дайками и согласными телами ультраосновных измененных пород — ильменит-талк-актинолитовых сланцев.

Значительное распространение среди образований олондинского комплекса имеют также согласные тела и реже дайки габбро-амфиболитов, имеющих массивные и ориентированные текстуры. Характерны изменения структуры при переходе от эндоконтакта к внутренним частям тел: скрытокристаллические (базальтоидные) разности с порфировкрапленниками плагиоклаза сменяются микрогаббро и далее мелко-среднезернистыми габбро. Скин-литы габбро-амфиболитов отмечаются среди плагиогранито-гнейсов, прорывающих олондинский комплекс. В габбро-амфиболитах прослеживаются согласные с кристаллизационной сланцеватостью маломощные зоны окварцевания с магнетитом и сульфидами.

На участке работ Олондинская структура раздваивается на две ветви — Олондинскую (восточную) и Тарынг-Юрхскую (западную). Общий структурный облик ветвей определяется серией сжатых протяженных линейных складок с субмеридиональным и север-северо-восточным простираанием осевых линий. Угол между крыльями составляет 10—50°. Шарниры складок полого (10—20°) погружаются на юг и юго-запад. Осевые поверхности имеют субвертикальное или чаще западное падение в западной ветви и восточное — в восточной. Единый стиль складчатости олондинского комплекса и двуполевошпатовых гранитоидов фундамента является дополнительным указанием на доскладчатое, вероятно доолондинское, время формирования этих гранитоидов.

Среди архейских гранито-гнейсов фундамента в западной части структуры нами выделены незначительные изометричные согласные и секущие тела пегматоидных лейкократовых гранитов, которые прорывают дайки разгнейсованных метаандезитов олондинского комплекса и в то же время сами прорываются жилами ориентированных плагиогранито-гнейсов.

На восточном ограничении Олондинской структуры и в меньшей мере среди образований олондинского комплекса развиты амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогранито-гнейсы до диорито-гнейсов, в которых содержатся многочисленные скиалиты кислых и основных пород. Форма отдельных малых тел в большинстве случаев линзовидная, пластинообразная, согласная со складчатой структурой олондинского комплекса, а более крупные тела слагают купольные структуры, осложненные син- и антиформными складками. Таким образом, формирование плагиогранито-гнейсов происходило после главного этапа складчатости олондинского комплекса, в отличие от доскладчатых двуполевошпатовых гранитоидов фундамента. Возраст комплекса принимается нами как позднеархейский послеолондинский.

Стратифицированные образования раннего протерозоя в районе представлены только отдельным изолированным выходом метаалевролитов, метапесчаников, слюдястых сланцев удоканской серии, в которых отчетливо вид-

ны слоистость и наложенная на нее сланцеватость. Падение пород на юг под углом 50° . Отнесение метаосадочных пород к удоканской серии условное — по составу пород и степени метаморфизма.

Этап раннепротерозойской активизации начинается с формирования разломов и зон рассланцевания, приуроченных обычно к контактам гранитоидов и пород олондинского комплекса. Эти структуры субсогласны с ориентировкой складчатых структур олондинского комплекса или секут их под острым углом. Преобладающее простирание зон рассланцевания составляет 50° . Разломы, ограничивающие Олондинскую структуру, представлены, по-видимому, взбросами, иногда переходящими в надвиги. Движения по разломам повлияли на ориентировку падения осевых поверхностей ранее образованных линейных складок и привели к формированию приразломной складчатости с погружением шарниров в западном направлении ($285-300^\circ$) с углами $30-85^\circ$ и южным падением осевых поверхностей под углами $30-50^\circ$.

В зонах наложенного рассланцевания вблизи границ олондинского комплекса, реже среди пород комплекса развиты метасоматические образования (усуваунский комплекс) — гранатовые, биотитовые, биотит-амфиболовые, ассоциирующие с линзовидными и неправильной формы телами лейкократовых и двуслюдяных, а также гранатосодержащих гранито-гнейсов куандинского комплекса.

В поле развития удоканской серии проявлены дайки и малые тела мелкозернистых массивных лейкократовых и биотитовых гранитов кодарского комплекса с рвушими взаимоотношениями.

Таким образом, в строении Олондинского зеленокаменного пояса, имеющего первично-вулканогенную природу, по закономерному чередованию и смене вулканитов от ультраосновных — основных до средних и кислых намечается выделение трех подкомплексов. Вулканогенный разрез осложнен первично-интрузивными малыми телами (секущими и субпластовыми) метавулканитов и крупными силлами метагаббро. Структурный план олондинского комплекса определяется складчатостью субмеридионального и северо-восточного направления, по отношению к которой гранитоиды района разделяются на доскладчатые гранито-гнейсы, имеющие ту же структуру, что и олондинский комплекс и постскладчатые плагиогранито-гнейсы, образующие куполообразные структуры.

ЛИТЕРАТУРА

Глуховский М. З. Троговый комплекс Алданского щита и его обрамления // Геология и геофизика. 1976. № 6. С. 3—7.

Добрецов Н. Л. и др. Минералогия и геохимия коматитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1987. С. 34—49.

Другова Г. М. и др. Троговые комплексы западной части Витимо-Алданского щита // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. С. 102—111.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны // Геотектоника. 1968. № 4. С. 114—127.

Е. П. МИРОНЮК, А. Н. ТИМАШКОВ, Э. Л. МАГНУШЕВСКИЙ

К СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ БАСЕЙНОВ ГИЛЮЯ И ОЛЕКМЫ

Изучено несколько зон и участков массового распространения метаморфических толщ докембрия, которые нередко по традиции относятся к становому комплексу, хотя с начала 60-х гг. было отмечено (Б. Л. Годзевич, И. Г. Кислякова, Л. П. Карсаков, Т. А. Милай, В. Н. Мошкин и др.), что это понятие объединяет разнородные и разновозрастные толщи и поэтому в качестве стратиграфического термина является невалидным. Вместе с тем для конкретных образований страторегiona на Становом хребте правомочно использование термина «становая серия», как это и было предложено Н. Г. Судовиковым и др. (Геология..., 1965). Одна из изученных зон (Тимптоно-Моготская) и служит страторегионом этой серии. Другие зоны — Гетканская и Асынканская — равноценны первой и представляют собой страторегионы иных серий (рис. 1). Во всех зонах и на изученных участках предлагаемая стратификация является модельной, исходя из априорности местоположения в разрезе одного из выбранных литографических подразделений. Приведенные мощности условны, так как нигде не наблюдались непрерывные полные разрезы.

В Тимптоно-Моготской зоне изучены четыре участка.

Нагорнинский участок ограничен разломами — Холодниканским на севере и Якутским (по р. Якут) на юге. Метаморфические породы рассредоточены здесь среди полей син- и докинематических гранитоидов (от 20 до 70% объема) и в структурном отношении принадлежат к двум доменам: северному и южному. Северный характеризуется малоамплитудными сложными складками с умеренными углами падения осевых плоскостей, а южный отличается большими крутизной, степенью сжатости и амплитудами изоклинальных складок, чаще сопровождается посткинематическими интрузиями гранитоидов, зонами диафореза, мелкими интрузиями метагабброидов. В направлении с севера на юг на участке последовательно обнажаются следующие толщи (снизу вверх).

Первая толща (600 м) — плагиогнейсы и гнейсы биотитовые, эпидот-биотитовые, редко роговообманково-биотитовые со слоями гнейсов эпидот-двуслюдяных, сланцев кварц-плагиоклаз-роговообманковых (иногда с эпидотом), эпидот-роговообманков-плагиоклазовых, кварц-двуслюдяно-плагиоклазовых. Постоянно присутствуют линзы сланцев биотит-эпидот-плагиоклаз-кварцевых, кварцитов, плагиогнейсов гранат-биотит-роговообманковых, сланцев плагиоклаз-роговообманковых, редко амфиболитов. Эта толща так же, как и следующая, обнажена в бассейне левых притоков р. Тимптон к северу от ст. Нагорный.

Вторая толща (700 м) начинается пачкой чередования (до 200 м) сланцев плагиоклаз-роговообманковых (нередко с кварцем и биотитом), плагиогнейсов биотитовых и биотит-роговообманковых и линз амфиболитов, гнейсов биотит-гранатовых. Она сменяется слоем биотитовых плагиогнейсов и пачкой переслаивания со сланцами биотит-роговообманковых (иногда с гранатом),

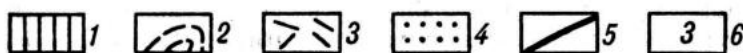


Рис. 1. Геолого-структурная схема бассейнов Гилыя и Олёкмы.

1 — нижнеархейские гранулитовые комплексы; 2, 3 — верхнеархейские амфиболитовые комплексы; 2 — штыжакского и джигдалинского типов, 3 — иных типов; 4 — нижнепротерозойские комплексы; 5 — главные раннедокембрийские разломы; 6 — стратотипические участки Тимптоно-Моготской (1—4) и Гетканской (5, 6) зон; 1 — Нагоринский, 2 — Хребтовый, 3 — Лаприйский, 4 — Бестужевский, 5 — Тыдинский, 6 — Амуналинский; 7 — Асынканская зона

плаггиоамфиболитов. Содержание биотитовых гнейсов и плаггиогнейсов в пачке невелико, однако быстро нарастает вверх по разрезу до преобладания (85%).

Третья толща (900 м) вскрыта в долине Тимптона западнее ст. Нагорный и представлена сланцами и плаггиогнейсами биотит-плаггиоклаз-роговообманковыми со слоями сланцев роговообманково-плаггиоклазовых, реже клинопироксен-плаггиоклаз-роговообманковых, эпидот-кварц-плаггиоклаз-роговообманковых, плаггиоамфиболитов и линз амфиболитов (иногда с гранатом и эпидотом). Постоянно присутствуют слои гнейсов эпидот-биотитовых, сланцев биотит-плаггиоклазовых с редкими линзами гнейсов гранат-биотитовых. В кровле залегает пачка (до 200 м) сланцев плаггиоклаз-роговообманковых, плаггиогнейсов биотит-роговообманковых с линзами плаггиоамфиболитов, сланцев плаггиоклаз-роговообманковых, гнейсов плаггиоклаз-роговообманковых. Имеются слои кварцитов магнетитовых, реже слюдяных. Выше этой толщи залегают лейкократовые гнейсы со слоями плаггиогнейсов биотит-гранат-кианитовых.

Хребтовый участок (по хр. Становому между истоками Средней Ларбы и Гонама) расположен у места резкого изменения регионального плана структур становид и отличается крупномасштабным развитием докембрийских гранитоидов (более 60% объема) разновозрастных зон разломов, расланцевания и диафтореза. Суперкрупные образования имеют здесь только фрагментарное развитие с элементами сложной двукратной складчатости и сохраняют черты, свойственные отдельным пачкам нагоринского разреза.

Лаприйский участок (бассейн Лапри и правых притоков Могота) характеризуется северо-восточным простираем главных структурных элементов, сформированных в условиях общего перемещения масс в восточном направлении, что выражено широким распространением изоклинальных и опрокинутых складок с элементами хаотических структур, син- и посткинematических разломов. Поэтому моноклиналь, предполагаемая здесь Ш. Л. Абрамовичем, А. С. Вольским, М. Д. Крыловой и др., не подтверждается. Здесь наблюдаются две толщи.

Четвертая толща (до 1000 м) к востоку от низовьев Хитрушки до долины Могота представлена плаггиогнейсами и сланцами биотит-роговообманковыми и роговообманковыми со слоями плаггиогнейсов биотитовых, сланцев роговообманково-плаггиоклазовых, линзами плаггиогнейсов гранат-роговооб-

манковых (иногда с биотитом), сланцев клинопироксен-плагиоклаз-роговообманковых, плагиоклаз-магнетит-кварц-роговообманковых. В верхах разреза наблюдается маркирующая «малиновская» пачка (до 200 м) гнейсов биотит-роговообманковых со слоями гранат-роговообманкового состава, линзами плагиоамфиболитов, кварцитов магнетитовых.

Пятая толща (не менее 700 м) начинается в низовьях и кончается в верховьях р. Хитрушка. Низы толщи представлены плагиогнейсами биотитовыми с редкими слоями плагиоклаз-роговообманковых сланцев, выше которых залегают плагиогнейсы биотит-роговообманковые с многочисленными слоями плагиогнейсов биотитовых, сланцев роговообманково-плагиоклазовых (в том числе с клинопироксеном) и линзами сланцев кварц-биотит-плагиоклазовых и кварц-плагиоклаз-гранат-роговообманковых. В маркирующей «максимовской» пачке (до 200 м), расположенной над биотитовыми плагиогнейсами нижнего слоя, залегают плагиогнейсы гранат-биотитовые, гранат-кианит-биотитовые, плагиогнейсы и гнейсы биотит-гранат-роговообманковые, кианит-гранат-двуслюдяные с линзами силлиманит-биотитовых гнейсов. В протоочках из пород этой толщи В. А. Глебовицким (Геология..., 1965) обнаружен ставролит. По мнению всех предшествующих исследователей, эта толща перекрывается сланцево-гнейсовой толщей верхней части разреза со слоями магнетитовых кварцитов. По нашим наблюдениям, здесь в крыльях сложной изоклинальной складки, обнажена четвертая толща.

Бестужевский участок расположен вдоль долины Гилюя между устьями рек Тында и Амнукачи. Здесь распространены метаморфические образования, контактирующие на востоке по разлому с тектонитами «штыкжакского» типа и слагающие сложную асимметричную мульду, открытую на северо-западное крыло мульды опрокинута на восток. К северу от долины Гилюя мульда сменяется узкими складками со сложными складчато-разрывными нарушениями. В центральной ее части отмечены лежащие складки, осевые плоскости которых погружаются на северо-восток. Здесь наблюдаются три толщи.

Шестая толща (до 800 м) в бассейне руч. Диялах находится на востоке в тектоническом отношении к «штыкжакским» сланцам. Здесь нормальное залегание толщи нарушено разломами, которые иногда контролируются позднескладчатыми основными интрузиями. В составе толщи преобладают сланцы плагиоклаз-роговообманковые, нередко с кварцем, биотитом, эпидотом. Встречаются линзы сланцев гранат-плагиоклаз-роговообманковых, плагиоамфиболитов, амфиболитов (иногда гранатовых). Текстурно-петрографические особенности этих пород свидетельствуют об их гетероморфизме, неравномерном распределении в толще и позволяют считать их первично-плутоническими. Повсеместно присутствуют плагиогнейсы и гнейсы биотитовые и биотит-роговообманковые. В низах и середине разреза отмечены две пачки (50—150 м) кварцитов, в том числе полиминеральных, графитовых и магнетитовых со слоями плагиогнейсов и гнейсов биотитовых, силлиманит-биотитовых, сланцев плагиоклаз-роговообманковых (иногда с гранатом, графитом). Б. Д. Годзевич описал здесь гнейсы кианит-гранат-биотитовые.

Седьмая толща (до 400 м) между устьями Диялаха и Могота имеет двухчленное строение. Нижняя часть при структурной конформности с шестой толщей и необнаженным контакте с ней состоит из плагиогнейсов биотитовых, иногда с эпидотом, магнетитом, роговой обманкой, с редкими слоями сланцев биотит-плагиоклаз-роговообманковых, кварцитов. Верхняя часть — это кварциты (иногда с полевыми шпатами, слюдами, амфиболами), среди которых содержится переменное количество (местами до 2/3 мощности) иных пород: плагиогнейсов и кварцито-гнейсов биотитовых, двуслюдяных (иногда турмалиносодержащих), амфибол-биотитовых, сланцев гранат-двуслюдяных, силлиманит-биотитовых с согласными телами ортопород плагиоклаз-роговообманковых. На севере в составе толщи обнаружены мраморы и кальцифиры.

Восьмая толща (до 500 м) широко представлена в бассейне руч. Сивагичи и завершает видимый разрез этой зоны. Она представлена сланцами роговообманковыми с переменным содержанием плагиоклаза (иногда с кварцем) и подчиненным количеством плагиогнейсов биотитовых.

Первые пять толщ могут быть объединены в составе становой, а последние три сопоставляются с талгинской серией, выделяемой южнее территории работ. Толщи первую и вторую предлагается назвать монахининской свитой, третью, аналогичную четвертой — нагорнинской, пятую — хитрушкинской, приняв наименования соответствующих подсквит по Н. Г. Судовикову и др. (Геология..., 1965). В талгинской серии шестую толщу предлагается выделять под названием диялахской, седьмую — бестужевской, восьмую — сивагичинской.

По составу метаматматических пород обе серии несколько различаются (рис. 2). В становой серии это почти непрерывный ряд, включающий базальтовые коматиты, толенты двух типов, субщелочные базальты и лейкобазальты, а также андезиты, дациты и риолиты. В талгинской серии обнаружен контрастный ряд от субщелочных базальтоидов (иногда низкожелезистых) до дацитов и риолитов (железистых). Для становой серии определен изо-

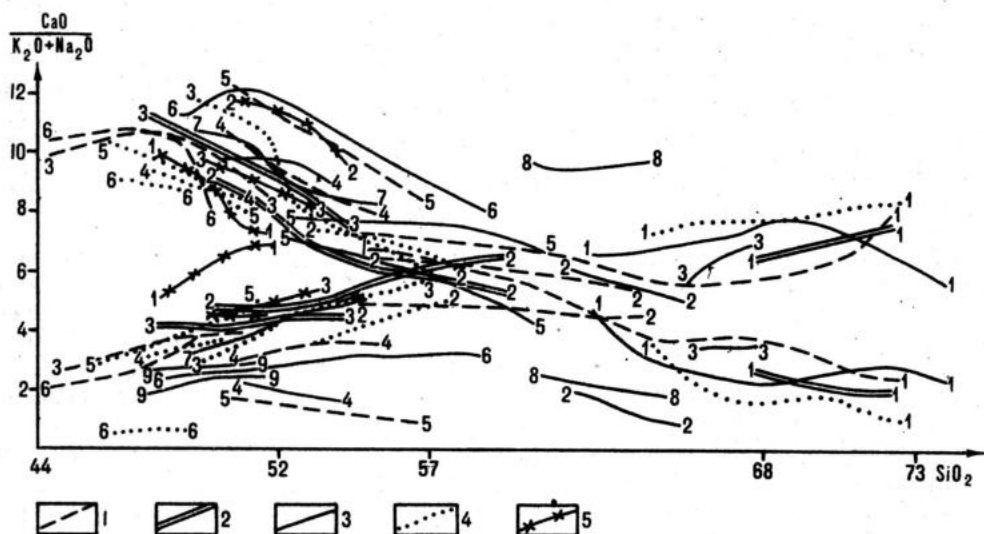


Рис. 2. Петрохимические диаграммы метаморфических пород.

Тимптоно-Моготская зона (1, 2): 1 — становой и 2 — талгинской серии; Гетканская зона (3, 4): 3 — тыдинская и 4 — желтулакская серии; 5 — асыканская серия одноименной зоны.

Номера вариационных линий составов пород соответствующих серий: становой серия (1—6): 1 — плагиогнейсы, реже гнейсы и сланцы биотитовые, иногда с эпидотом, амфиболом и мусковитом, переменной железистости, 2 — плагиогнейсы, реже гнейсы и сланцы роговообманковые, иногда с биотитом, эпидотом, 3 — сланцы плагиоклаз-роговообманковые, иногда с клинопироксеном, кварцем, биотитом, субщелочные, 4 — алюмосланцы, ферросланцы, сланцы роговообманково-плагиоклазовые, иногда с эпидотом, кварцем, биотитом, гранатом, нередко низкощелочные, 5 — сланцы плагиоклаз-роговообманковые, амфиболиты, иногда с эпидотом, клинопироксеном, низкожелезистые, 6 — ферросланцы и сланцы плагиоклаз-роговообманковые, переменной железистости и титанистости (TiO_2 ср. = 1,72%); талгинская серия (1—3): 1 — плагиогнейсы и гнейсы биотитовые, иногда с эпидотом, мусковитом, железистые, 2 — сланцы и алюмосланцы роговообманково-плагиоклазовые, иногда с кварцем, биотитом, гранатом, субщелочные, 3 — сланцы, реже алюмосланцы, плагиоклаз-роговообманковые, иногда с биотитом, кварцем, гранатом, амфиболом, 4 — сланцы плагиоклаз-роговообманковые, иногда с гранатом, кварцем, магнетитом, низкощелочные, 5 — алюмосланцы, сланцы роговообманково-плагиоклазовые до плагиогнейсов и гнейсов роговообманковых, иногда с биотитом, эпидотом, диопсидом, реже гранатом, ортоклазом, субщелочные, низкожелезистые, 6 — сланцы, реже ферросланцы, плагиоклаз-роговообманковые, иногда с кварцем, клинопироксеном, биотитом, переменной железистости, 7 — ферросланцы плагиоклаз-роговообманковые, иногда с биотитом, гранатом, титанистые (TiO_2 ср. = 1,5—4,0%), 8 — гнейсы биотитовые, щелочные, железисто-фосфористые, 9 — сланцы гранат-слюдяные, железисто-титанистые (TiO_2 ср. = 1,84%); джелтулакская серия (1—6): 1 — порфириды кварцсодержащие, переменной железистости, 2 — порфириды бескварцевые и малокварцевые, переменной железистости, иногда фосфористые, 3 — сланцы плагиоклаз-амфиболовые, иногда со слюдами, хлоритом, эпидотом, гранатом, низкожелезистые, 4 — алюмосланцы амфибол-плагиоклазовые, со слюдами, хлоритом, эпидотом, гранатом, в том числе из мелких интрузий, низкожелезистые, 5 — сланцы плагиоклаз-амфиболовые, иногда с биотитом, кварцем, эпидотом, субщелочные, титанистые (TiO_2 ср. = 2,1%), 6 — амфиболиты низкожелезистые; асыканская серия (1—3): 1 — сланцы и алюмосланцы роговообманково-плагиоклазовые, иногда с клинопироксеном, биотитом, щелочные, переменной железистости, фосфористо-титанистые (TiO_2 ср. = 2,02%), 2 — алюмосланцы и сланцы амфибол-плагиоклазовые, иногда с биотитом, эпидотом, кварцем, гранатом, низкожелезистые с $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2 > 1$, 3 — сланцы плагиоклаз-роговообманковые, иногда с кварцем, клинопироксеном, биотитом, субщелочные, переменной железистости

хронный возраст пород и минералов (нагорнинская свита, методы Pb/Pb и U/Pb по конкордии) — 3100—3300 млн лет (Решения..., 1982). Условия метаморфизма становой серии, по наблюдениям И. В. Козыревой и др. (1985), колеблются в диапазоне $T = 600\text{—}640^\circ\text{C}$, $P = 5,7\text{—}5,4$ кбар. Соотношение серий не выяснено. Условно принимается, что талгинская серия моложе становой.

Гетканская зона представляет основную структуру, в которой традиционно выделяются два структурных этажа с массовым син- и посткинматическим гранитообразованием в краевых ее частях. Оба этажа изучались на двух участках (рис. 1).

Нижний структурный этаж Тындинского участка максимально насыщен полигенными гранитоидами в осевой части структуры (более 70%) и состоит из двух толщ.

Первая толща (не менее 700 м) обнажена в долине р. Тынды вблизи ст. Беленькая, в том числе по руч. Маринскому. Она представлена роговообманковыми сланцами с переменным содержанием плагиоклаза, иногда с эпидотом, кварцем, реже биотитом, гранатом. Постоянно присутствуют слои плагиогнейсов биотит-роговообманковых, плагиогнейсов и гнейсов биотитовых (нередко с эпидотом, мусковитом). Линзы плагиоамфиболитов и клинопироксен-плагиоклаз-роговообманковых сланцев распределены в разрезе неравномерно.

Вторая толща (около 1000 м) вскрыта в районе ст. Беленькая, в бассейне р. Бурпала (в том числе по ее левому притоку — руч. Кипучему), а также в бассейне р. Желтулак. Она представлена фрагментарно среди гранитоидов плагиогнейсами и гнейсами биотитовыми, тонкополосчатыми и массивными (иногда с мусковитом, эпидотом, редко с гранатом) с отдельными слоями (особенно в низах разреза) плагиогнейсов биотит-роговообманковых. Редки линзы сланцев биотит-роговообманковых (иногда с эпидотом, гранатом), плагиоамфиболитов. В средней, иногда нижней частях присутствуют гнейсово-кварцитовые пачки (до 1500 м). Они сложены кварцитами магнетитовыми, реже мономинеральными, слюдяными и переслаиваниями с разнообразными кварц-силикат-магнетитовыми сланцами (с гранатом, амфиболами, биотитом, феррогиперстеном). Присутствуют отдельные линзы сланцев слюдяных, двуамфиболовых, плагиоклаз-роговообманковых. Имеются лишь косвенные доказательства того, что эти пачки разновозрастны. В парагенезисе с нижней пачкой находятся плагиогнейсы биотит-роговообманковые, а в верхней их нет. Рудные пласты нижней пачки простые и однородные, в то время как в верхней пачке они имеют сложное строение и содержат аномальные количества марганца (MnO до 0,5%).

В строении этого же структурного этажа на Амуликанском участке устанавливается трехчленный разрез.

Третья толща (до 1000 м) не имеет стратиграфических контактов с окружающими образованиями. Она состоит из сланцев биотит-плагиоклаз-роговообманковых и плагиогнейсов биотит-роговообманковых с отдельными слоями амфиболитов и плагиогнейсов биотитовых невыясненного происхождения.

Четвертая толща (около 1000 м) сложена плагиогнейсами биотитовыми, массивными и тонкополосчатыми (в том числе с мусковитом, биотитом, эпидотом, гранатом, калиевым полевым шпатом) с редкими слоями роговообманково-плагиоклазовых сланцев (иногда с эпидотом), плагиоамфиболитов. Резкое уменьшение гранитонасыщенности начинается на уровне этой толщи и продолжается до бассейна р. Анамжак. В средней части имеется пачка (50—200 м), включающая кварциты (иногда магнетитовые), гнейсы и сланцы двуслюдяные и отдельные слои сланцев двуамфиболовых, графит-кианит-двуслюдяных (иногда фибролитизированных), слюдяно-кварцевых и гнейсов гранат-двуслюдяных, гранат-ставролит-биотитовых. Отдельные слои магнетитовых кварцитов располагаются вне этой пачки.

Пятая толща (около 800 м) размещается на юге участка. Ее границей

с четвертой служит первое появление метаконгломератов. Эти породы размещены среди плагиогнейсов и гнейсов биотитовых, массивных (иногда с мусковитом, эпидотом, роговой обманкой), которые аналогичны цементу конгломератов. В составе последних широко распространены будины птитматита; у Анамжакского разлома эти породы сильно рассланцованы. В составе толщи изредка встречаются слои сланцев слюдяных и гранат-двуслюдяных.

Предлагается объединить описанные образования в тындинскую серию (Геологическое строение..., 1986) из трех свит со своими страторегионами (снизу вверх): мариинской (первая и третья толщи), кипучинской (вторая и четвертая толщи с бурпалинской железорудной пачкой) и аимканской (пятая толщина). В схеме Т. А. Милая (1959—1965 гг.) эти толщи относились к чимчанской и урюмской свитам. В схеме В. М. Кастрыкиной (1979 г.) эта серия отвечает только верхней части эльгаканского метаморфического комплекса, а именно усть-бурпалинской свите (аналог мариинской; название нежелательно из-за отсутствия стратотипа в устье р. Бурпала), одолгинской и агинканской (различные нескоррелированные части кипучинской свиты). Две последние выделены в тектонических блоках, и поэтому соотношение их с другими будет всегда спорным. Метамагматические породы тындинской серии (рис. 2) образуют контрастный петрохимический ряд: толенты, базальты нескольких типов с эволюционным накоплением железа и титана, а также дациты и риолиты калий-натрового типа. По имеющимся скудным данным (рис. 3), условия метаморфизма тындинской серии неоднородны. По В. М. Кастрыкиной, $T = 500-950^{\circ}\text{C}$, $P = 4,0$ кбар. Для этих и сходных образований иных районов, объединенных Л. П. Карсаковым в гилуийский комплекс, им же приводятся следующие параметры метаморфизма: $T = 525-600^{\circ}\text{C}$, $P = 4,5-5,5$ кбар.

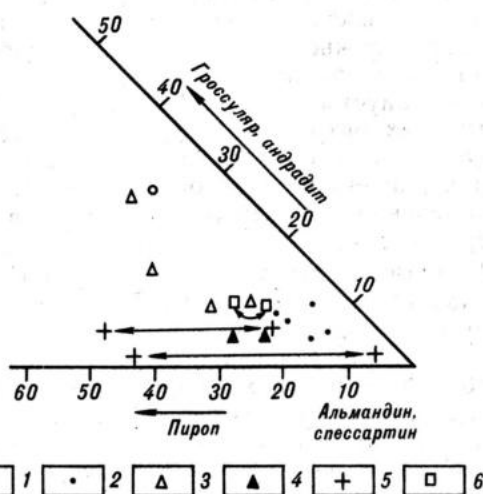


Рис. 3. Компонентный состав гранатов из различных серий и толщ районов.

Желтулакская серия: 1 — ортосланцы, 2 — метапелиты; 3 — талгинская серия; 4 — тындинская серия; 5 — гранулитовый комплекс долины Олёкмы; 6 — амунская толща.

Верхний структурный этаж Гетканской зоны в мелких, сильно деформированных грабенах представлен желтулакской серией со страторегионом на Тындинском участке. В составе серии выделяются две подсерии.

Нинеджелтулакская подсерия (не менее 800 м) имеет стратотип по правобережью р. Балдыглия и парастратотипы по правобережью р. Бурпала и в бассейне р. Одолго. Низы подсерии неизвестны. Она представлена метапесчаниками, сланцами слюдяными и филлитами, реже металевролитами карбонатными, со слоями метаморфизованных базальтоидов и среднекислых и кислых порфиров и кальцитов, а также углеродистых сланцев в низах разреза. В кровле подсерии залегают межформационные конгломераты с гальками упомянутых пород, а также метаагломераты и туффиты.

Между верхнежелтулакской и нижнежелтулакской подсериями предполагается несогласие, так как в Тындинском грабене верхняя подсерия залегает непосредственно на гнейсах, хотя в Желтулакском грабене она структурно конформно сопряжена с отложениями нижней подсерии. К этой подсерии отнесены три свиты (Решения..., 1982). Балдыглийская свита (700 м) со стратотипом в долине одноименной реки и парастратотипом в восточной части Тындинского грабена сложена метапесчаниками, метаалеролитами со слоями сланцев слюдяных и углеродистых. Строение скрытотрансгрессивное, от однородного до средне-, тонкоритмичного. Иличинская свита (500 м) со стратотипом между устьями рек Багдыглия и Иличи и парастратотипом в западной части Тындинского грабена сложена углеродистыми метаалевролитами и метааргиллитами со слоями филлитов, сланцев слюдяных и метапесчаников, линзами метагравелитов и метаэффузивов. Строение неравномерно-ритмичное с элементами однородности. Беленькая свита (до 300 м) со стратотипом в западной части Тындинского грабена представлена метапесчаниками со слоями песчано-карбонатных сланцев и мраморов, строение неравномерно-ритмичное.

Метамагматические породы желтулакской серии составляют контрастный эволюционный ряд пород с пониженной железистостью: от базальтовых коматиитов и базальтов двух типов до дацитов и риолитов (рис. 2). Метаморфизм рассмотренных образований осуществлялся в широком диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии (рис. 3).

В Асынканской зоне, в среднем течении р. Олёкма, где метаморфические образования слагают небольшие окна среди крупных массивов разновозрастных гранитоидов, установлено более широкое распространение гранулитовых пород нижнего архея. В 50-е гг. они были выявлены А. М. Лейтесом в окрестностях Моклокана, а нами обнаружены еще в двух местах. Так, на правом берегу Олёкмы среди гетеробластовых гнейсов найдены сланцы с зональным гранатом, сохранившим реликты гранулитового граната (рис. 3), а в приустьевой части р. Эльпа — биотит-гиперстеновые гнейсы среди биотитовых ортогнейсов. Устойчивая ассоциация иных метаморфических пород (асынканская толща, в 60-е гг. отнесенная А. Ф. Озерским к тунгирской серии раннего протерозоя) образует локальные выходы среди нижеархейских образований. Асынканская толща в страторегии хорошо представлена на трех участках: 1) Асынканском — мраморы и кальцифиры, в том числе графитовые с редкими слоями сланцев плагиоклаз-роговообманковых и плагиоклаз-диопсид-роговообманковых и линзами биотитовых гнейсов; 2) участке от р. Средняя Мокла до истоков р. Богдарин — сланцы плагиоклаз-роговообманковые (иногда с биотитом, кварцем, редко гранатом), диопсид-роговообманково-плагиоклазовые, плагиодиопсидиты, плагиогнейсы и гнейсы диопсидовые, линзы амфиболитов клинопироксеновых, сланцев клинопироксен-плагиоклазовых и гнейсов биотит-роговообманковых; 3) Усмунком — плагиогнейсы и гнейсы биотитовые (иногда с эпидотом, мусковитом, роговой обманкой). Метамагматические породы этой толщи относятся к щелочным и субщелочным базальтоидам (рис. 2).

Более молодые образования сохранились в северо-западной части Асынканской зоны, там, где она торцово сочленяется с Нюкжинской, для которой характерна меланогнейсовая ассоциация «чильчинского» типа. Здесь на северо-западных склонах хр. Яблонового, в бассейнах рек Джемку и Китемяхта, вдоль мощной зоны дробления, сохранились реликты амнунской толщи: гнейсы и сланцы биотитовые (иногда с графитом, гранатом, ставролитом, роговой обманкой) с линзами амфиболитов, мраморов и кварцитов. В гнейсах гранат-биотитовых обнаружен гранат с прогрессивной зональностью, характерной для эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 3). Допускается (Геологическое строение..., 1986), что эта толща может быть верхнеархейской.

ЛИТЕРАТУРА

Козырева И. В., Авченко О. В., Мишкин М. А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. М.: Наука, 1985. 163 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7, кн. 2. Л.: Недра, 1986. 239 с.

Геология и петрология южного обрамления Алданского щита / Судовиков Н. Г. и др. Л.: Наука, 1965. 290 с.

Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. 231 с.

Неймарк Л. А. и др. Об архейском возрасте метаморфических пород Станового хребта (по данным уран-свинцового метода) // Геохимия. 1981. № 9. С. 1386—1396.

Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Владивосток, 1978 г.). Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982.

В. М. КАСТРЫКИНА

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕАРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЛАРБИНСКОГО БЛОКА СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Ларбинский блок представляет собой один из крупных выступов раннеархейского фундамента Становой складчатой области (рис. 1). Гранулитовый комплекс в пределах блока изучен на двух участках: Верхнеларбинском (северном) и Уркимино-Гетканском (южном). Главной складчатой структурой Верхнеларбинского участка является крупная одноименная брахисинклиналь протяженностью более 40 км и шириной 20 км, осложненная складками высоких порядков.

Гранулитовый комплекс Ларбинского блока при среднемасштабном картировании был расчленен на три подсвиты и сопоставлен с зверевской свитой (серией) Становой области (Кислякова, 1961 г.; Милай, Сипарова, 1964 г.). При проведении АФГК-50 (Ельянов и др., 1976—1981 гг.) нами полностью принято трехчленное деление разреза в северном блоке, установлена несопоставимость разреза южного участка с разрезом северного и выделена здесь самостоятельная свита, подстилающая весь разрез. В отчете по АФГК-50 и в более ранних публикациях (Кастрыкина и др., 1979; Кастрыкина, 1983) нижнеархейские толщи Ларбинского блока сопоставлялись с курультинской серией со свитами каруракской, иманграканской, зверевской и курбаликитской. На региональном рабочем совещании «Стратиграфия нижнего докембрия юга Дальнего Востока» (апрель 1988 г., Хабаровск) было предложено ввести собственные названия для этих толщ, учитывая, что в такой изолированной структуре, как Ларбинский блок, любые сопоставления и корреляции будут условны. Кроме того, часто используемые в литературе названия «зверевская свита», «зверевский комплекс» вносят путаницу. Исходя из вышеизложенного, кристаллические толщи гранулитового комплекса блока было предложено объединить в ларбинскую серию с четырьмя свитами (снизу вверх): гетканской, пуриканской, хорогочинской и имацитской (рис. 2).

Гетканская свита развита в пределах Уркимино-Гетканского участка на площади около 700 км². Свита представлена грубым чередованием пластов (20—40 м) и пачек (до 300 м) основных и ультраосновных сланцев с гранатовыми плагиогнейсами (рис. 3). Сланцевые пачки сложены двупироксеновыми, часто с роговой обманкой и паргаситом, биотит-гиперстеновыми, диопсид-плагиоклазовыми, эклогитоподобными и ультраосновными сланцами, содержащими очень редкие и маломощные прослои гранатовых гнейсов, кальцифиров и кварцитов, в том числе магнетитовых, диопсидовых и калишпатовых. В гнейсовых пачках преобладают биотит-гранатовые графитсодержащие плагиогнейсы, редко присутствуют кинциты и гиперстеновые гнейсы с маломощными прослоями сланцев.

Особенностью строения разреза свиты является ее пестрый состав, насыщенность эклогитоподобными и ультраосновными сланцами. Ранее большие скопления ультраосновных сланцев выделялись в массивы архейских пироксенитов (бассейн р. Уркима). Нами установлено, что ультраосновные сланцы (двупироксеновые, оливин-двупироксеновые, шпинель-бронзит-оливи-

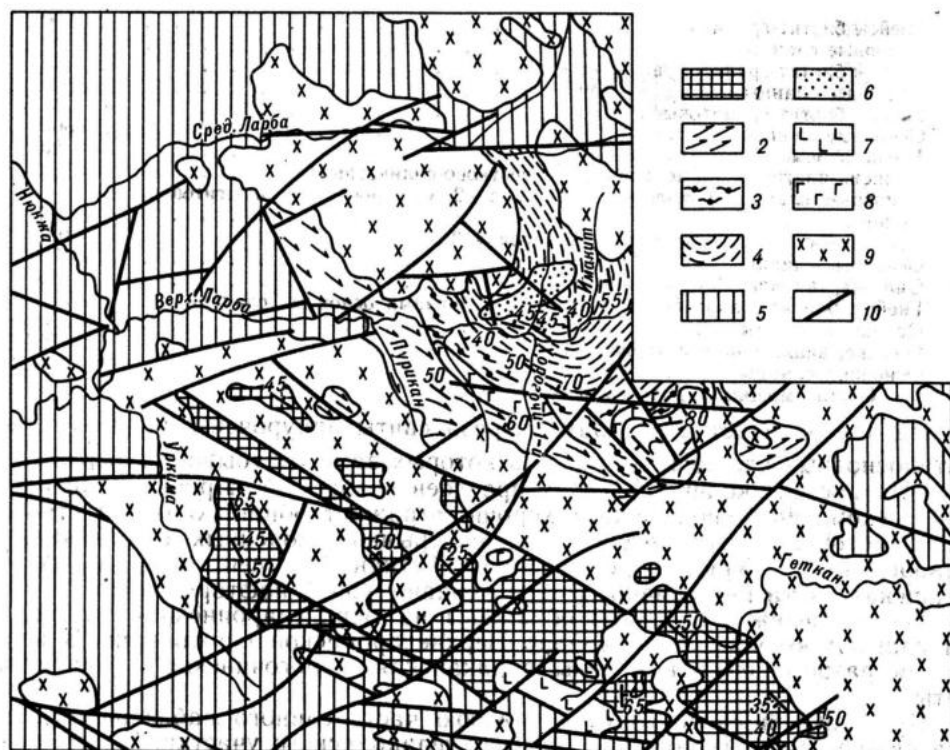


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ларбинского блока.

1—5 — докембрийские метаморфические образования: 1—4 — нижнеархейские породы ларбинской серии, свит: 1 — гетманской, 2 — пуряканской, 3 — хорогочской, 4 — имаитской, 5 — верхнеархейские и нижнепротерозойские породы, объединенные; 6 — меловые вулканы; 7—9 — магматические и метасоматические образования: 7, 8 — раннеархейские основные породы: 7 — габброиды, 8 — анортозиты; 9 — позднеархейские, протерозойские; 10 — мезозойские гранитоиды объединенные; 10 — разломы

новые) образуют линзы, пластовые тела и протяженные горизонты среди гнейсов и основных сланцев, совместно с которыми они дислоцированы, изофациально метаморфизованы и гранитизированы.

Общее представление о строении свиты дает разрез, составленный по коренным выходам и элювиальным развалам на водоразделе рек Хоргочи и Амнунначи, где обнажаются снизу вверх:

Гнейсы гранат-биотитовые	видимая мощность 100 м
Основные сланцы* с редкими маломощными (первые метры) прослоями гранат-биотитовых гнейсов	400
Основные сланцы биотит-ортопироксеновые лейкократовые	250
Гнейсы гранат-биотитовые	150
Основные сланцы	75
Они же, аналогичные интервалу 3	75
Гнейсы биотит-гранатовые	70
Основные сланцы	200
Они же, аналогичные интервалу 3	40
Гнейсы гранат-биотитовые	20
Основные сланцы, аналогичные интервалу 3	20
Гнейсы гранат-биотитовые	25
Эклогитоподобные основные сланцы	60
Основные сланцы	90
Гнейсы биотит-гранатовые	40
Основные сланцы	30
Эклогитоподобные основные сланцы	100
Основные сланцы	200
Эклогитоподобные основные сланцы	50
Основные сланцы	50

* Здесь и далее в разрезах основные сланцы, как правило, не разделяются по петрографическим разновидностям.

Гнейсы биотит-гранатовые	200
Основные сланцы	50
Гнейсы биотит-гранатовые	150
Основные сланцы	80
Гнейсы биотит-гранатовые	40
Основные сланцы	500
Магнетитовые кварциты	20
Диопсид-плагноклазовые сланцы (известково-силикатные)	30
Основные сланцы с маломощными (1,5—2 м) прослоями эклогитоподобных сланцев	60
Основные сланцы, аналогичные интервалу 3	100
Основные сланцы	100
Они же, аналогичные интервалу 3	60
Гнейсы биотит-гранатовые с прослоями и линзами основных сланцев	700
Основные сланцы	100
Они же, аналогичные интервалу 3	50
Основные сланцы	250
Общая мощность разреза около 4500 м.	

На западе участка к низам разреза свиты приурочены линзы и пласты ультраосновных сланцев, количество которых заметно убывает к верхам разреза. На востоке количество этих прослоев возрастает. Приведенный разрез хотя и схематичен, но в целом хорошо отражает общий характер строения свиты, который подтверждается в непрерывных коренных обнажениях по правобережью р. Уркама, рек Юнгунгу, Геткан. На всей площади развитая гетканская свита интенсивно, хотя и неравномерно диафторирована.

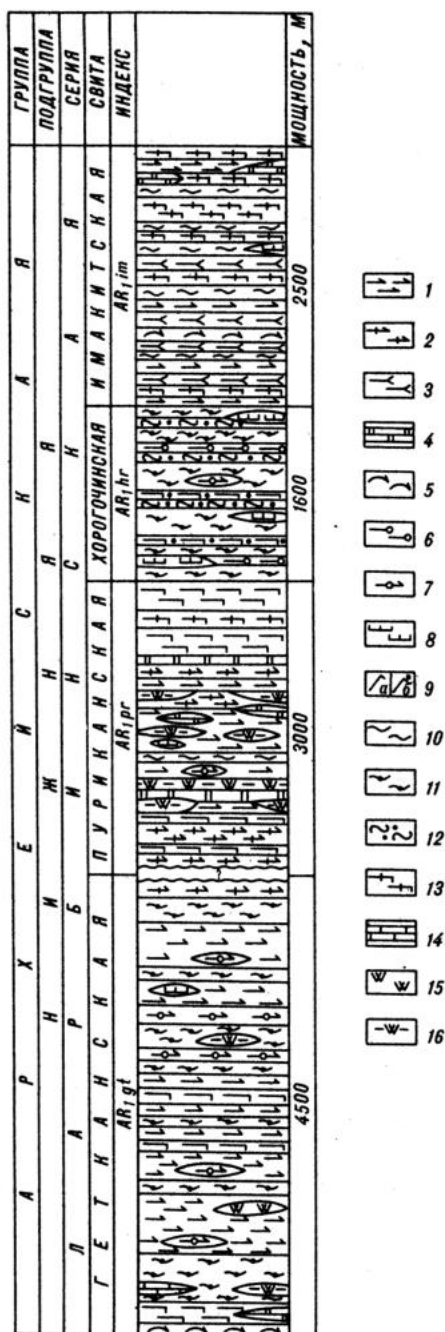
Три вышележащие свиты обнажены на Верхнеларбинском участке, где они слагают южное крыло и ядро Верхнеларбинской синклинали. В непрерывном разрезе здесь выделены пуриканская, хорогочинская и имакитская свиты.

Пуриканская свита слагает нижнюю часть единого наблюдаемого разреза нижнеархейских образований Верхнеларбинского участка. С вышележащей свитой имеет согласный контакт. Сложена основными сланцами повышенной известковистости (состоящими из диопсида, плагноклаза, роговой обманки, иногда скаполита в разных количественных соотношениях), кварцитами (в том числе магнетитовыми и кварцито-сланцами), реже плагногнейсами (гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми, биотитовыми, роговообманковыми), ультраосновными сланцами. Разрез свиты, изученный по коренным обнажениям и элювиальным развалам по левому борту р. Амуначекан, имеет вид (снизу вверх):

Основные сланцы	видимая мощность 100 м
Биотит-гиперстеновые гнейсы полосчатые	30
Основные сланцы	300
Биотит-гиперстеновые гнейсы	70
Основные сланцы, содержащие два пласта (15—20 м) магнетитовых кварцитов	80
Основные сланцы магнетитсодержащие	15
Биотит-гиперстеновые гнейсы	50
Основные сланцы	300
Магнетитовые кварциты с прослоями основных сланцев	40
Основные сланцы клинопироксен-роговообманковые мезократовые	70
Основные сланцы меланократовые	120
Основные сланцы, аналогичные интервалу 10	20
Основные сланцы меланократовые	50
Гнейсы биотитовые	40
Основные сланцы с прослоями и линзами (до 20 м) магнетитовых кварцитов	260
Основные сланцы лейкократовые	20
Магнетитовые кварциты	20
Диопсидовые кварциты	30
Биотитовые гнейсы	20
Основные сланцы с прослоями магнетитовых кварцитов	150
Магнетитсодержащие основные сланцы, переходящие в магнетитовые кварциты	20
Биотитовые гнейсы	10
Основные сланцы с редкими прослоями магнетитовых кварцитов	300
Основные сланцы лейкократовые	30
Основные сланцы с маломощными (до 5 м) прослоями клинопироксен-плагноклазовых сланцев	200
Гнейсы биотит-гиперстеновые	60
Основные сланцы	60
Гнейсы гиперстеновые	120
Гнейсы биотит-гиперстеновые тонкополосчатые	150
Гнейсы гиперстеновые	250

Рис. 2. Стратиграфическая колонна ларбинской серии.

1—7 — основные сланцы: 1 — двупироксеновые, в том числе с роговой обманкой, 2 — известково-силикатные (неразделенные), состоящие из клинопироксена, основного плагиоклаза, роговой обманки и скаполита в разных количественных соотношениях, 3 — они же клинопироксен-роговообманковые, 4 — они же диопсид-плагиоклазовые, в том числе скаполитсодержащие, 5 — двупироксен- и ортопироксен-роговообманковые, 6 — гиперстеновые лейкократовые, 7 — гранат-двупироксеновые, в том числе с роговой обманкой (эклогитоподобные); 8 — ультраосновные сланцы: двупироксеновые, роговообманково-клинопироксеновые, ортопироксен-роговообманковые (все часто оливин- и шпинельсодержащие), шпинель-бронзит-оливиновые; 9—13 — плагиогнейсы и гнейсы: 9а — гиперстеновые, 9б — гранат-гиперстеновые, 10 — биотитовые, 11 — гранат-биотитовые, в том числе графитсодержащие, 12 — силлиманит-корднерит-гранатовые (кинцигиты), 13 — роговообманковые, биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые (редко с гиперстеном); 14 — кальцифилы, 15 — кварциты; 16 — магнетитовые кварциты



Выше залегают биотит-гранатовые плагиогнейсы хорогочинской свиты. Мощность разреза отвечает полной мощности свиты и составляет около 3000 м. В верхней части разреза (верховья р. Кутыкан) отмечаются линзы ультраосновных сланцев.

Хорогочинская свита имеет согласные контакты с подстилающей и перекрывающей свитами, контрастно выделяясь на всех видах магнитных карт, аэрофотоснимках. Свита сложена плагиогнейсами гранатовыми, биотит-гранатовыми, часто графит- и рутилсодержащими. Подчиненную роль играют

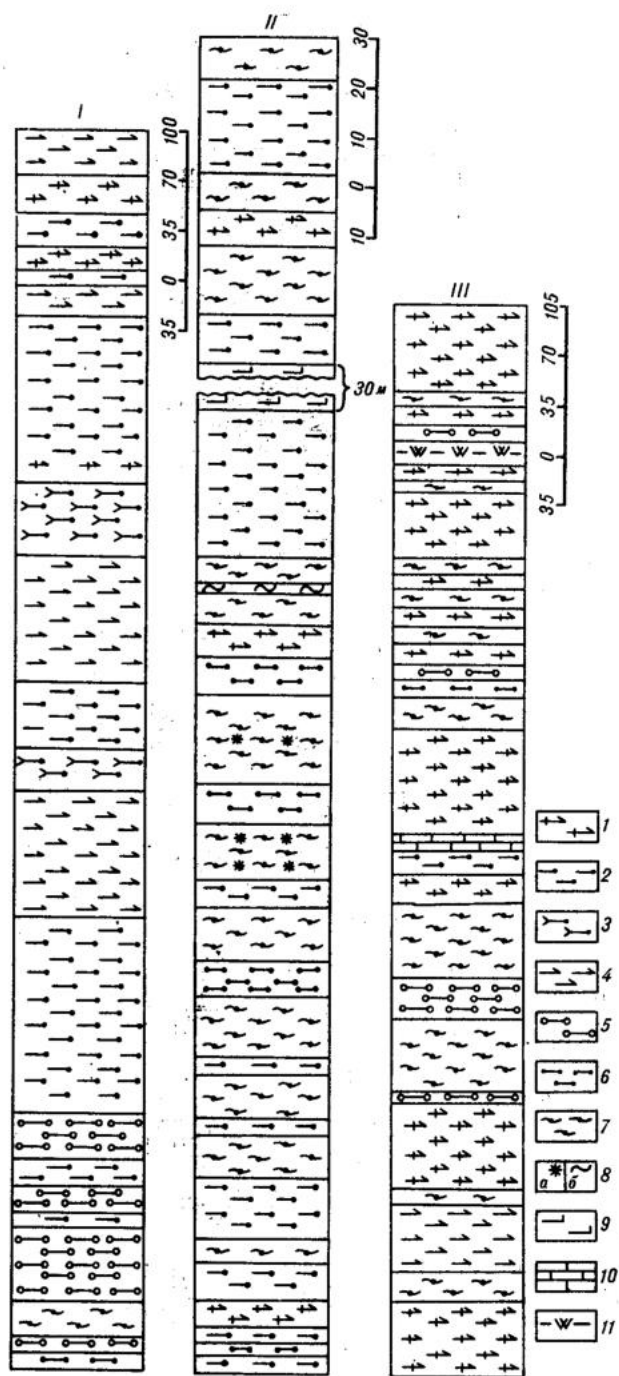


Рис. 3. Послойные геологические разрезы гетканской свиты

I — левобережье р. Геткан, II — правобережье р. Юнгунгу, III — правобережье р. Уркима.
 1—5 — основные сланцы: 1 — роговообманково-диопсидовые, 2 — роговообманково-дву-
 пироксеновые, 3 — двупироксен-роговообманко-
 вые меланократовые, 4 — они же лейкокра-
 товые, 5 — гранат-роговообманково-дву-
 пироксеновые (эклогитоподобные); 6 — ультраос-
 новные сланцы оливин-гиперстеновые и дву-
 пироксеновые; 7—9 — гнейсы: 7 — гранат-
 биотитовые и биотит-гранатовые (гранулиты),
 8 — они же: а — с графитом, б — с сидлима-
 нитом; 9 — гиперстеновые; 10 — кальцифиры;
 11 — магнетитовые кварциты.

прослой кинцитов, гранат-гиперстеновых гнейсов и основных сланцев (гиперстеновых, биотит- и гранат-гиперстеновых, эклогитоподобных), а также ультраосновных сланцев (двупироксеновых, клинопироксеновых, содержащих в переменных количествах оливин, роговую обманку, шпинель, иногда дычатый мицзонит и плагиоклаз). В целом для свиты характерны гранатово-гнейсовый состав и насыщенность разреза ультраосновными сланцами (ко-

матинитового состава), эклогитоподобными сланцами и почти полное отсутствие известково-силикатных и двупироксеновых основных сланцев. В разрезе свиты все перечисленные прослои составляют не более 10% ее объема. Общий вид разреза свиты, наблюдающегося по элювиальным развалам, останцовым грядам, естественным коренным обнажениям, а также по выемкам трассы БАМ, представляется следующим (снизу вверх):

Плагинейсы биотит-гранатовые	20 м
Плагинейсы гранат-гиперстеновые с линзами (первые метры) ультраосновных сланцев	20
Плагинейсы биотит-гранатовые	70
Основные сланцы гиперстеновые лейкократовые	10
Плагинейсы биотит-гранатовые	70
Основные сланцы гиперстеновые, иногда содержащие незначительное количество биотита, роговой обманки или клинопироксена	10
Плагинейсы гранатовые лейкократовые	15
Основные сланцы гиперстеновые лейкократовые с прослоями ультраосновных меланократовых	30
Плагинейсы биотит-гранатовые лейкократовые	200
Гнейсы гранат-гиперстеновые лейкократовые	20
Плагинейсы биотит-гранатовые	80
Основные сланцы двупироксеновые	10
Плагинейсы биотит-гранатовые, содержащие три линзы ультраосновных и гиперстеновых лейкократовых сланцев мощностью до 20 м	320
Гнейсы кордиерит-силлиманит-гранатовые (кинцитиги)	10
Плагинейсы биотит-гранатовые	15
Гнейсы гранат-гиперстеновые	15
Основные сланцы гиперстеновые лейкократовые	15
Плагинейсы гранатовые лейкократовые	15
Кинцитиги	20
Основные сланцы гиперстеновые лейкократовые	10
Плагинейсы биотит-гранатовые лейкократовые	280
Кинцитиги	15
Плагинейсы биотит-гранатовые	80
Кинцитиги	15
Плагинейсы биотит-гранатовые с редкими прослоями и линзами (до 0,5 м) ультраосновных и лейкократовых гиперстеновых основных сланцев	75
Кинцитиги	15
Плагинейсы биотит-гранатовые	110
Мощность разреза 1565 м.	

Имакитская свита венчает разрез ларбинской серии, выполняя ядро синклинали. Она обнажается по обоим бортам р. Верхняя Ларба, в бассейне р. Имакит и в междуречье Верхней Ларбы — Дулишмы. Свита имеет двучленное строение. Нижняя (и большая) часть разреза сложена основными сланцами (диопсид-роговообманковыми, диопсидовыми, скаполит-диопсидовыми, роговообманковыми, редко гиперстен-роговообманковыми и двупироксеновыми) с редкими прослоями гнейсов, роль которых возрастает вверх по разрезу. Верхняя часть разреза существенно гнейсовая, с редкими и мало-мощными прослоями основных сланцев.

Нижняя часть свиты обнажена на левом борту р. Уокоkit и на водоразделе рек Хорогочи-1 и Хорогочи-2, где на гранатовых гнейсах хорогочинской свиты согласно, но с четким контактом залегает следующий разрез (Кац, 1967 г.):

Гнейсы гиперстеновые и биотит-гиперстеновые тонкополосчатые лейко- и мезократовые, переслаивающиеся (пачка 9—15 м) с основными сланцами того же состава	240—320 м
Основные сланцы пироксеновые неяснополосчатые мезократовые	60
Основные сланцы амфиболовые и пироксен-амфиболовые полосчатые мезократовые	80
Основные сланцы биотит-гиперстеновые и гиперстеновые тонкополосчатые мезо- и меланократовые, перемежающиеся (пачки 5—10 м) с гнейсами того же состава, лейкократовыми	210—330
Основные сланцы двупироксеновые полосчатые меланократовые	60—120
Основные сланцы биотит-гиперстеновые мезократовые с подчиненными прослоями (5—8 м) меланократовых двупироксеновых и биотит-пироксеновых основных сланцев	120

Основные сланцы биотит-гиперстеновые тонкополосчатые лейко-, мезократовые, перемежающиеся (пачки 5—10 м) с лейкократовыми гиперстен-биотитовыми гнейсами	150
Основные сланцы гиперстеновые мезократовые с подчиненными прослоями (1—5 м) двупироксеновых	220
Основные сланцы пироксеновые неяснополосчатые мезократовые	100
Мощность разреза 1150—1500 м.	

Помимо пород, перечисленных в разрезе, на этом участке встречаются редкие линзы и прослои ультраосновных сланцев. Венчает описанный разрез пачка основных сланцев, в которой несколько возрастает роль гнейсов. Фрагмент ее наблюдался на левобережье р. Уокомит:

Гнейсы биотитовые мелко- и среднезернистые неяснополосчатые	20 м
Основные сланцы гиперстеновые мелкозернистые тонкополосчатые	15
Основные сланцы роговообманково-двупироксеновые средне-, крупнозернистые полосчатые с чередованием плагиоклаз-диопсидовых и плагиоклаз-роговообманково-двупироксеновых полос	15
Основные сланцы роговообманково-двупироксеновые среднезернистые сланцеватые	20
Гнейсы биотитовые среднезернистые лейкократовые, чередующиеся с биотит-роговообманковыми (гиперстенсодержащими) тонкополосчатыми (полосы 3—5 см)	15
Основные сланцы плагиоклаз-диопсидовые среднезернистые массивные, переходящие в полосчатые	20
Основные сланцы двупироксен-роговообманковые среднезернистые меланократовые	25
Мощность разреза 130 м.	

Мощность нижней (сланцевой) части свиты 1500—1900 м.

Верхняя часть свиты (водораздел рек Уокомит—Имакит) представлена тонкополосчатыми гнейсами мелко-, среднезернистыми с чередованием биотитовых, роговообманково-биотитовых, биотит-роговообманковых и роговообманковых (пироксенсодержащих) лейко-, мезо- и меланократовых полос мощностью от первых сантиметров до 1 м. В небольшом количестве они содержат прослои (1—7 м) основных сланцев двупироксеновых, двупироксен-роговообманковых и диопсид-плагиоклазовых мелкозернистых, которые к верхам разреза полностью исчезают.

Мощность верхней (гнейсовой) части свиты около 600 м. В целом она отличается от нижней существенно роговообманковым и биотит-роговообманковым составом гнейсов, появлением амфиболитов, а также четкой полосчатой текстурой и мелкозернистой структурой пород. Имакитская свита изменена слабо, лишь на севере в верховьях рек Имакит и Уокомит породы гранитизированы верхнеархейскими гранитондами и диафторированы в условиях амфиболитовой фации.

Видимая мощность свиты 2500 м.

Породы ларбинской серии метаморфизованы в условиях гранат-кордиерит-ортоклазовой фации повышенного и умеренного давления (Кастрыкина, 1983). Метаморфизм пород проходил с участием высоковосстановленных флюидов.

Породы Ларбинского блока претерпели также регрессивные полиметаморфические полихронные преобразования и по отдельным зонам превращены в диафториты амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, в бластомилониты, калиевые метасоматиты и продукты кислотного выщелачивания.

В заключение отметим особенности каждой из четырех свит, слагающих единый, неповторяющийся разрез Ларбинского блока:

1) пестрый (вулканогенно-терригенный) гранатово-гнейсово-сланцевый состав гетканской свиты, представленный грубым переслаиванием пачек основных и высокоглиноземистых пород, насыщенных прослоями эклогитоподобных и ультраосновных сланцев с отдельными прослоями кальцифиров, магнетитовых кварцитов и кварцитов. Основные сланцы реконструируются как продукты метаморфизма толентовых и частично щелочных (гиперстеновых) базальтов;

2) монотонный кварцито-сланцевый (терригенный) состав пуриканской свиты с преимущественно известково-силикатным составом сланцев (паропороды) и мощными пачками магнетитовых кварцитов и кварцитов;

3) высокоглиноземистый гранатово-гнейсовый (терригенный) состав хогочинской свиты, характеризующейся почти полным отсутствием богатых СаО основных сланцев, а также значительным преобладанием прослоев и линз эклогитоподобных и ультраосновных сланцев;

4) монотонный гнейсово-сланцевый (существенно вулканогенный) состав имакитской свиты с преобладающим биотит-роговообманковым составом пород, полным отсутствием высокоглиноземистых гнейсов и почти полным отсутствием ультраосновных сланцев. Основные сланцы, вероятно, являются метаморфизованными аналогами щелочных гиперстеновых базальтов;

5) постепенное нарастание степени метаморфизма и зернистости пород вниз по разрезу.

В целом ларбинская серия принадлежит, по-видимому, к вулканогенно-терригенной формации с доминирующей ролью терригенных пород. В до-метаморфический период основной и средний вулканизм носил антидромный пульсирующий характер развития.

Возраст ларбинской серии, видимо, близок к возрасту курультинской, с которой мы ее сопоставляем, — 3500 млн лет (U—Pb-изохрона по циркону из двупироксеновых сланцев) (Эволюция..., 1987). Полученный ранее (Бибикова и др., 1984) по цирконам из гранатовых гнейсов Ларбинского блока возраст (2600 млн лет), по мнению О. В. Авченко и др. (1987), связан с заключительной стадией метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Авченко О. В., Панченко И. В., Недашковская Л. В. О перекристаллизации ларбинских гранулитов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 1. С. 192—195.
- Бибикова Е. В. и др. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 6. С. 1471—1474.
- Кастрыкина В. М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л., 1983. С. 140—163.
- Кастрыкина В. М., Кастрыкин Ю. П., Ельянов А. А. Геологическое строение и металлогенические особенности докембрийских образований Нюкжинско-Тындинского участка БАМ // Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 55—71.
- Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 240 с.
- Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона (структура, состав, процессы). Л.: Наука, 1987. 309 с.

Л. П. КАРСАКОВ, Ю. П. ЗМНЕВСКИЙ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Бурейнский срединный массив является одним из крупных структурных элементов Приамурья, где докембрийские метаморфические комплексы сохранились в виде разобщенных участков среди широкого ареала распространения гранитоидов. Совместно с разновозрастными гранитоидами они составляют фундамент массива, обнажающийся на Гонжинском, Мамыньском, Хингано-Туранском и других мелких выступах (см. рисунок).

Имеющиеся в литературе сведения по стратиграфии метаморфит массива скудны, часто противоречивы и в значительной мере устарели. Неодинаковая степень изученности выступов, слабая обнаженность территории, фрагментарность выходов метаморфических пород обусловили сложность их расчленения и корреляции, возрастной датировки и трудности их привязки к подразделениям геохронологической шкалы докембрия. Со времени проведения III Дальневосточного стратиграфического совещания (Владивосток,

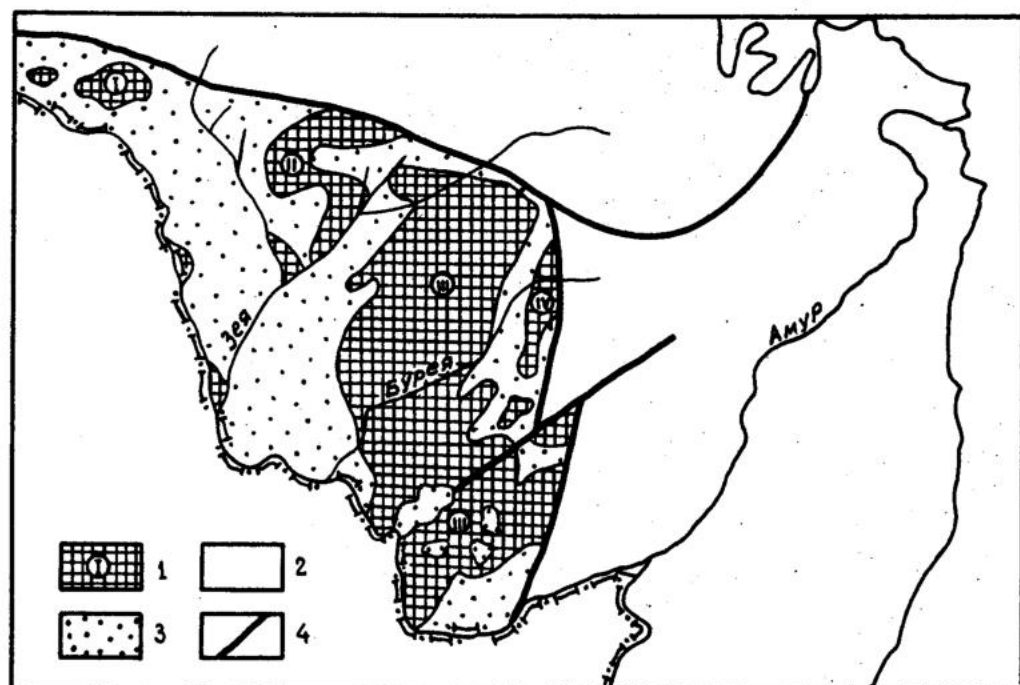


Схема расположения выступов фундамента Бурейского массива.

I — выступы фундамента: I — Гонжинский, II — Мамыньский, III — Хингано-Туранский, IV — Чегдомынский; 2 — складчатые комплексы Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской систем; 3 — мезозойские и кайнозойские отложения чехла Бурейского массива; 4 — разломы

1978 г.) на территории Бурейнского массива проведены обширные геологические исследования (крупномасштабная геологическая съемка, тематические работы), главным образом в связи со строительством БАМа. За это время изменилась доступность района и возникли новые возможности исследования в связи с появлением многочисленных карьеров и придорожных выемок. В результате этих работ получены новые данные, комплексный анализ которых с учетом фактического материала предыдущих исследователей (по первоисточникам, хранящимся в архивах ПО «Дальгеология») позволил нам в значительной мере переоценить прежние представления о стратиграфии докембрийских образований массива и предложить новую схему их расчленения и корреляции (см. таблицу).

С известной долей условности в строении фундамента Бурейнского массива нами выделяются четыре докембрийских структурно-вещественных комплекса, отличающиеся типами разрезов, особенностями магматизма, метаморфизма и минерогенеза (снизу): мамынский, бурейнский, ниманский и хинганский. Относительная стратиграфическая последовательность комплексов устанавливается достаточно уверенно, но возрастная привязка их к геохронологической шкале остается проблематичной. Докембрийский возраст комплексов определяется вполне надежно тем, что толщи самого молодого, хинганского комплекса перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия. Нижняя возрастная граница хинганского комплекса, возраст которого мы считаем верхнепротерозойским, определяет верхнюю границу нижнего докембрия на Бурейском массиве. Три нижнедокембрийских комплекса с большой долей условности нами отнесены к нижнему протерозою, верхнему и нижнему архею, хотя данных для этого в настоящее время явно недостаточно.

Нижнеархейский мамынский комплекс установлен на севере одноименного выступа в бассейнах рек Сагаян, Нинни (Ляховкин, Лысенко, 1979) и на северо-западе Хингано-Туранского выступа в бассейне р. Бысса (Карсakov, 1983). Он образован диафторированными высокоглиноземистыми гнейсами, сланцами, гранатовыми гранулитами и кварцитами, ассоциирующимися с апочарнокитовыми гранито-гнейсами и аляскитами. Мощность мамынской толщи 740 м. Первоначальный метаморфизм пород достигал гранулитовой фации.

Верхнеархейский бурейнский комплекс пользуется наибольшим распространением среди нижнедокембрийских образований. К этому комплексу мы относим образования гонжинской, тастакской, отчасти и амурской серий.

Бурейнский комплекс гетерогенен и, как показывают имеющиеся материалы, при настоящей изученности в него могут быть включены и другие (более древние или более молодые) образования. Комплекс представлен сланцево-гнейсовыми толщами, которые в каждой серии расчленены на ряд свит. Составы свит и серий приведены в таблице. Породы бурейнского комплекса метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. С комплексом ассоциируют складчатые ультраметаморфические гнейсо-граниты и габбро-амфиболиты, известные под названием древнебурейнского и амурского интрузивных комплексов.

К нижнепротерозойскому ниманскому комплексу отнесены известные союзнская, нятыгранская, гуджальская и амбардахская свиты в пределах Хингано-Туранского выступа, чаловская серия в Гонжинском выступе и кварцит-зеленосланцевая толща в бассейне р. Гарь на Мамыньском выступе (гарьская толща). Характерными породами комплекса являются графитовые сланцы, кварциты и зеленые сланцы, в меньшей мере глиноземистые сланцы. Мощность комплекса до 2400 м. Метаморфизм пород неоднородный, устанавливается повышение его степени в связи с субсогласными телами гнейсовидных габбро-диоритов, гранодиоритов и гранитов. В качестве разновозрастных с ними рассматриваются и метагипербазиты верхний р. Гарь.

Схема расчленения и корреляции докембрийских отложений Бурунского массива

Общая стратиграфическая шкала	Региональные стратиграфические подразделения	Ханган-Туранский выступ						Четко-мраморный выступ	Мамонский выступ	Тонкий выступ
		Ханганский блок			Туранский блок					
		Малый Ханган	р. Кулан, р. Малая	рр. Нижний и Верхний Мельгин	рр. Ниман, Туран	хр. Турана, р. Басса	р. Гуджал			
Нижний кембрий		Рудоносная свита - углито-глинистые, глинистые, кремнистые сланцы, песчаники, известняки, гравадиты, марганцевые руды (200-600 м)		Чертынская свита - углито-глинистые, глинистые, кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки, гравадиты (1300 м)				Косматинская толща - глинистые сланцы, алевролиты, мергели, доломиты, известняки, гравадиты (250 м)		
		Лондонская свита - мраморизованные известняки, прослой углито-глинистых сланцев, песчаников (600-800 м)		Мельгинская свита - мраморизованные известняки, доломиты, прослой песчаников (800 м)				Чаголинская свита - мраморизованные известняки, прослой сланцев, известняков, песчаников, порфиритов (1600 м)		
Верхний протерозой	Ханганский комплекс	Итинская свита - сланцы глинисто-серпентинитовые, углито-серпентинитовые, феллитовые, метасланцы (1000-1500 м)	Ханганская свита	Толща 2. Туфо-конгломераты, туфогравелиты, алевроиты-базальты, базальты (300 м)	Толща 3. Метаконгломераты, метапесчаники (700 м)	Толща 2. Метаморфизованные рифиты, их туфы и алевролиты, дациты (400 м)	Толща метаморфизованных рифитов, их туфы и алевролиты, дациты, метасланцы (520 м)			
		Дитурская свита - феллиты, кварциты, мраморизованные известняки (600 м)		Толща 1. Метаморфизованные известняки, кварциты, мраморизованные известняки (1500 м)	Толща 1. Метаконгломераты, кварциты, метаконгломераты (1200 м)	Толща 1. Метасланцы, метасланцы, порфириты (1600 м)	Датмарская толща - метасланцы, метасланцы, известняки, мраморизованные известняки (3200 м)	Неклинская толща - сланцы, метасланцы (2000 м)		

Общая страти- графиче- ская шкала	Региональ- ные стра- тиграфиче- ские подраз- деления	Хинган-Туранский выступ					Чегдомненский выступ	Мамынский выступ	Гониминский выступ	
		Малый Хинган г. Малая	р. Кукай, Верхний Мельчин	рр. Ниман, Тун	хр. Турана, р. Басса	р. Гуджал				
Нижний протерозой	Ниманский комплекс	Совзненская свита - сланцы, слюдистые, графитовые, пласты кварцитов и мраморов (1700 м)	Гуджал-ская свита - сланцы, слюдистые, графитовые, пласты кварцитов, сланцы (1600 м)	Натягская свита - сланцы, слюдистые, графитовые, пласты кварцитов и мраморов (1700 м)	Толла зеленых сланцев с пластовыми микрокварцитами (2000 м)	Гуджалская свита - кварциты, слюдистые, кварциты (800 м)	Амбардаская свита - кварциты, слюдистые, кварциты (800 м)	Гарская толла - сланцы, слюдистые, графитовые, пласты кварцитов, сланцев, кварцитов, линей мраморов (1750 м)	Чаловская серия Биелиты, зеленые сланцы, металловольфрамы, металлические, метадрезы (2400 м)	
		Совзненская свита - сланцы, слюдистые, графитовые, пласты кварцитов и мраморов (1700 м)	Гуджал-ская свита - сланцы, слюдистые, графитовые, пласты кварцитов, сланцы (1600 м)	Натягская свита - сланцы, слюдистые, графитовые, пласты кварцитов и мраморов (1700 м)	Толла зеленых сланцев с пластовыми микрокварцитами (2000 м)	Гуджалская свита - кварциты, слюдистые, кварциты (800 м)	Амбардаская свита - кварциты, слюдистые, кварциты (800 м)	Гарская толла - сланцы, слюдистые, графитовые, пласты кварцитов, сланцев, кварцитов, линей мраморов (1750 м)	Чаловская серия Биелиты, зеленые сланцы, металловольфрамы, металлические, метадрезы (2400 м)	
Верхний архей	Буренский комплекс	Уральская свита - биотитовые сланцы и гнейсы, прослои глиноземистых пород, кварцитов, мраморов, эпидот-роговообманковых и эпидот-биотитовых гнейсов (1200-1600 м).	Дичунская свита - амфиболиты, прослои роговообманковых гнейсов, сланцев, реже кальцифиров (200-1000 м).	Туловинская свита - биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-роговообманковые гнейсы, пласты глиноземистых пород, мраморов, кальцифиров (до 2000 м).	Амурская свита - амфиболиты, прослои роговообманковых гнейсов, сланцев, реже кальцифиров (200-1000 м).	Дичунская свита - амфиболиты, прослои роговообманковых гнейсов, сланцев, реже кальцифиров (200-1000 м).	Уральская свита - биотитовые сланцы и гнейсы, прослои глиноземистых пород, кварцитов, мраморов, эпидот-роговообманковых и эпидот-биотитовых гнейсов (1200-1600 м).	Лепман-ская свита - амфиболиты, пласты биотитовых, графит-биотитовых, прослои мраморов и кальцифиров (1400 м).	Толла 2. Амфиболиты, пласты биотитовых гнейсов, линей мраморов (400 м). Толла 1. Биотитовые и роговообманковые сланцы, кристаллические сланцы, пласты мраморов, кальцифиров, кварциты (1600-2160 м).	Белетская свита - роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты (1700 м). Омолонская свита - роговообманковые, биотит-роговообманковые, кристаллические гнейсы и сланцы. Джусульские гнейсы и сланцы. Итагская свита - биотитовые гнейсы, прослои биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев (650 м).
		Уральская свита - биотитовые сланцы и гнейсы, прослои глиноземистых пород, кварцитов, мраморов, эпидот-роговообманковых и эпидот-биотитовых гнейсов (1200-1600 м).	Дичунская свита - амфиболиты, прослои роговообманковых гнейсов, сланцев, реже кальцифиров (200-1000 м).	Туловинская свита - биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-роговообманковые гнейсы, пласты глиноземистых пород, мраморов, кальцифиров (до 2000 м).	Амурская свита - амфиболиты, прослои роговообманковых гнейсов, сланцев, реже кальцифиров (200-1000 м).	Дичунская свита - амфиболиты, прослои роговообманковых гнейсов, сланцев, реже кальцифиров (200-1000 м).	Уральская свита - биотитовые сланцы и гнейсы, прослои глиноземистых пород, кварцитов, мраморов, эпидот-роговообманковых и эпидот-биотитовых гнейсов (1200-1600 м).	Лепман-ская свита - амфиболиты, пласты биотитовых, графит-биотитовых, прослои мраморов и кальцифиров (1400 м).	Толла 2. Амфиболиты, пласты биотитовых гнейсов, линей мраморов (400 м). Толла 1. Биотитовые и роговообманковые сланцы, кристаллические сланцы, пласты мраморов, кальцифиров, кварциты (1600-2160 м).	Белетская свита - роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты (1700 м). Омолонская свита - роговообманковые, биотит-роговообманковые, кристаллические гнейсы и сланцы. Джусульские гнейсы и сланцы. Итагская свита - биотитовые гнейсы, прослои биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев (650 м).
Нижний архей	Мамынский комплекс	Глиноземистые гнейсы	Глиноземистые гнейсы	Глиноземистые гнейсы	Глиноземистые гнейсы	Глиноземистые гнейсы	Толла глиноземистых гнейсов и сланцев с пластами гранатовых гранулитов и кварцитов (750 м)	Толла глиноземистых гнейсов и сланцев с пластами гранатовых гранулитов и кварцитов (750 м)	Толла глиноземистых гнейсов и сланцев с пластами гранатовых гранулитов и кварцитов (750 м)	Толла глиноземистых гнейсов и сланцев с пластами гранатовых гранулитов и кварцитов (750 м)
		Глиноземистые гнейсы	Глиноземистые гнейсы	Глиноземистые гнейсы	Глиноземистые гнейсы	Глиноземистые гнейсы	Толла глиноземистых гнейсов и сланцев с пластами гранатовых гранулитов и кварцитов (750 м)	Толла глиноземистых гнейсов и сланцев с пластами гранатовых гранулитов и кварцитов (750 м)	Толла глиноземистых гнейсов и сланцев с пластами гранатовых гранулитов и кварцитов (750 м)	Толла глиноземистых гнейсов и сланцев с пластами гранатовых гранулитов и кварцитов (750 м)

В распространении пород ниманского комплекса усматривается определенная зональность. Если на западе массива, в Гонжинском выступе, комплекс представлен разнообразными метаморфическими сланцами — слюдяными, кварц-слюдяными, амфиболовыми, эпидот-хлоритовыми и метадиабазами, то на Мамынском выступе это уже хлорит-эпидотовые, слюдяные, слюдисто-кварцевые, графитовые сланцы с мраморами и кварцитами.

На востоке, на Хингано-Туранском выступе, в Нимано-Хинганском районе отложения ниманского комплекса графитовосны, в них присутствуют карбонатные породы, кварциты и зеленые сланцы (союзненская, нятыгранская свиты). На самом востоке массива, в Чегдомын-Гуджальском районе, для них характерен существенно кварцитовый состав с подчиненной ролью слюдяных сланцев (гуджальская и амбардахская свиты).

Из нижнедокембрийских комплексов Бурейского массива мамынский комплекс предположительно можно сопоставить с чогарским, бурейский — с гилуйским, ниманский — с желтулакским комплексом Становой области. Трудно коррелировать их с образованиями Ханкайского массива, но можно предположить, что толщи ниманского комплекса соответствуют митрофановской и спасской свитам Ханкайского массива.

Верхнепротерозойский хинганский комплекс, выделенный еще в 30-х гг. на Малом Хингане В. Н. Даниловичем и С. А. Музылёвым, в дальнейшем стал более известен под названием хинганской серии синийского возраста (Эйриш, 1960; Геология СССР, 1966). В состав серии включалось шесть свит — союзненская, дитурская, игинчинская, мурандавская, рудоносная и лондоковская. Многие исследователи союзненскую свиту относят к нижнему докембрию, дитурскую, игинчинскую и мурандавскую — к верхнему протерозою, а рудоносную и лондоковскую — к нижнему кембрию. Долгое время основанием для возрастного расчленения серии служила находка в 1949 г. в рудоносной свите окаменелостей *Modioleides Priscus* Walcott, предположительно определенных Н. Н. Яковлевым как нижнекембрийские формы, известные в нижнекембрийских отложениях Канады. В последнее время получены данные о вендском возрасте карбонатной толщи, подстилающей рудоносную свиту и относимой прежде к лондоковской свите (Роганов и др., 1987).

Анализ первоисточников, хранящихся в архиве и фондах ПО «Дальгеология», с учетом вышеотмеченных данных позволяет с известной долей условности включить в состав верхнепротерозойского хинганского комплекса кроме дитурской, игинчинской и мурандавской свит еще и лондоковскую. Верхняя возрастная граница хинганского комплекса определяется перекрывающей нижнекембрийской рудоносной свитой, а нижняя с подстилающей союзненской свитой требует уточнения, поскольку имеющиеся данные противоречивы. Так, М. Г. Золотов, А. М. Смирнов союзненскую свиту отделяли от хинганской серии, считая ее более древней, а Л. В. Эйриш включает союзненскую свиту в состав хинганской серии, считая взаимоотношения этой свиты с вышележащими согласными. На III Дальневосточном стратиграфическом совещании союзненская свита отнесена к нижнему протерозою.

В Мельгинском районе к верхнему протерозою относились нятыгранская, суларинская и мельгинская свиты (Алексеев и др., 1968). Однако при крупномасштабном геологическом картировании установлено, что суларинская свита в стратотипическом ее разрезе (в бассейне р. Суларин) залегает выше мельгинской и является аналогом нижнекембрийской чергиленской свиты, контактово-метаморфизованной позднепалеозойскими гранитоидами. В связи с этим название «суларинская свита» считаем излишним и в дальнейшем следует воздержаться от его употребления. При картировании установлено также, что являющаяся аналогом союзненской свиты Малого Хингана нятыгранская свита представляет собой образование самостоятельного структурно-формационного комплекса с присущими ему составом, особенностями метаморфизма и магматизма.

В качестве верхнепротерозойских в Мельгинском районе нами выделены толща (1800 м) метаморфизованных песчаников, алевролитов, метаэффузивов, сланцев, кварцитов и мельгинская свита (800 м) карбонатного состава. Верхняя возрастная граница верхнепротерозойского комплекса определяется возрастом перекрывающей чергиленской свиты, содержащей органические остатки нижнего кембрия. Верхнепротерозойский возраст мельгинской свиты подтвержден в бассейне р. Нижний Мельгин находкой органических остатков *Paniscollenia* sp., *Sinelle* sp., *Vesicularites* sp.

Вулканогенно-терригенный комплекс коррелируется нами с туранской серией хр. Турана и датируется рифеем, а верхняя часть разреза бассейна р. Мельгин — карбонатная мельгинская свита — отнесена к венду.

В Туюно-Ниманском районе, в хр. Туран к верхнему протерозою обычно относят толщи метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород туранской серии (Карсаков и др., 1978; и др.). Но многие исследователи высказали сомнение в докембрийском возрасте серии, считая ее контактово-метаморфизованными палеозойскими образованиями (Глушков, 1963). Детальными исследованиями вдоль трассы БАМ показано, что действительно в состав туранской серии ошибочно включались и палеозойские образования. Так, на водоразделе рек Туюн—Амган нами была выделена амганская толща, возраст которой на основании находок ископаемой флоры — древних плауновидных — Н. М. Петросян определен как верхнепалеозойский (условно каменноугольный). Амганская толща со структурным несогласием залегает на подстилающих метаморфизованных вулканогенно-терригенных образованиях, за которыми мы оставляем название туранского комплекса.

В составе комплекса выделены три толщи: вулканогенно-осадочная — метапесчаники, порфириды, слюдистые, зеленые сланцы, кварциты, металевролиты, метаконгломераты (1200 м); песчаниковая — метапесчаники, метаконгломераты, металевролиты, порфириды, зеленые сланцы (1400 м); конгломератовая — метаконгломераты и метапесчаники (700 м). Докембрийский возраст этого вулканогенно-терригенного комплекса однозначно определен в бассейне р. Верхний Мельгин налеганием на него нижнекембрийской чергиленской свиты.

Здесь же, в бассейне р. Туюн верхняя возрастная граница туранского комплекса определяется прорыванием его верхнепротерозойскими гранитоидами кивилийского интрузивного комплекса, при формировании которого толщи туранского комплекса претерпели метаморфизм и кремнeshелочной метасоматоз. Такие взаимоотношения наблюдались в коренных выходах в верховьях р. Амган. Нижняя возрастная граница туранского комплекса фиксируется налеганием его базальных конгломератов на нижнепротерозойский нятыгранский комплекс. В верховьях р. Амган и р. Воспорухан (водораздел рек Туюн—Ниман) в метаконгломератах туранского комплекса наблюдались многочисленные гальки сланцев, гнейсовидных гранитоидов нижнепротерозойского комплекса, что однозначно указывает на одновременность метаморфизма тех и других образований.

На Мамыньском выступе к верхнему протерозою относились неклинская и дагмарская толщи. Находки в 1975 г. нижнекембрийской фауны на левобережье р. Орловка (бывшая р. Мамын) в отложениях, отличающихся от относимых к верхнему протерозою образований структурой, формационным составом, отсутствием метаморфизма, позволили нам, по существу, впервые (Змиевский, 1980) определить верхнюю возрастную границу неклинской и дагмарской толщ, их верхнепротерозойский возраст. Анализ полученных материалов позволяет также в качестве докембрийских рассматривать распространенные в бассейне р. Орловка толщу метаморфизованных вулканитов и комплекс гранитоидов, относимых прежде к раннепалеозойским образованиям, а также карбонатную чагоянскую свиту, возраст которой считался условно кембрийским. Таким образом, кроме неклинской и дагмарской толщ докембрийскими являются толща метаморфизованных вулканитов и комплекс

гранитоидов, относимых прежде к раннепалеозойским. Нами они условно датируются верхним протерозоем.

Итак, разрез верхнепротерозойских образований на Мамынском выступе представляется следующим: вулканогенно-терригенно-сланцевые неклинская и дагмарская толщи, метаэффузивы бассейна р. Косматой отнесены к рифею, карбонатная чагоянская свита — к венду. Такой разрез верхнего протерозоя хорошо коррелируется с верхним протерозоем Хингано-Туранского выступа. Предлагаемая нами корреляция разрезов верхнепротерозойских и нижнекембрийских образований различных районов Буреинского массива приведена в таблице. Вышеохарактеризованный верхнепротерозойский комплекс Буреинского массива с долей условности можно сопоставить с верхнепротерозойскими отложениями смежных районов. Песчано-сланцевые толщи рифея (дитурская, игинчинская свиты, туранская серия) сопоставляются с кабаргинской свитой, а карбонатный венд (мурандавская, мельгинская, чагоянская свиты) — со смольнинской свитой Ханкайского массива. Их аналогами в Юдомо-Майском прогибе, возможно, являются отложения уйской, майской и юдомской серий.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Л. М. и др. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия Мельгинского блока (восточная часть Буреинского массива) // Сов. геология. 1968. № 2. С. 115—119.
- Геология СССР. М.: Недра, 1966. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область, ч. 1. 786 с.
- Глушков А. П. Находка нижнепалеозойских молассоидных отложений в бассейне Туюна и Нимана // Сов. геология. 1963. № 3. С. 125—128.
- Змиевский Ю. П. Анюйский выступ и комплексы основания мезозоид Приамурья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1980. 24 с.
- Карсаков Л. П. и др. Проблемы стратиграфии докембрия Приамурья // Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 28—30.
- Карсаков Л. П. Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия в регионе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 66—97.
- Кулиш Е. А. Стратиграфия нижнего протерозоя Буреинского массива // Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 78—101.
- Ляховкин Ю. С., Лысенко В. Ф. Магматизм докембрия Амуро-Селемджинского (Мамынского) выступа // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ: Бурят. фил. СО АН СССР, 1979. С. 128—129.
- Роганов Г. В. и др. О находках невландиевой проблематики в древних отложениях Малого Хингана // Тихоокеан. геология. 1987. № 5. С. 63—69.
- Эйриш Л. В. Новые данные по геологии докембрия и палеозоя юга Малого Хингана // Сов. геология. 1960. № 3. С. 9—16.

В. А. БАЖАНОВ

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ ПРИМОРЬЯ: НОВЫЕ ВАРИАНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ

Стратиграфическая схема докембрийских отложений Приморья, принятая III Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (ДВ МРСС) в 1978 г. (Решения..., 1982), в принципе была разработана в первой половине 60-х гг. в результате большого объема проведенных в те годы крупномасштабных геолого-съёмочных, среднемасштабных картосоставительских, научно-исследовательских и специализированных поисковых работ. В этих работах принимали участие И. В. и М. А. Мишкины, Е. П. Леликов, А. Ф. Крамчанин, Ю. Н. Олейник, Ю. С. и М. И. Липкины, В. А. Бажанов, Е. Д. Касьян, Р. В. Вязовова, Б. П. Пода, Ю. К. Танин, А. Ф. Шехоркина, А. М. Смирнов, Н. П. Васильковский и др. Существенные изменения с тех пор произошли лишь в схеме Вознесенской зоны, где в ряде толщ, отнесенных ранее к рифею, были найдены кембрийские археоциаты (работы О. Г. Окуновой, М. А. Евлановой, А. А. Рязанцева, И. В. Мишкиной, а позднее Г. В. Беляевой и Л. А. Изосова).

Главным недостатком этой схемы является слабое обоснование возраста выделенных докембрийских свит. Принятые ранее (Решения..., 1971) за основу определения возраста верхнепротерозойских образований онколиты и катаграфии, обнаруженные практически во всех карбонатных или карбонатсодержащих толщах Вознесенской зоны, оказались для этой цели непригодными, так как в тех же слоях, а иногда и в тех же образцах (Окунева, 1974) позднее были обнаружены раннекембрийские археоциаты. Неблагополучно и с радиоизотопной датировкой толщ, отнесенных в Приморье к нижнему докембрию. Наличие на Ханкайском массиве дорифейских образований подтверждается единственной калий-аргоновой датировкой (1630 млн лет) (Геология Приморского края, 1955) по пробе из «пегматитоподобных пород» среди гнейсов иманской серии. Все другие калий-аргоновые датировки нижнедокембрийских образований по валовым пробам, полевым шпатам и биотиту колеблются в пределах 268—830 млн лет (Геология СССР, 1969). Rb—Sr-методом для биотитовых гнейсов нахимовской свиты получена цифра 1517 млн лет, для пироксенового гранита в мигматитах иманской серии — 1220 млн лет (Леликов и др., 1977). Однако и эти цифры, во-первых, отвечают нижнему и среднему рифею, во-вторых, предполагают обратное по сравнению с принятой схемой соотношение возраста уссурийской и иманской серий.

В такой ситуации в качестве основного критерия для датировки рассматриваемых образований была принята их корреляция с нижнедокембрийскими образованиями в типовых районах их развития, хотя этот критерий страдает значительной долей субъективизма. А. М. Смирнов (1976) вслед за В. П. Солоненко и Н. А. Беляевским (Геология Приморского края, 1955) наиболее древние образования Ханкайского массива (иманскую серию) считает нижнеархейскими, сопоставляя их с гранулитовыми комплексами Северо-Восточного Китая (маньчжурский комплекс) и алданским комплексом Алданского ши-

та. М. А. Мишкин считает иманскую серию верхнеархейско-нижнепротерозойской или даже нижнепротерозойской (Мишкин, 1969, 1983). «Широкое распространение в этой серии пород гранулитовой фации метаморфизма, наличие характерной ассоциации высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов с гиперстеновыми плагиогнейсами и эвлизитами, отмеченные местами находки эклогитоподобных пироксен-гранатовых сланцев придают ей определенные черты сходства с архейскими образованиями Алданского и Сино-Корейского щитов. Однако петрологический анализ условий формирования метаморфических комплексов Ханкайского массива свидетельствует об их меньшей глубинности и более низких температурах метаморфизма, чем в упомянутых регионах» (Мишкин, 1969).

Нам представляется, что корреляция докембрийских комплексов различных регионов по степени метаморфизма, даже с привлечением данных по их составу и строению, чревата серьезными ошибками. Так, если попытаться скоррелировать по этим признакам хорошо изученные терригенно-карбонатные рифейские отложения Юдомо-Майского прогиба с аналогичными по составу отложениями Ханкайского массива, то единственно приемлемым и вообще прекрасным во всех отношениях (кроме, естественно, ископаемых органических остатков) было бы сопоставление средне-, верхнерифейской майской серии с еще лучше палеонтологически обоснованной нижнекембрийской терригенно-карбонатной серией Спасского прогиба. И та, и другая представляют собой трансгрессивные мегаритмы, сложенные практически метаморфизованными песчано-сланцевыми толщами внизу и известняково-доломитовыми вверху. Степень метаморфизма толщ зеленых и слюдяных сланцев, подстилающих в Спасском районе нижний кембрий, значительно выше степени метаморфизма юдомо-майского рифея, в том числе и нижнего, и по этому признаку несомненно должны были быть признаны дорифейскими.

Из этого следует, на наш взгляд, что на Ханкайском массиве высокометаморфизованные комплексы (амфиболитовые и даже гранулитовые) должны быть более молодыми, чем на Алданском щите, — нижнепротерозойскими и даже нижнерифейскими. В частности, нижнерифейской может быть не только татьяновская свита биотитовых, диопсидовых и мусковит-графитовых сланцев, но и согласно подстилающая ее гнейсовая нахимовская свита с изотопным возрастом 1517 млн лет, т. е. вся уссурийская серия.

Одной из основных причин более высокого метаморфизма докембрийских комплексов Ханкайского массива по сравнению с одновозрастными образованиями многих других регионов является, вероятно, то, что они известны здесь только в пределах гранито-гнейсовых куполов, образовавшихся, как принято считать (Шульдинер, 1982), в результате поднятия, всплывания глубинных гранитоидных масс, воздействовавших на породы кровли не только гравитационно, но и термально.

Что касается наиболее древней в районе иманской серии, то и для нее нужно учитывать не только отмеченные М. А. Мишкиным (1969) меньшую глубинность и более низкие температуры метаморфизма пород по сравнению с архейскими образованиями Алданского щита. Если учесть еще отсутствие для нее архейских радионуклидных датировок, то представляется корректным датировать эту серию нижним протерозоем, причем в основном его верхней частью. Аналогичная точка зрения уже высказывалась Н. П. Васильковским (1984).

Несколько слов о строении иманской серии. Многими исследователями отмечается ритмичность докембрийских и фанерозойских карбонатно-терригенных комплексов (серий). Обычно они образуют либо двучленные трансгрессивные, либо трехчленные трансгрессивно-регрессивные серии, отделенные друг от друга несогласиями. Карбонатные толщи в этих мегаритмах занимают соответственно либо верхнюю, либо среднюю часть. В принятом (Решения..., 1982) варианте объема и строения иманской серии матвеевская свита должна рассматриваться как регрессивная ветвь мегаритма, однако по

мощности (более 3200 м), да и по строению разреза она вполне может рассматриваться как самостоятельный мегаритм с вулканогенно-кремнисто-карбонатно-сланцевой средней частью и вулканогенно-терригенными нижней и верхней. При этом варианте карбонатная ружинская свита должна быть верхней частью другой, более древней ритмосерии, а в подошве матвеевской свиты должно быть скрытое несогласие.

Тургеневская свита, представляющая в Матвеевской зоне (Лесозаводский район) уссурийскую серию, по данным М. А. и И. В. Мишкиных (1964), имеет отличающийся от иманской серии структурный план. Это обстоятельство, а также сопоставление ее с нахимовской свитой южной части массива (изотопный возраст до 1517 млн лет) с учетом местных условий метаморфизма, о чем сказано выше, позволяет, на наш взгляд, отнести эту свиту к нижнему рифею.

К верхнему протерозою (рифею или синию) после исследований Ю. Я. Громова в Приморье относятся метаморфизованные в основном в фации зеленых сланцев карбонатно-терригенные, вулканогенно-терригенные отложения, залегающие на мраморно-сланцево-гнейсовых комплексах в Нахимовской зоне или выполняющие Кабаргинский синклиниорий, сформировавшийся между двумя гнейсово-купольными структурами. За основание верхнепротерозойского комплекса в Кабаргинской и Нахимовской зонах принята выделенная Ю. Я. Громовым (1958) спасская свита, а наращивается разрез постепенно переходящими друг в друга митрофановской, лысоговской¹ и кабаргинской свитами, выделенными под этими названиями Е. П. Леликовым (1960 г.) и А. Ф. Крамчаниным (1963 г.).

Несогласное залегание базальных слоев этого комплекса (спасской свиты) на уссурийской серии предполагается М. А. Мишкиным (1969) по резко различающемуся структурному плану этих образований, а взаимоотношение его с фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими отложениями нигде не установлено. В принятой III ДВ МРСС стратиграфической схеме отражена точка зрения большинства исследователей, предполагающих согласное залегание нижнекембрийских отложений на верхнепротерозойских.

Очевидным для всех исследователей является положение этого комплекса в разрезе между мраморно-сланцево-гнейсовыми образованиями, относимыми к нижнему докембрию, и достоверно нижнекембрийскими отложениями. Промежуточное положение породы комплекса занимают и по степени метаморфизма: они резко отличаются как от подстилающих метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, так и от практически неметаморфизованных палеозойских пород.

Геологические факты о принадлежности рассматриваемого комплекса к верхнему протерозою вполне удовлетворительно подтверждаются и данными по изотопному возрасту его пород. Так, для мусковитовых сланцев митрофановской свиты Е. П. Леликов и др. (1977) приводят цифру 748 млн лет (Rb—Sr-метод по мусковиту), а для прорывающих эту свиту турмалиновых гранитов — 984 млн лет (Леликов, 1981). Ранее для гранитов, прорывающих верхнепротерозойские отложения, Е. П. Леликовым (1971) приводились калий-аргоновые датировки в интервале 500—735 млн лет, а Ю. Н. Олейником (1979 г.) — 481—1000 млн лет. Таким образом, в целом верхнепротерозойский возраст спасской, митрофановской, лысоговской и кабаргинской свит, по всем имеющимся данным, сомнений не вызывает.

Рассмотрим далее, столь ли бесспорна в принятой схеме позиция этих стратонов по отношению к более дробным подразделениям общей стратиграфической шкалы. Принятая на III ДВ МРСС для Ханкайского массива схема стратиграфии верхнего докембрия «унаследовала» от предшествующей схемы (Решения..., 1971) идею о непрерывной седиментации на Ханкайском массиве в течение этого громадного отрезка времени. Предполагается, таким

¹ Лысоговская свита установлена только в Кабаргинской зоне.

образом, что комплекс верхнепротерозойских карбонатно-терригенных отложений, наиболее полный в Лесозаводском районе и имеющий мощность около 4000 м (вместе со смольнинской свитой), формировался непрерывно в течение чуть более 1 млрд лет (точнее, 1080 млн лет). Аналогичные по литолого-фациальному составу, следовательно, и по условиям седиментации и являющиеся, согласно схеме, непрерывным их продолжением нижекембрийские терригенно-карбонатные комплексы Вознесенского и Спасского районов, имеющие сопоставимые с верхнепротерозойскими мощности 4000—5000 м, накопились в течение всего лишь 40—50 млн лет. Попытка А. А. Шитова (1983) «сократить» мощность нижекембрийских карбонатных отложений до 500—700 м крайне некорректна. Составленным И. В. Мишиной и О. Г. Окуневой послойным разрезами с богатыми разновозрастными комплексами археоциат (Геология СССР, 1969; Окунева, Репина, 1973), о которых этот автор даже не упоминает, он противопоставляет следующую аргументацию: «Прямыми данными о мощности карбонатных отложений (прохоровская плюс дмитриевская свиты. — *Прим. В. Б.*) мы не располагаем. Бурением вскрыты 483 м разреза, но из карбонатных пород скважина не вышла. С учетом мелководности карбонатных фаций по всему разрезу, а также исходя из предположения о платформенных условиях их образования, мы оцениваем максимально возможную мощность карбонатной части разреза в 500—700 м» (Шитов, 1983, с. 33).

Исходя из установленной скорости осадконакопления в данной конкретной обстановке и не имея никаких признаков не только резкого, но и вообще какого бы то ни было ее изменения на рубеже верхнего протерозоя и кембрия², можно достаточно уверенно утверждать, что все отнесенные ранее (Решения..., 1982) к верхнему протерозою отложения Ханкайского массива сформировались в течение отрезка времени, сопоставимого с длительностью нижнего кембрия (около 50 млн лет) или превышающего его в 1,5—2 раза (75—100 млн лет), если все-таки принять во внимание возможность соответствующего увеличения скорости осадконакопления от среднего рифея до кембрия, как это следует из приведенной в той же работе М. Е. Раабен (1966) кривой (искаженной, с его точки зрения), построенной для докембрия по данным Л. И. Салопа, а для фанерозоя по данным Дж. Гилули. В любом случае этот отрезок времени соответствует лишь части, вероятнее всего, незначительной, какого-то из подразделений верхнего протерозоя, и уж во всяком случае, предствление о формировании рассматриваемых отложений в течение всего позднего протерозоя, т. е. на протяжении 1 млрд лет, в свете этих рассуждений и простых расчетов выглядит маловероятным.

Если при этом предположить (как это сделано в принятых схемах) непрерывную седиментацию в позднем протерозое—раннем палеозое, то возраст верхнепротерозойских отложений рассматриваемой территории не может быть древнее венда, длительность которого 110 млн лет. Но такой вывод вряд ли соответствует действительности. Приведенные выше радиоизотопные датировки стратифицированных образований и особенно прорывающих их гранитов, пегматитов свидетельствуют, с одной стороны, о наличии в районе значительно более древних, чем венд, верхнепротерозойских образований, с другой — позволяет конкретизировать их возраст и уточнить их положение в стратиграфической схеме верхнего протерозоя. Граниты с Rb—Sr-изотопным возрастом в 984 млн лет, прорывающие митрофановскую свиту (а аналогичные граниты на других участках рвут и кабаргинскую свиту), а также пегматиты с K—Ar-возрастом до 1000 млн лет, также прорывающие кабаргинскую

² Анализируя материалы по скорости осадконакопления и изменению ее в геологическом времени в планетарном масштабе, М. Е. Раабен (1966) приходит к выводу о том, «что рифей в отношении темпов образования осадков принципиально не отличался от более поздних этапов развития земной коры». Подтверждением этого положения является сопоставление скоростей осадконакопления в кембрии (около 8 м/млн лет) и верхнем протерозое (около 10 м/млн лет) Юдомо-Майского прогиба (Решения..., 1982, с. 2, л. 2 и с. 4, л. 1).

свиту, позволяют датировать орогенный процесс, связанный с завершением развития данного комплекса, концом среднего рифея (грэнвельский орогенез) и возраст самого комплекса, включающего спасскую, митрофановскую, лысогогорскую и кабаргинскую свиты, ограничить средним рифеем. Если же учесть выведенное выше положение о сопоставимости временного интервала его формирования с нижним кембрием, то возраст его можно судить еще более значительно и датировать концом среднего рифея или, иначе говоря, считать его верхнеюрматинским.

Среднерифейский комплекс на юге Нахимовской зоны (Спасский район) имеет некоторое своеобразие. Основным его отличием является отсутствие в его средней части карбонатной лысогогорской свиты. Обычно принято (Решения..., 1971, 1982) объяснять это размывом, который показывается в подошве кабаргинской свиты. Анализ строения разреза этого комплекса и корреляция его с аналогичным комплексом Кабаргинской зоны позволяет считать более вероятным не размыв, а фациальное замещение карбонатной толщи сланцевой, включенной И. В. Мишкиной в состав митрофановской свиты (Геология СССР, 1969).

Во-первых, кабаргинская свита в Спасском районе, как и в Лесозаводском, имеет отчетливо выраженное регрессивное строение разреза, а не трансгрессивное, как должно быть при наличии размыва в ее основании, причём в Спасском районе эта ее особенность выражена значительно ярче. По данным И. В. Мишкиной (Геология СССР, 1969), нижняя ее часть (470 м) сложена филлитами, далее (270 м) — чередованием филлитов и песчаников и завершается разрез пачкой песчаников (220 м).

Во-вторых, весь комплекс в Спасском районе является более грубообломочным. В частности, в его составе значительно больше песчаников и замещение в нем графитистых известняков графитистыми сланцами будет вполне закономерным.

И, наконец, сланцеватая графитистая толща в Спасском районе, занимающая среднюю часть комплекса и отнесенная И. В. Мишкиной целиком к митрофановской свите, имеет мощность около 2100 м и почти в 2 раза превышает суммарную мощность митрофановской (650 м) и лысогогорской (550 м) свит в Кабаргинской зоне.

Принимая вариант фациального замещения лысогогорской свиты в Спасском районе, необходимо, как следствие, признать неправомерным применение термина «митрофановская свита» к толще, соответствующей по объему митрофановской и лысогогорской свитам в стратотипической местности. Ее можно было бы назвать, скажем, славинской или калиновской — по названию сёл, в районе которых она развита.

Еще более сложно и неоднозначно обстоит дело со стратификацией и положением в стратиграфической шкале комплекса пород, включающего смольнинскую и рудоносную свиты Кабаргинской зоны (Лесозаводский район). В принятой на III ДВ МРСС схеме первая из них помещена в самую верхнюю часть верхнего протерозоя (кудаш—венд), а согласно залегающая на ней рудоносная свита — в нижнюю часть нижнего кембрия и коррелируется с алданской песчано-сланцевой толщей и прохоровской свитой, вместе взятymi. Переходный рифейско-нижнекембрийский возраст этих свит принят и Е. А. Кулишом и др. (Марганцево-железисто-кремнистая формация..., 1981). В 32-м томе «Геологии СССР» (1969) обе эти свиты рассматриваются как нижнекембрийские, а А. Ф. Шехоркина (1966) и А. М. Смирнов (1976) считают их верхнепротерозойскими (средне- и верхнерифейскими или верхнерифейско-вендскими соответственно). Высказаны, стало быть, практически все возможные в данной ситуации варианты, и всё это на одном и том же, явно скудном и противоречивом для однозначного решения материале.

Наиболее существенными из известных автору данных по этому вопросу, полученных после III ДВ МРСС, являются радиогеохронологические датировки по фосфоритоносным кремнисто-карбонатным брекчиям рудоносной

свиты Малого Хингана³, опубликованные Б. Н. Фоминым и Э. Л. Школьников (1980). Возраст этих брекчий, определенный по изотопно-свинцовому методу, 600—900 млн лет с преобладанием цифр в интервале 650—700 млн лет. Эти данные привлекают внимание и вызывают доверие не только тем, что все цифры не выходят за пределы верхнего рифея—венда, но и тем, что авторы приводят результаты аналогичных анализов по кремнисто-карбонатным брекчиевым фосфоритам Ир-Нимийского месторождения, содержащим, по их сведениям, многочисленные остатки позднекембрийских брахиопод и трилобитов. Изотопно-свинцовые датировки по ним тоже дают значительный разброс цифр — 400—570 млн лет, но средние их значения близки к возрасту, установленному по фауне (с незначительным омоложением).

Существуют ли геологические данные, которые противоречили бы отнесению рудоносной и смольнинской свит к верхнему рифею? На наш взгляд, таких данных нет. С рассмотренным выше среднерифейским комплексом взаимоотношение смольнинской свиты не установлено, хотя в принятой схеме (Решения..., 1982) оно показано как согласное; достоверно доказанные нижнекембрийские отложения в Кабаргинской зоне так же, как и в Малохинганской, пока не обнаружены. По степени метаморфизма (филлиты и глинисто-серицитовые сланцы) рудоносная свита уступает верхней (кабаргинской) свите среднерифейского комплекса (в основном слюдистые сланцы), но в Кабаргинской зоне этот фактор нужно использовать осторожно, так как среди многочисленных интрузий и мощных зон динамометаморфизма даже в силурийских отложениях есть не только филлиты, но и двуслюдяные сланцы.

Кроме разногласий по поводу возраста рассматриваемого комплекса существуют разные точки зрения и на его объем. Большинство исследователей этого района все джеспилитсодержащие отложения в его пределах относят к рудоносной свите, согласно залегающей на известняково-доломитовой смольнинской свите. Эта точка зрения отражена и в Решениях III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (1982). Лишь Ю. Н. Олейник (1979 г.), а затем и автор (1981 г.) пришли к выводу о том, что толща углисто-глинистых сланцев с прослоями кварцитов, джеспилитов, известковистых доломитов, песчаников (в нижней части) и спилитов, распространенная на правом берегу р. Кабарга и вмещающая Кабаргинское и Митрофановское железорудные месторождения, должна быть выделена в самостоятельную толщу, подстилающую, по-видимому, смольнинскую свиту. Бросается в глаза в первую очередь резкое отличие состава подстилающих эту толщу слоев от состава смольнинской свиты лесобережья р. Кабарга. Одни исследователи (Ю. К. Танин, А. Ф. Крамчанин) за смольнинскую свиту принимают здесь выклинивающийся на восток горизонт известковистых доломитов мощностью от 0 до 60 м, другие (Марганцево-железисто-кремнистые формации..., 1981) включают в нее и всю подстилающую этот горизонт толщу углисто-глинистых сланцев, предполагая фациальный переход через долину р. Кабарга карбонатной смольнинской свиты в песчано-сланцевую. Нам представляется более естественным в этой ситуации выделение в нижней части комплекса еще одной рудоносной сланцевой толщи, чем столь резкое фациальное замещение. Сам факт повторения в разрезах геосинклинальных толщ Дальнего Востока железорудных кварцитов — явление нередкое. Например, в Удско-Шантарской зоне (Решения..., 1982, сх. 5, л. 1) они дважды повторяются в нижнем кембрии и еще один раз — в верхнем.

Вместе с нижней джеспилитсодержащей песчано-сланцевой (эффузивно-сланцевой — по Ю. Н. Олейнику (1979 г.) толщей верхнерифейский ритмокомплекс приобретает более заверченный вид и становится похожим по своему строению и на подстилающий среднерифейский, и на более молодые нижнекембрийские (в Спасском и Вознесенском районах), которые начинаются и

³ Всеми исследователями она коррелируется с рудоносной свитой рассматриваемого района.

завершаются существенно терригенными образованиями, а в средней части сложены в основном карбонатными или, как в среднерифейском комплексе Спасского района, более тонкими, чем снизу и вверху сланцевыми толщами.

В принятых III ДВ МРСС стратиграфических схемах верхнепротерозойские отложения выделены и в Вознесенской зоне (Решения..., 1982, с. 3, л. 2). В отличие от ранее утвержденных схем (Решения..., 1971), в верхнем протерозое оставлены только две самые нижние толщи западной части Вознесенского района (Первомайская подзона — по автору): насыровская и лузановская, и занимают они в схеме весь объем верхнего протерозоя. В отличие от других свит Вознесенской зоны, в которых между II и III стратиграфическими совещаниями были обнаружены нижнекембрийские археоциаты, по лузановской и насыровской свитам столь достоверных новых материалов получено не было.

Анализируя характер строения карбонатно-терригенного комплекса Вознесенского района, автор пришел к выводу о том, что слагающие его западную часть (Первомайскую подзону) отложения представляют собой закономерно построенную непрерывную трансгрессивно-регрессивную ритмосерию общей мощностью около 4000 м. Она начинается, по Ю. С. Липкину (Геология, СССР, 1969), красноцветной терригенной, с гравелитами и даже конгломератами насыровской толщей. В нижней пачке перекрывающей ее лузановской толщи красноцветы уже чередуются с черными и серыми шунгитовыми сланцами, преобладающими в верхней половине этой толщи, а в самых верхних ее слоях появляются линзы и горизонты известняков (до 100 м). Далее разрез с постепенным переходом наращивается серо- и зеленоцветной вулканогенно-карбонатно-терригенной дальзаводской свитой, в которой еще более возрастает роль карбонатных пород. И заканчивается трансгрессивная ветвь этого мегаритма практически чисто карбонатной (доломит-известняковой) первомайской свитой. Регрессивная ветвь ритма значительно короче. Она начинается сланцами нижеберезянской подсвиты, постепенно, через переслаивание сменяющимися кварцитовидными песчаниками среднеберезянской подсвиты, сходными с песчаниками базальных слоев этой ритмосерии, т. е. насыровской толщи. В средней части этой ритмосерии, в дальзаводской и первомайской свитах, обнаружены нижнекембрийские археоциаты, причем обильные археоциаты из первомайской свиты, по О. Г. Окуновой (1974), имеют раннеленский возраст.

Аналогичный по строению и рангу, сопоставимый по мощности (около 5000 м) мегаритм слагают фаунистически охарактеризованные снизу доверху нижнекембрийские отложения близко и симметрично расположенной (по отношению к Синегорско-Черниговскому синклинорию) Спасской зоны. От западновознесенского он отличается меньшей ролью красноцветных терригенных пород в базальных слоях (песчано-сланцевая толща), более быстрым появлением в разрезе и значительно большей ролью карбонатных пород, менее выраженной регрессивной ветвью, начинающейся песчано-сланцевой среднедмитриевской подсвитой. Различия в степени карбонатности—терригенности этих ритмосерий объясняются неодинаковой их позицией по отношению к континентальным и островным источникам сноса. Главное же из того, что их объединяет,— это одинаковый раннеленский (Окунева, 1974; Решения..., 1982) комплекс археоциатов в известняках первомайской свиты и нижедмитриевской подсвиты, являющихся в обоих мегаритмах верхней частью трансгрессивной ветви. Нижние (базальные) слои этого ритма в Спасской зоне (песчано-сланцевая толща) содержат, по данным Г. В. Беляевой (1984), наиболее древний в Приморье томмотский комплекс археоциатов. По всей видимости, такой же или очень близкий возраст имеют базальные слои нижнекембрийского мегаритма Первомайской подзоны, которые представлены насыровской толщей. Согласно залегающая на ней лузановская толща по преобладанию в ней шунгитовых сланцев лучше всего коррелируется с новоярославской и, возможно, вулкушинской свитами восточной части Вознесенской зоны (Яро-

славская подзона), археоциты в которых, по заключению Г. В. Беляевой, имеют, вероятнее всего, алданский возраст.

В связи с вопросом о возрасте лузановской толщи необходимо вспомнить также упоминание Ю. Г. Иванова и Ю. Н. Олейника (Иванов и др., 1960) о том, что археоциты плохой сохранности были обнаружены В. Н. Яковлевым в 50-е гг. в районе Осиновского оловорудного месторождения. Площадь этого месторождения сложена толщей графитистых сланцев с горизонтами известняков, являющейся непосредственным продолжением на юго-восток основной полосы распространения лузановской толщи, проходящей через села Григорьевка и Павловка и далее практически непрерывно до с. Осиновка.

Таким образом, все приведенные выше аргументы позволяют достаточно уверенно сделать вывод о том, что и самые древние отложения Вознесенской зоны имеют нижнекембрийский, а не верхнепротерозойский возраст, и эта зона, следовательно, должна быть вообще исключена из схемы стратиграфии верхнедокембрийских отложений.

Кроме Ханкайского массива в его традиционных границах докембрийские отложения некоторыми авторами (Геология Приморского края, 1955; Смирнов, 1976; и др.) выделяются также в южной части Сихотэ-Алиня. В отличие от ханкайских, они представлены в основном амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, плагиоклаз-амфиболовыми породами, реже кварцитами. По степени метаморфизма они меняются от зеленых хлорит-актинолитовых сланцев до плагиоклаз-амфиболовых гнейсов, амфиболитов и мигматитов.

Н. А. Беляевский и А. М. Смирнов относили эти породы к архею, В. В. Голозубов и др. метаморфические сланцы и полосчатые габбро района с. Чугуевка считали верхнепротерозойскими, а на новой геологической карте Приморья масштаба 1 : 1 000 000 (редакторы В. А. Бажанов и Ю. Н. Олейник) они показаны как протерозойские нерасчлененные. Не исключено, что в этом метаморфическом комплексе есть и более молодые — ниже- или даже среднепалеозойские — образования.

В итоге проведенного анализа сделаем следующие основные выводы.

1. Докембрийские комплексы Ханкайского массива имеют значительно более высокую степень метаморфизма по сравнению с одновозрастными образованиями одного из типовых районов их развития — Алданского щита и его юго-восточного обрамления (Юдомо-Майского прогиба). Учитывая это обстоятельство, а также то, что радиоизотопные датировки метаморфических комплексов не превышают 1630 млн лет, иманскую серию предлагается датировать нижним протерозоем, а уссурийскую (1517 млн лет) — нижним рифеем (табл. 1 и 2).

2. К среднему рифею (юрматинию) предлагается отнести трансгрессивно-регрессивный мегаритм (ритмосерию), сложенный спасской, митрофановской, лысогорской и кабаргинской свитами и прорванный гранитами с изотопным возрастом до 984—1000 млн лет. Предлагается объединить указанные свиты в серию и назвать ее лесозаводской (табл. 3).

3. К верхнему рифею (каратавию) предлагается отнести марганцево-железородный комплекс Кабаргинской зоны. Нижняя часть комплекса представлена нижней джеспилит-сланцевой толщей правобережья р. Кабарга (Кабаргинское и Митрофановское месторождения), средняя — смольнинской свитой и верхняя — рудоносной свитой (верхней джеспилит-сланцевой толщей). Эту ритмосерию предлагается назвать орловской (табл. 4).

4. Хорошая сопоставимость (по мощности и строению разрезов при аналогичном литолого-фациальном составе) рифейских мегаритмов (серий) с нижнекембрийскими мегаритмами Спасской и Вознесенской зон дает основание уверенно предполагать, что каждый из них сформировался на протяжении эпох, сопоставимых по длительности с нижнекембрийской и составляющих незначительную часть продолжительности каждого из подразделений верхнего протерозоя. Это обстоятельство вместе с обилием различных и, вероятно,

Региональная стратиграфическая схема
нижнепротерозойских отложений Ханкайского массива (проект)

Общая стратиграфическая шкала		Местный стратиграфический разрез	Стратиграфическая схема смежных регионов	
Тема	Изотопный возраст	Ханкайский массив	Буреинский массив	
			Хингано-Буреинский массив (Решения..., 1971)	Чегдомынский выступ (Решения..., 1971)
Рифей		 1630 млн. лет		
Верхнепротерозойский	1650 ± 50	Матвеевская свита Верхняя подсвита - мигматизированные биотитовые сланцы и гнейсы. Средняя подсвита - переслаивающиеся мраморы, биотитовые, биотит-силлиманитовые кордиерит-гранат-силлиманитовые сланцы, гранат-кордиеритовые, биотит-гиперстеновые гнейсы, гранат-кордиеритовые, гиперстен-магнетитовые, графитистые кварциты. Нижняя подсвита - биотит-силлиманитовые сланцы, гиперстеновые гнейсы. Около 3200 м	Амурская серия	Тастахская серия
	1900 ± 100	Ружинская свита Мраморы с графитом, диопсидом, прослой биотитовых сланцев, гнейсов, графитовых сланцев. Более 1000 м ?	?	?
	2300 ± 100			
Нижний	2600 ± 100			

разновозрастных верхнепротерозойских гранитоидов позволяет предполагать наличие значительных временных перерывов между верхнепротерозойскими сериями, а также между верхней из них и нижнекембрийскими отложениями и свидетельствует скорее о прерывисто-поступательном, чем непрерывном, характере формирования Ханкайского массива. Непрерывная седиментация

Региональная стратиграфическая схема
нижнерифейских отложений Ханкайского массива (проект)

Общая стратиграфическая шкала		Корреляция местных стратиграфических разрезов		Стратиграфические схемы смежных регионов
Фитома	Изотопный возраст	Ханкайский массив		Япония. (Омирнов, 1976; Мишкин, 1983)
		Нахимовская зона	Матвеевская зона	
Б у р з я н и й (нижний рифей)	I400			945- I440 млн. лет
	±50	Татъяновская свита Биотитовые, диопсидовые, мусковит-графитовые сланцы. Около 2500 м	?	Возможно, часть комплекса гнейсов Хида
		Нахимовская свита Биотитовые, амфибол-биотитовые сланцы и гнейсы, местами мигматизированные, линзы мраморов, амфиболитов. I517 млн. л. Более 1000 м ?	Тургеневская свита Верхняя подсвита - биотитовые сланцы и гнейсы мигматизированные. Около 2000 м Нижняя подсвита - биотитовые амфибол-биотитовые сланцы, гнейсы, мраморы, амфиболиты. Около 2300 м	Биотитовые, гранат-биотитовые, рогово-обманковые и диопсидовые гнейсы, мраморы. I470-1680 млн. л. I540-1660 млн. л. I500-1985 млн. л.? Более 15000 м
	I650	?	?	
	±50	?	PR?	

в протерозое была возможно, по-видимому, лишь в окружающих его эвгеосинклинальных прогибах.

5. Корреляция одноранговых терригенно-карбонатных (или карбонатно-терригенных) мегаритмов Вознесенской и Спасской зон с привлечением всех палеонтологических и литологических материалов позволяет утверждать, что насыровская и лузановская толщи Вознесенской зоны, представляющие собой нижнюю часть вознесенского мегаритма и относимые ранее к верхнему

Региональная стратиграфическая схема
юрматинских (среднерифейских) отложений Ханкайского массива

Общая стратиграфическая шкала		Корреляция местных стратиграфических разрезов		Стратиграфические схемы смежных регионов	
Фитома	Изотопный возраст	Ханкайский массив		Юдомо-Майская зона (Южная подзона (Решения, 1982)	
		Кабаргинская зона	Нахимовская зона (Спасский район)		
Ю р м а т и н и й (с р е д н и й р и ф е й)	1000	8984-1000 млн. лет			
	±50	Лесозаводская серия	Кабаргинская свита Сланцы хлорит-серицитовые, биотит-мусковитовые, вверху прослой песчаников 1100 м	Кабаргинская свита Филлиты, известковистые песчаники Около 1000 м	Ципандинская свита Доломиты 400-420 м
			Лысогорская свита Известняки битуминозные мраморизованные. 600 м	Митрофановская* свита Сланцы и кварциты графитовые, мусковит-биотитовые, хлорит-серицитовые, серицит-кварц-гематитовые Около 2100 м	Малгинская свита Известняки, мергели 400-440 м
			Митрофановская свита Сланцы мусковит-графитовые, серицитовые, амфиболиты, известняки 600-700 м		Тоттинская свита Алевролиты, аргиллиты, песчаники
			Спаская свита Сланцы мусковит-биотитовые и биотитовые 700 м	Спаская свита Сланцы мусковит-биотитовые, биотитовые, порфириды 850-950 м	1030 млн. л. 600-800 м
	1200				
Ю р м а т и н и й (с р е д н и й р и ф е й)	±50				
	1400				
	±50	R ₁ ?		I250-1600 м	

* Свита закартирована И.В.Мишкиной и утверждена с таким названием 3-им ДВ МРСС, но ее объем, по мнению автора, отвечает суммарному объему митрофановской и лысогорской свит.

протерозою, должны коррелироваться с нижними толщами спасского нижнекембрийского мегаритма, содержащими алданские археоцнаты. Этот вывод подтверждает хорошую литологическую сопоставимость лузановской свиты с нижнекембрийскими новоярославской и волкушинской свитами Ярославской подзоны.

**Региональная стратиграфическая схема
каратавских (верхнерифейских) отложений Ханкайского массива (проект)**

Общая стратиграфическая шкала		Местный стратиграфический разрез	Стратиграфические схемы смежных регионов
Фитема	Изотопный возраст	Ханкайский массив Кабаргинская зона	Юдомо-Майская зона (Южная подзона) (Решения..., 1982)
К а р а т а в и й (в е р х н и й р и ф е й)	650-680	?	
	± 20	Орловская серия Рудоносная свита Сланцы серицит-хлоритовые, углисто-глинистые, известняки, в середине железистые кварциты и марганцевые руды До 785 м	Усть-кирбинская свита
		Смолянинская свита Доломиты, известняки, кремнистые известняки ? Около 500 м	Джабатымская свита
		Джеспилито-сланцевая (нижняя рудоносная) толща Сланцы углисто-глинистые, прослойки песчаников (внизу), известняков, железистых кварцитов, спилитов 900-1000 м	Кандыкская свита
		?	
		?	
			Лахандинская подсерия
	1000		
	± 50	R ₂	R ₂

6. Стратиграфические схемы предполагается составлять отдельно для каждого из подразделений верхнего протерозоя, по длительности соответствующих всей палеозойской эре. Это диктуется также и чисто практическими соображениями. Показать в одной фитеме серию из трех — четырех свит, отразив при этом соотношение длительностей циклов седиментации и перерывов в единой для всего верхнего протерозоя схеме, практически невозможно.

Даже в предлагаемом варианте это соотношение будет немасштабным и весьма условным.

7. В табл. 1—4 приведены предлагаемые для обсуждения варианты стратиграфических схем. Корреляция со схемами смежных регионов неоднозначна для разных подразделений. Она отражает либо позицию данного комплекса по отношению к стратотипическому разрезу рифея Дальнего Востока (для R_2 и R_3), либо стремление найти в регионе эталон глубокометаморфизованных отложений с нижнерифейскими радиологическими датировками (для R_1), либо взгляды автора на положение сопоставляемых серий в разреза Ханкайского и Буреинского массивов (для PR_1).

ЛИТЕРАТУРА

Беляева Г. В. О возрасте песчано-сланцевой толщи Ханкайского массива // Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 18—27.

Васильковский Н. П. Палеогеология Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1984. 175 с.

Геология Приморского края / Беляевский Н. А. и др. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 337 с.

Геология СССР. Т. 19: Хабаровский край и Амурская область, ч. 1. М.: Недра, 1966. 736 с.; Т. 32: Приморский край, ч. 1. М.: Недра, 1969. 695 с.

Громов Ю. Я. Стратиграфия синия и кембрия Южного Приморья // Сов. геология. 1958. № 6. С. 44—53.

Иванов Ю. Г., Олейник Ю. Н., Томашунас Э. В. К стратиграфии кембрия Южного Приморья // Информ. сб. ПГУ. 1960. № 1. С. 13—22.

Леликов Е. П. Петрология и вопросы геохимии гранитоидов восточной части Ханкайского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1971. 23 с.

Леликов Е. П. Условия образования и геохимическая специализация позднепротерозойских гранитоидов Ханкайского массива // Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981. С. 158—164.

Леликов Е. П., Мишкина И. В., Милов А. П. Новые данные о возрасте метаморфических пород Ханкайского массива // Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 16—19.

Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока / Кулиш Е. А. и др. М.: Наука, 1981. 207 с.

Мишкин М. А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969. 184 с.

Мишкин М. А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1983. 194 с.

Мишкин М. А., Мишкина И. В. Новые данные по стратиграфии и петрологии нижнего докембрия Ханкайского массива // Информ. сб. ПГУ. 1964. № 5. С. 19—22.

Окунева О. Г. Новые данные по биостратиграфии кембрия Приморья // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 18—25.

Окунева О. Г., Репина Л. Н. Биостратиграфия и фауна кембрия Приморья. Новосибирск: Наука, 1973. 284 с.

Раабен М. Е. О скорости осадконакопления в рифее // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 9. С. 117—129.

Решения II Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания. Л., 1971.

Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982. 180 с.

Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224 с.

Фомин Б. Н., Школьник Э. Л. О фосфоритности древних отложений Малого Хингана // Фосфаты Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 121—130.

Шехоркина А. Ф. Формации рифея и кембрия Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1966. 96 с.

Шитов А. А. О геотектонических условиях формирования палеозойских осадочных отложений Синегорского района Приморья // Тихоокеан. геология, 1983. № 1. С. 30—35.

Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 224 с.

А. Ф. МАРЧЕНКО

К ПРОБЛЕМЕ ДОКЕМБРИЯ КАМЧАТКИ

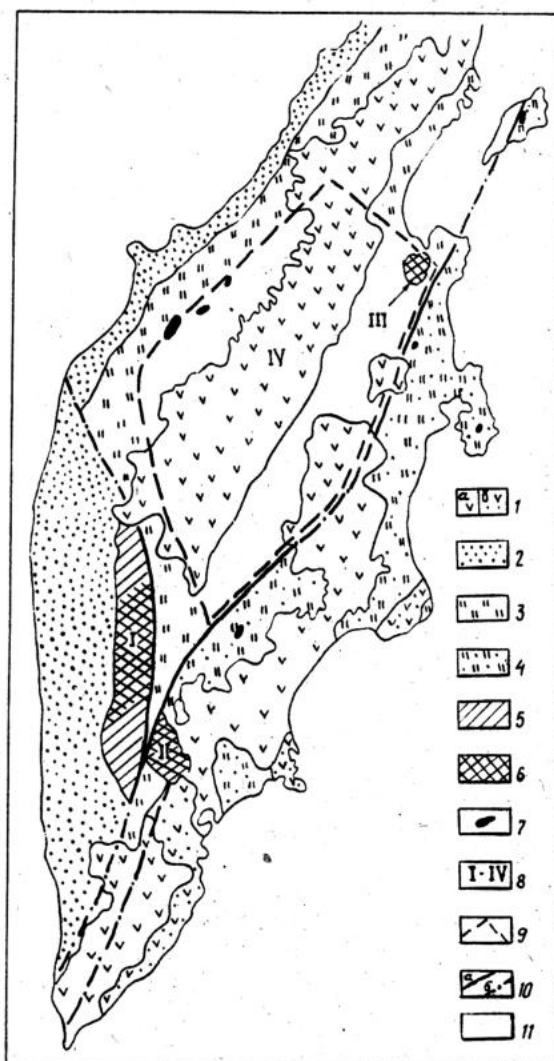
Метаморфические породы докембрийского или предположительно докембрийского возраста в настоящее время известны в различных районах Камчатки. Помимо Срединного Камчатского массива, Ганальского и Хавывенского выступов они слагают останцы в кровле крупных тел гипербазитов на Восточной Камчатке и о-ве Карагинском, а также присутствуют в виде ксенолитов в лавах кайнозойских вулканов (рис. 1). Предположение о наличии докембрийских образований на полуострове впервые высказал В. А. Обручев (1892). Позднее К. И. Богданович (1899) пришел к выводу о том, что возраст метаморфических пород палеозойский, не древнее девона. С тех пор идут острые дискуссии по вопросу о правомерности выделения докембрия на Камчатке.

При мелко- и среднемасштабном картировании 1951—1961 гг. геологи, работавшие в северной части массива метаморфических пород Срединного хребта (М. И. Горяев, А. Ф. Марченко, В. П. Мокроусов и др.), выделили толщи метаморфических пород докембрийского и палеозойского возраста, разделенные несогласиями между собой и мезозойскими образованиями. Другая группа геологов, проводившая геологосъемочные работы в южной части массива и в Ганальском хребте (М. М. Лебедев, В. Н. Бондаренко и др.), все докайнозойские образования рассматривала как единую серию геосинклинальных осадков, метаморфизованную в конце мела—палеогена (Геология СССР, 1964; Лебедев, 1967). Дополнительную важную информацию в пользу выводов о наличии докембрия в Срединном хребте получили геологи ВСЕГЕИ Ю. А. Альтов, А. Ф. Шагин и др., проводившие тематические исследования в 1966—1973 гг. Они подтверждают наличие описанного ранее несогласия между толщей палеозойских метавулканитов и подстилающими кристаллическими породами, выраженного выходами конгломератов с галькой повторно метаморфизованных гнейсов. Ими же обнаружены реликты гнейсов гранулитовой фации среди гнейсов и мигматитов амфиболитовой фации в толще, залегающей ниже конгломератов.

Вопросы возраста метаморфических комплексов Камчатки обсуждались при подготовке к изданию 31-го тома «Геологии СССР» (1964) и среднемасштабных геологических карт, на симпозиуме «Стратиграфия, петрология и рудоносность метаморфических комплексов Востока СССР» в г. Владивостоке (Вопросы геологии..., 1968) и на Петропавловском межведомственном стратиграфическом совещании в 1974 г. Различные варианты стратиграфических схем, анализ представлений исследователей о возрасте и природе толщ метаморфических пород Камчатки приведены в ряде работ (Геология СССР, 1964; Марков, 1976), и поэтому они здесь опускаются. На совещании 1974 г. А. Ф. Марченко и И. А. Сидорчук предложили схему стратиграфии, несколько отличающуюся от ранее предложенной трактовкой возраста отдельных подразделений, хотя в целом объем стратиграфических подразделений, определившихся при геологическом картировании, и их последовательность в разрезе оставлены без изменения (рис. 2, II). Помимо мезо-

Рис. 1. Схематическая карта размещения выходов метаморфических пород.

1 — кайнозойские вулканогенные (а) и вулканогенно-осадочные (б) отложения; 2—4 — отложения предполагаемых мезозойских прогибов: 2 — терригенные, 3 — кремнисто-вулканогенные, 4 — кремнисто-карбонатно-терригенные; 5—7 — комплексы метаморфических пород: 5 — палеозойские, 6 — докембрийские, 7 — не установленного возраста в останцах кровли гипербазитов и в небольших выходах; 8 — массивы и выступы метаморфических пород: I — Ганальский, II — Срединный, III — Хавывенский; 9 — границы предполагаемого Центральнокамчатского массива метаморфических пород (IV), скрытого под кайнозойскими образованиями; 10 — тектонические разрывы: а — установленные, б — предполагаемые; 11 — кайнозойские осадочные отложения чехла Центральнокамчатского массива



зойских терригенных и кремнисто-вулканогенных образований кихчикской серии и ирунейской свиты по этой схеме в Срединном Камчатском массиве метаморфических пород выделяются мезозойские: квахонская свита — порфириты, рассланцованные и альбитизированные туфы, эпидот-амфиболовые, иногда глаукофансодержащие сланцы, диабазы; стопольниковская свита — песчаники и алевролиты полимиктовые метаморфизованные, глинистые сланцы, филлиты, метатуфы; палеозойские: химкинская свита — кварц-альбит-хлоритовые сланцы, иногда с эпидотом и актинолитом, прослои филлитов и метапесчаников; хейванская свита — филлиты, олигомиктовые метапесчаники и метаалевролиты; андриановская свита — амфиболовые, амфибол-плагноклазовые, альбит-актинолитовые сланцы, кварциты, метаконгломераты с галькой кристаллических пород; протерозойские: камчатская серия, верхняя толща — слюдяные сланцы с гранатом, ставролитом, андалузитом; нижняя толща — микрогнейсы, слюдяные и амфиболовые; архейские: колпаковская серия — плагниогнейсы биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-силлиманитовые, амфибол-пироксеновые, мигматиты, кальцифиры, амфиболиты. В таком объеме эти подразделения показаны на изданных геологических картах Камчатской области (1978) и Северо-Востока СССР (1980) масштаба 1 : 500 000, но

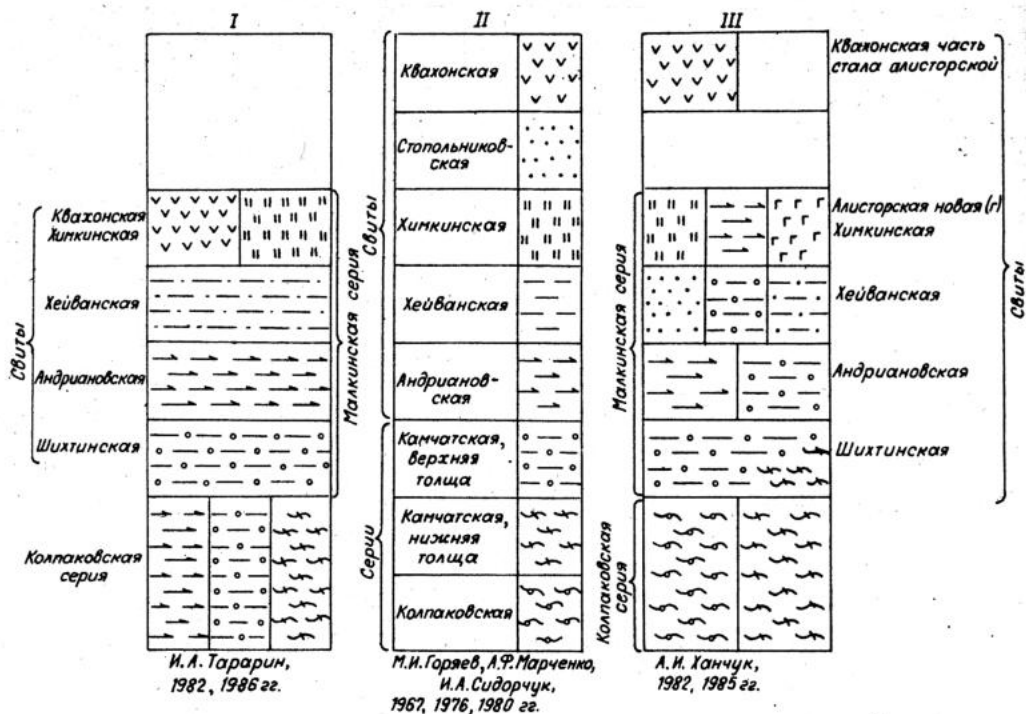


Рис. 2. Сопоставление стратиграфической схемы, положенной в основу геологических карт, изданных до 1981 г. (III), с новыми схемами И. А. Тарарина (I) и А. И. Ханчука (II). Кран, обозначающий различные свиты в колонке II, показывает в колонках I, III наличие частей этих свит в подразделениях, выделенных в этих схемах

с учетом рекомендаций совещания возраст камчатской и колпаковской серий принят как протерозойский.

В последнее десятилетие в изучении метаморфических толщ Срединного хребта приняли участие геологи Дальневосточного геологического института ДВО АН СССР. Судя по публикациям, у них также не сложилось единой точки зрения на возраст метаморфических толщ, время их метаморфизма.

А. И. Ханчук (1985), В. И. Шульдинер и др. (1980) признают существование докембрийских кристаллических пород, несогласно перекрытых палеозойскими образованиями. В обоснование своей точки зрения они отмечают новые находки метаконгломератов по р. Крутогорова в основании метатерригенной толщи, названной ими шихтинской свитой, гнейсы гранулитовой фации метаморфизма в подстилающей толще кристаллических пород и изотопную датировку 1,3 млрд лет циркона из гнейсов колпаковской серии (Кузьмин, Чухонин, 1980).

С. М. Синица по результатам наблюдений в бассейне р. Коль, примерно в 100 км южнее р. Крутогорова, сделал вывод о том, что весь комплекс метаморфических пород от мигматитов и гнейсов до филлитов образовался в позднем мезозое в результате интенсивного метаморфизма двух слоистых комплексов, разделенных структурным несогласием. Породы нижнего комплекса вместе с прорывающими их интрузиями относятся им к нижнему структурному ярусу, который был слабо метаморфизован до формирования верхнего яруса. В последний он включает образования малкинской и кихчикской серий, причем структурное несогласие подтверждается наличием обломков гранитоидов в базальных слоях малкинской серии.

Сходные представления сложились и у И. А. Тарарина, но после исследований, проведенных в 1982—1985 гг. в бассейне р. Коль и по р. Крутогорова, он считает, что позднемезозойские образования кихчикской серии не за-

тронуты процессами метаморфизма. Им предполагается существование двух этапов метаморфизма. На первом (раннем) этапе терригенные образования колпаковской серии были метаморфизованы слабо, во время позднего, пост-малкинского этапа была образована вся гамма метаморфических пород Срединного хребта. Реликтами раннего этапа метаморфизма считаются гранат-ставролит-слюдистые породы верховьев р. Левая Коль, которые определяют как роговики раннего этапа.

В 1985 г. геологами ПО «Камчатгеология» Д. А. Бабушкиным, Ю. М. Бархатовым и др. в бассейне р. Озерная Камчатки на восточных склонах Срединного хребта (также примерно в 100 км южнее р. Крутогорова) при детальном геологосъемочных работах были обнаружены метаконгломераты в различных частях разреза толщи метаморфических пород. Пробы из верхних частей разреза (измененные породы хейванской свиты) показали 335 млн лет (Rb—Sr-метод).

И. А. Сидорчук, закончивший в 1987 г. сводку по стратиграфии фанерозойских метаморфических пород Срединного хребта, пришел к выводу о том, что схема, предложенная в 1974 г. Петропавловскому стратиграфическому совещанию и положенная в основу опубликованных мелкомасштабных карт Камчатской области (1978) и Северо-Востока СССР (1980), принципиально правильная, о чем свидетельствует рекомендуемая им схема, приведенная в отчете. Новые исследования, по его мнению, позволяют признать существование несогласия в докембрийском разрезе между камчатской и колпаковской сериями и в основании палеозойской андриановской свиты. В сводке подробно рассматриваются исследования различных геологов, законченные к моменту ее составления.

После Петропавловского стратиграфического совещания 1974 г. приведенные выше названия серий и свит для различных по составу толщ метаморфических пород, установившиеся в геологической литературе, продолжают использоваться. Однако некоторыми исследователями не соблюдаются правила приоритета, объем, границы полей распространения свит и серий меняются произвольно, вследствие чего возникла терминологическая путаница.

Так, М. С. Марков (1976) толщ метаморфических пород Срединного хребта Камчатки описывает в составе малкинской и камчатской серий. И. А. Тарарин, А. И. Ханчук, В. И. Шульдинер считают более удобным эти же толщ рассматривать как части малкинской и колпаковской серий, а камчатскую серию исключают вообще. При этом не принимается во внимание, что В. П. Мокроусов, впервые предложивший разделять комплекс метаморфических пород Южной Камчатки на колпаковскую, камчатскую и малкинскую серии, не описывал в составе малкинской серии андриановскую и шихтинскую свиты, в то время как М. С. Марков андриановскую, а другие исследователи и андриановскую, и шихтинскую свиты предлагают рассматривать в качестве составной части малкинской серий.

Не соблюдаются правила приоритета и при выборе названий стратиграфических подразделений более мелкого ранга, что показано на рис. 2. А. И. Ханчук (колонка III) называет шихтинской свитой верхнюю и часть нижней толщи камчатской серии М. И. Горяева, андриановской свитой — часть андриановской свиты и часть камчатской серии, хейванской — часть камчатской серии, стопольниковскую и часть хейванской свиты предшественников. Название «химкинская свита» присваивается химкинской свите и части андриановской, а «алисторская» — части квахонской свиты, в то время как оставшаяся ее часть сохраняет старое название.

В представлении И. А. Тарарина (рис. 2, колонка I), большую часть андриановской и шихтинской свит или андриановской свиты и толщ слюдяных сланцев камчатской серии предшественников следует считать колпаковской серий. Андриановскую и шихтинскую свиты он сохраняет только по р. Крутогорова севернее вулкана Хангар. На одном уровне он помещает химкинскую и квахонскую свиты, а А. И. Ханчук — алисторскую и химкинскую.

Правомерность таких выводов о содержании свит и серий, выделяемых А. И. Ханчуком и И. А. Тарариным и «унаследовавших» установившиеся названия, подтверждает сравнение геологических карт окрестностей вулкана Хангар, составленных при геологическом картировании (рис. 3), с картами, появившимися после тематических исследований по новым схемам (рис. 4). Северная часть рис. 3 соответствует геологической карте М. И. Горяева, а южная — карте А. Ф. Марченко, составленным в 1967 г. после завершения геологосъемочных работ среднего и более крупного масштаба.

Геологическое строение северной части на рис. 4 показано по И. А. Тарарину, а южной — по А. И. Ханчуку (1985). Геологические границы между толщами (свитами) в северной части на рис. 3 и 4 оставлены без изменения, ибо не они являются предметом анализа. В южной части рис. 4 границы показаны по карте А. И. Ханчука (1985). Возраст подразделений не показывается, ибо он тоже не может повлиять на выводы. Территория окрестно-

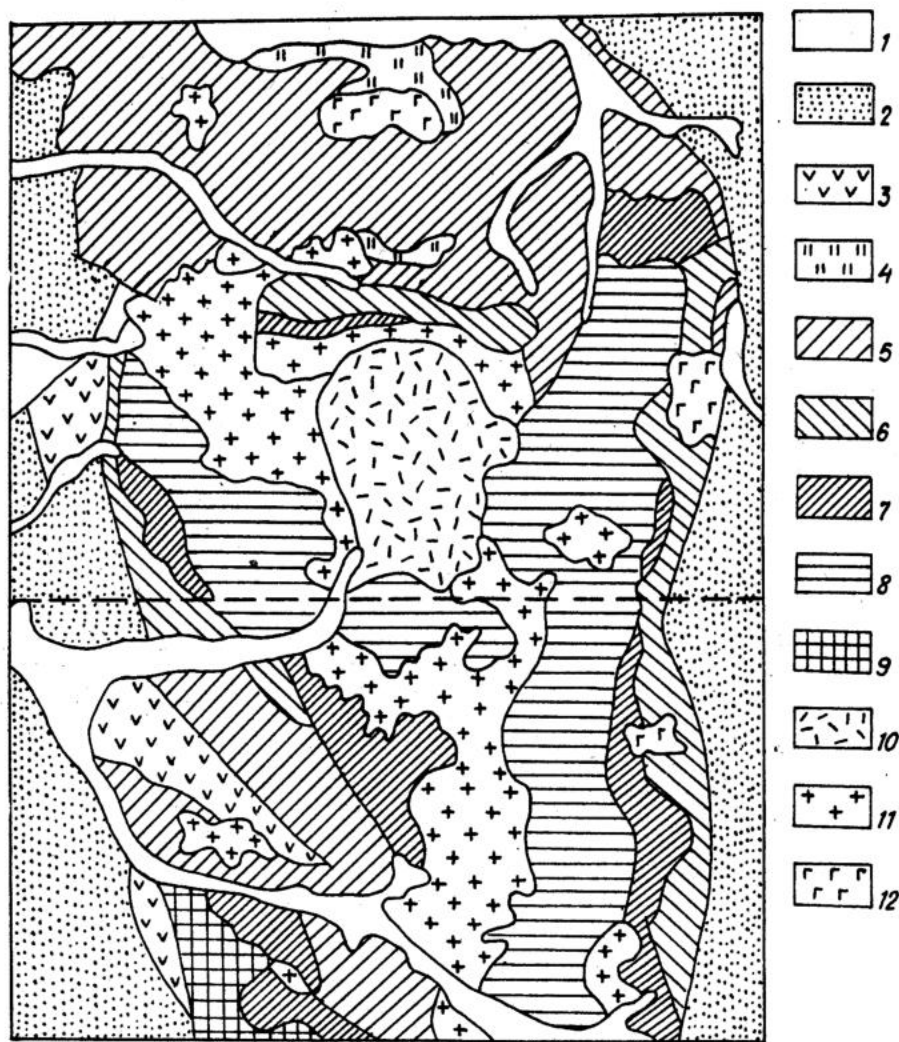


Рис. 3. Геологическое строение окрестностей вулкана Хангар по М. И. Горяеву и А. Ф. Марченко, 1967 г.

1 — аллювиальные отложения; 2 — кихчикская серия и ирунейская свита неразделенные; 3 — квахогонская свита; 4 — химкинская свита; 5 — хейванская, а в юго-западной части карты хейванская и стопольниковская свиты, объединенные; 6 — андриановская свита; 7, 8 — камчатская серия; 7 — верхняя и 8 — нижняя толщи; 9 — колпаковская серия; 10 — лавы и туфы четвертичного вулкана Хангар; 11 — гранитоиды; 12 — базиты и гипербазиты. Состав свиты приведен в тексте

стей вулкана Хангар в качестве примера выбрана не случайно. Именно на этой территории впервые выделены андриановская, хейванская, химкинская, стопольниковская и квахонская свита, названия которых обычно использовались в геологической литературе и сохраняются в схемах рис. 2. Андриановская свита по р. Андриановка прослежена в непрерывной полосе на десятки километров (рис. 3); севернее вулкана Хангар по р. Крутогорова впервые были обнаружены метаконгломераты в основании этой свиты (Марченко, 1966), здесь же проводили тематические исследования авторы новых схем. По р. Крутогорова выявлены метаконгломераты в основании толщи слюдяных сланцев (камчатская серия по М. И. Горяеву, шихтинская свита по В. И. Шульдинеру и др., 1980).

В. И. Шульдинер называет шихтинской свитой и верхнюю толщу камчатской серии М. И. Горяева западнее вулкана Хангар. Восточнее вулкана, кроме того, в нее включается и часть нижней толщи камчатской серии.

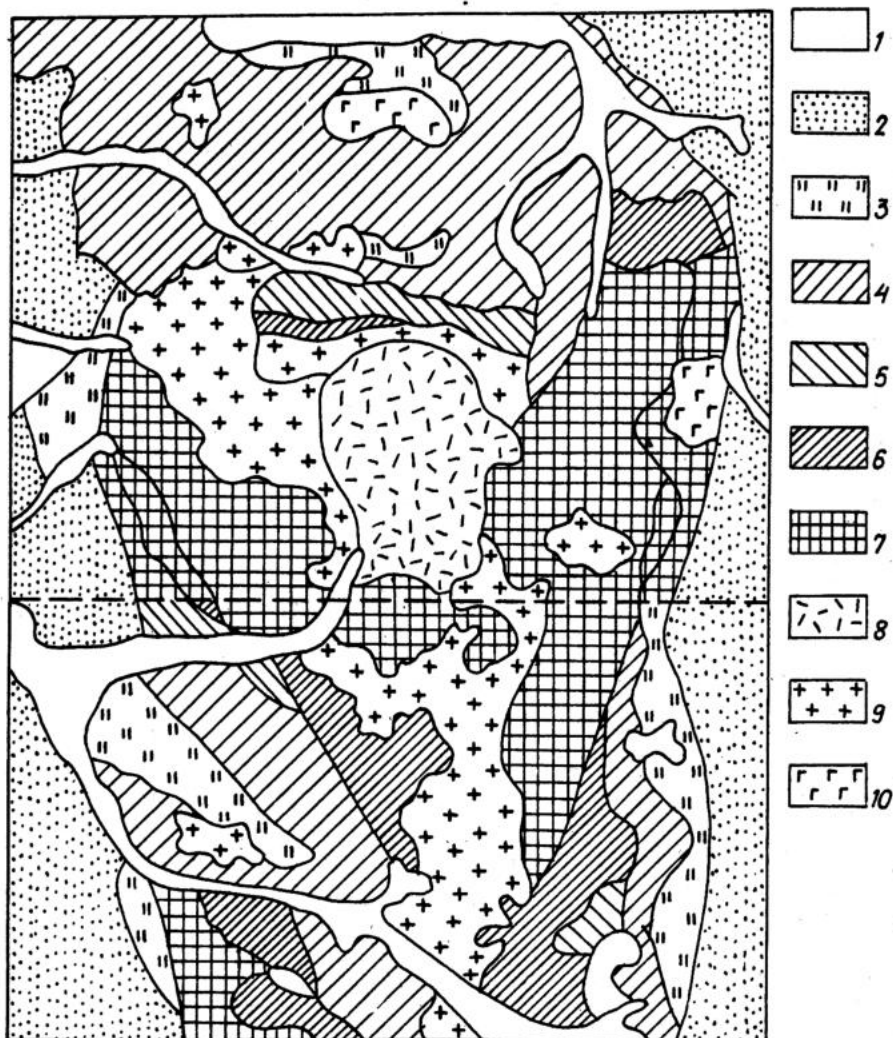


Рис. 4. Геологическое строение окрестностей вулкана Хангар по легендам И. А. Тарарина и А. И. Ханчука (геологические границы на южной части карты показаны по А. И. Ханчуку (1985).

1 и 2 то же, что и на рис. 3; 3 — химкинская, квахонская и алисторская (по А. И. Ханчуку) свиты; 4 — хейванская; 5 — андриановская и 6 — шихтинская свиты; 7 — колпаковская серия; 8 — лавы и туфы четвертичного вулкана Хангар; 9 — гранитоиды; 10 — габбро и гипербазиты.

Другая часть этой толщи показана как колпаковская серия. Колпаковской серией И. А. Тарарин считает перечисленные серии и свиты предшественников и сохраняет их только по р. Крутогорова.

Результат нарушения правил стратиграфической терминологии и номенклатуры достаточно нагляден (рис. 3, 4). Несмотря на то, что колпаковская серия, шихтинская, андриановская, хейванская и химкинская свиты (рис. 2) занимают в разрезе относительно друг друга одинаковое положение, на картах колпаковская серия И. А. Тарарина по простиранию (по границе карт) сменяется химкинской, хейванской, шихтинской или андриановской свитами и колпаковской серией А. И. Ханчука. Переименовав андриановскую свиту по р. Андриановка в химкинскую, последний был вынужден изменить названия и подстилающим толщам. Толща слюдяных сланцев камчатской серии А. Ф. Марченко получила название хейванской свиты, пачки амфиболовых гнейсов нижней толщи этой серии стали называться андриановской свитой, а остальная часть толщи превратилась в шихтинскую свиту и колпаковскую свиту (рис. 4).

Следует обратить внимание еще на одну деталь. В. И. Шульдинер, А. И. Ханчук объединяют в один горизонт метаконгломераты, обнаруженные ими в основании шихтинской свиты, и конгломераты, описанные ранее (Марченко, 1964) в основании андриановской свиты, но сохраняют представления о различных стратиграфических уровнях этих свит. Логичнее было бы, объединив в один горизонт различные метаконгломераты, рассматривать и свиты как фациально различные толщи одного стратиграфического уровня или, сохранив свитное деление, выделять не один а два горизонта конгломератов. Последнее представляется более вероятным, как и предположение о том, что существовали не два, а три этапа домезозойского метаморфизма.

Приведенный выше материал показывает, насколько сложен вопрос о выделении докембрия в Срединном хребте. Неясна и верхняя граница докембрийских образований. В связи с тем что стратиграфическая терминология весьма запутана последними работами, практически невозможно использование аналитического и другого фактического материала для целей корреляции, если руководствоваться только привязкой его по названиям стратиграфических подразделений, применяемых различными авторами.

Таким образом, в настоящее время количество вариантов суждений о возрасте метаморфических пород в Срединном хребте Камчатки, наличии или отсутствии среди них докембрийских образований не сократилось, а возросло, и они сводятся к следующему.

1. Докембрийскими являются кристаллические сланцы и гнейсы камчатской и колпаковской серий, объем которых определен к Петропавловскому стратиграфическому совещанию 1974 г.

2. Докембрийскими являются только гнейсы и мигматиты колпаковской серии. Ю. А. Альбов и А. Ф. Шпагин допускают существование толщи, в которой докембрийские образования не отделены от палеозойских при геологическом картировании.

3. Докембрийские образования в Срединном хребте отсутствуют. Все разновидности метаморфических пород от филлитов до гранулитов образовались в результате изменения пород, принадлежащих к двум структурным ярусам, разделенным перерывом и несогласием, при региональном метаморфизме в позднем палеозое или мезозое; метаморфические преобразования более раннего этапа были незначительны.

4. Докембрийские образования и структурное несогласие, разделяющее различные толщи докайнозойских образований в Срединном хребте, отсутствуют. Метаморфизму подвергалась единая серия геосинклинальных отложений в конце мела—палеогена.

Наиболее обоснованными представляются первое из приведенных положений и высказанные выше доводы в пользу существования трех домезозойских этапов метаморфизма.

От решения проблемы докембрия южной части Срединного Камчатского хребта зависит достоверность региональных построений, а следовательно,

оценка прогнозных ресурсов обширной территории. В настоящее время в обобщающих работах при реставрации истории геологического развития за основу принимаются различные варианты суждений, приведенных выше, в чем можно убедиться при знакомстве со сводными работами А. А. Маракушева и др. (1971), М. С. Маркова (1976), В. И. Мараханова, С. В. Потапова (1981), А. И. Ханчука (1985) и др.

Кристаллические породы Ганальского хребта рассматривались как возрастные аналоги подобных образований Срединного хребта, хотя буквального сходства разрезы толщ метаморфических пород этих блоков не имеют. В этой связи для выделяемых здесь стратиграфических подразделений сложилась и иная терминология. Особенности геологического строения Ганальского хребта подробно охарактеризованы Л. Л. Германом (1978) и приводятся у М. С. Маркова (1976). Здесь выделяются две серии, различающиеся по степени метаморфизма: ганальская и стеновая, которые подразделяются на ряд свит. Докембрийский возраст метаморфических пород Ганальского хребта можно считать доказанным для гнейсов ганальской серии, на что указывают изотопные датировки 2,5—3,5 млрд лет, полученные по цирконам, отобранным из метаморфических пород ганальской серии и прорывающих ее интрузивных пород, и находки докембрийских микрофоссилий в породах этой серии (Львов и др., 1985). Высказанные А. Б. Львовым предположения о докембрийском возрасте метаморфических пород стеновой серии на основании находок подобных микрофоссилий нуждаются в проверке. В верхней части разреза этой серии присутствует толща, по степени метаморфизма и составу аналогичная мезозойским образованиям Валагинского хребта, обнажающимися в непосредственной близости.

Толщи метаморфических пород Хавывенского выступа, представленные различными метаморфическими сланцами и кварцитами, слагающими верхнюю часть разреза, рассматривались и как аналоги метаморфических образований Ганальского хребта (Геология СССР, 1964), и как выходы кристаллических пород Центральнокамчатского погребенного массива, переработанных последующими процессами метаморфизма в домезозое (Марченко, 1975), и как метаморфизованные кайнозойские образования (Маракушев и др., 1971).

Таким образом, можно считать в настоящее время доказанным существование докембрийских метаморфических пород в Ганальском хребте по изотопным датировкам и остаткам микрофоссилий, но верхняя граница их распространения нуждается в уточнении.

Значительно сложнее решить проблему докембрия для Срединного хребта. Рациональным представляется проведение комплексных исследований толщ метаморфических пород, в первую очередь в междуречье рек Андриановка, Квахона, Крутогорова на севере Срединного массива, где установлены признаки размытов кристаллических пород в основании толщ метавулканитов и в основании толщ слюдяных сланцев, а также гнейсы гранулитовой фации. Здесь можно изучить не только взаимоотношения различных толщ метаморфических пород, но и особенности состава минералов в различных толщах, разделенных несогласием, акцессорные минералы терригенных толщ массива и его обрамления. На этой территории еще при среднемасштабном картировании прослежены границы между различными по составу толщами, которые подтвердились при более детальном исследовании. Они могут служить реперами при структурных и микроструктурных тектонических исследованиях. Здесь же удобно решать вопрос о следах наложенных регрессивных преобразований в минералах гнейсов гранулитовой фации. Необходимо продолжить поиски органических остатков и микропалеонтологические исследования, провести геохронологические датировки пород различными методами по одним и тем же проблемам. Перед проведением полевых работ и выбором объектов следует изучить коллекции образцов, шлифов и другой фактический материал, имеющийся в ПО «Камчатгеология», что может оказать существенную помощь при проведении исследований.

В связи с наложенным интенсивным зеленокаменным метаморфизмом в Хавывенском выступе решение вопроса весьма затруднено. Можно рекомендо-

довать тщательные поиски пород, остатков обломков, позволяющих объективно судить об исходном составе этих образований. Единичные обломки микроклиновых гнейсов в зеленых сланцах обнаружены при среднемасштабном картировании Б. И. Слядневым и С. А. Мельниковым в 1968 г., но повторить подобные сборы до настоящего времени не удалось.

При дальнейших исследованиях надо строго придерживаться правил стратиграфической номенклатуры и терминологии, установленных Стратиграфическим кодексом СССР (1977).

ЛИТЕРАТУРА

- Богданович К. И.** Очерк деятельности Охотско-Камчатской горной экспедиции // Изв. Рус. геогр. о-ва. 1899. Т. 35, вып. 6. С. 549—600.
- Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР: (Тез. докл. на симпозиуме по пробл.: стратиграфия, петрология и рудоносность метаморфических комплексов Востока СССР). Владивосток: ДВФ АН СССР, 1968. С. 10—27, 83—85.
- Геологическая карта Камчатской области м-ба 1 : 1 500 000. М.: ТГУЦР, 1978.
- Геологическая карта Северо-Востока СССР м-ба 1 : 1 500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
- Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31: Камчатская область, ч. 1: Геологическое описание. 717 с.
- Герман Л. Л.** Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
- Дьяков Б. Ф.** Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. М., 1955. 255 с. (Тр. ВНИГРИ. Спец. сер.; Вып. 14.)
- Кузьмин В. К., Чухонин А. П.** О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 932—935.
- Лебедев М. М.** Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С. 57—69.
- Львов А. Б. и др.** О возрасте метаморфических толщ Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 47—56.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А.** Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 136 с.
- Мараханов В. И., Потапьев С. В.** Структурное районирование Камчатской тектонической области. М.: Наука, 1981. 87 с.
- Марков М. С.** Метаморфические комплексы и «базальтовый слой» земной коры островных дуг. М.: Наука, 1976. 228 с. (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 268.)
- Марченко А. Ф.** О стратиграфическом положении метаморфизованных эффузивных и пирокластических пород Среднего Камчатского хребта // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1964. № 17. С. 88—93.
- Марченко А. Ф.** О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 234—245.
- Марченко А. Ф., Мельникова С. А., Сляднев Б. И.** Регрессивный метаморфизм в метаморфических породах Хавывенской возвышенности на Камчатке // Материалы IV Всесоюз. петрогр. совещ.: Тез. докл. Баку: АН АзССР, 1969. С. 495—496.
- Мишкин М. А.** Эволюция метаморфизма в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Тихоокеан. геология. 1982. № 3. С. 23—36.
- Обручев В. А.** Очерк полуострова Камчатка по данным Карла Дитмара // Изв. Вост.-Сиб. отд.-ния Геогр. о-ва. 1892. Т. 23, № 4.
- Потапьев С. В., Мараханов В. И.** Структурные взаимоотношения Малкинского и Ганальского горст-антиклинорий Камчатки // Геология и геофизика. 1977. № 3. С. 129—134.
- Синица С. М., Тарарин И. А.** К проблеме метаморфического ядра Камчатки (постановка вопроса и некоторые пути решения) // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 175—176.
- Смирнов А. М., Марченко А. Ф.** Комплекс основания меловой геосинклинали Камчатки // Геологические и палеонтологические аспекты Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3—17.
- Тарарин И. А.** Особенности минералогии гранатов как показатель полиметаморфизма срединного-камчатского комплекса // Геология и геофизика. 1978. № 6. С. 45—55.
- Ханчук А. И.** Эволюция древней снэлической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 137 с.
- Харкевич Д. С.** Геолого-петрографические наблюдения в Ганальских Востряках // Тр. Камчат. комплекс. экспедиции АН СССР. 1936—1937. Вып. 1. С. 65—84.
- Шульдинер В. И. и др.** Два типа домезозойского метаморфизма в Среднем хребте Камчатки // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 2. С. 446—450.
- Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Ханчук А. И.** Типы земной коры и ее эволюция в островодужных системах Дальнего Востока // Геология Дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 38—52.
- Шербаков А. В.** Два геологических пересечения полуострова Камчатки. М., 1938. 120 с. (Тр. СОПС АН СССР. Сер. Камчат.; Вып. 5.)

И. Л. ЖУЛАНОВА

НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР: ОПЫТ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ

Первоочередной задачей сегодняшнего дня является составление сводного стратиграфического разреза нижнего докембрия Северо-Востока СССР. Основой для первых местных стратиграфических схем нижнего докембрия послужила характерная для большинства комплексов тенденция к обособлению различных по составу мощных и выдержанных по простиранию толщ. Так были расчленены метаморфические толщи п-ова Тайгонос (В. Н. Липатов, 1958 г.), горы Хебикенджа на севере Оломонского срединного массива (В. П. Показаньев и др., 1971 г.), докембрий Охотского района (Гринберг, 1968), Восточной Чукотки (И. М. Саргина, 1959 г.; Загрузина, 1969; Шулдинер, 1982). М. Л. Гельман первым акцентировал внимание на интенсивной гранитизации дорифейских комплексов Северо-Востока СССР.

Результаты наших многолетних исследований показывают, что тщательный анализ последовательности минералообразования позволяет различать в составе рассматриваемых комплексов относительно более древний глубоко-метаморфизованный субстрат и его гранитизированные производные. Для обсуждаемой проблемы наиболее важно, что породы субстрата разнообразны по составу и часть их, судя по химизму, изредка сохраняющим слоистым текстурам и бластопсаммитовым элементам структуры, несомненно имеет осадочное происхождение. Это мраморы, кальцифилы, высокоглиноземистые (иногда обогащенные марганцем) гнейсы, сланцы и гнейсы с высоким содержанием графита, некоторые породы, перенасыщенные кварцем. Их пересланчивание с образованиями основного состава (кристаллические сланцы, амфиболиты, реже эклогитоподобные породы), прослеживающееся во всех более или менее значительных по площади выходах, доказывает супракристалльную природу доступного наблюдению дорифейского разреза региона¹. Сохранность в некоторых пачках дробного (до первых сантиметров) чередования пород контрастного состава — карбонатных, высокоглиноземистых, основных, отсутствие признаков биметасоматоза между ними свидетельствуют об изохимическом характере первоначального метаморфизма.

Роль гранитизации в дорифейском развитии северо-восточной окраины Азии значительна. Выделяются три последовательно сменявшие друг друга во времени этапа гранитизации: чарнокитизация, плагиогранитизация и калиевая гранитизация (Жуланова, 1974, 1979, 1987). Влияние гранитизации на характер стратификации глубокометаморфизованных комплексов определяется увеличением петрографического разнообразия кристаллических толщ и усилением контрастности разрезов на ранней и средней стадиях, нивели-

¹ Некоторые исследователи в качестве самостоятельных стратиграфических единиц дорифейского разреза выделяют сланцы низких ступеней метаморфизма — актинолитовые, эпидотовые, хлоритовые (Гнибиденко, 1969; Левин, 1979). Детальное изучение показывает, что они образуются при повторном рассланцевании (бластомилонитизации) древних пород, время проявления которого и характер тектонического контроля в разных структурах различны (Гринберг, 1968; Жуланова, 1974).

рованием изначальной неоднородности метаморфического субстрата в конечном счете.

При разработке стратиграфических вопросов следует опираться на изучение пород, сохраняющих максимум информации о самом раннем — дометаморфическом — этапе своего формирования. Однако их выявление отнюдь не просто, поскольку глубинный характер всех видов дорифейского метаморфизма обусловил конвергенцию петрографических (а соответственно, и петрохимических) признаков многих разнородных образований. В этой ситуации при решении задач корреляции на первый план выступают анализ общих закономерностей строения разрезов и выявление внутри них рубежей, фиксирующих достаточно широкомасштабную смену условий дометаморфического литогенеза.

Большая часть известных на Северо-Востоке СССР выходов дорифейских пород сосредоточена в Омолону-Тайгоносском районе (рис. 1). В совокупности они наиболее полно характеризуют раннедокембрийскую историю региона. Мощные фрагменты разреза вскрыты в Ауланджинском (Тайгоносском), Хебикенджинском и Вархаламском блоках. Особенно своеобразен комплекс пород Ауланджинского блока. Он слагает сильно нарушенный фрагмент (западную половину) древней купольной структуры, в которой различаются полого залегающая ядерная и значительно более круто наклоненная периферическая части, обе ясно стратифицированные (рис. 2). Их современное залегание, если судить по поведению границ между телами различного состава и полосчатости пород, является конформным, однако ряд данных позволяет предполагать между ядром купола и периферией скрытое несогласие².

В нижней половине видимого разреза преобладают текстурно разнообразные лейкократовые гнейсы, на фоне которых контрастно выделяются тела основного и ультраосновного состава. Стратификация этой части разреза в значительной мере обусловлена влиянием полиметаморфизма (Гельман, 1974), но несомненно существование и более ранней неоднородности, хотя ее реконструкция сильно затруднена. Более или менее отчетливо в нижней половине разреза сейчас различаются две «толщи»: нижняя, чарнокитоидная и верхняя, более пестрая, в которой преобладают массивные мелкозернистые биотитовые гнейсы и лейкократовые гранат-биотитовые гнейсы. Чарнокитоиды представляют собой продукты гранитизации амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев, гнейсы верхней «толщи» — большей частью еще более поздние образования, скорее всего эвтектоидные. Характерно, что между двумя этими «толщами» нет резкой границы — чарнокитоиды вытесняются биотитовыми гнейсами из разреза постепенно.

К компонентам субстрата в нижней «толще» принадлежат помимо основных кристаллосланцев лейкократовые биотит-гранатовые и гранатовые гнейсы лентиккулярной структуры (гранулиты в узком смысле термина), образующие среди чарнокитоидов редкие маломощные сильно деформированные прослои. Кроме того, здесь известны небольшие тела ультрабазитов.

Самостоятельные геологические тела образуют и амфиболовые эклогиты (см. рис. 2). Подавляющая часть их выходов приурочена к низам верхней «толщи». Местами с амфиболовыми эклогитами тесно сопряжены бесполовошпатовые амфиболиты, диопсид-амфиболовые породы, ультрабазиты. Отмечаются реликтовые прослои мелкозернистых амфиболитов, гранат-амфибол-двупироксеновых, двупироксеновых и биотит-гиперстеновых сланцев, количество которых снизу вверх по разрезу убывает. В самых верхах рассматриваемой части разреза встречаются кварцитовидные полосчатые биотитовые плагиогнейсы с редкими прослоями силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов. Существенно, что они представляют собой образования более древние, чем

² Впервые сходным образом строение Ауланджинского блока интерпретировал Б. С. Левин (1977, 1979), но позже он предложил другую трактовку.

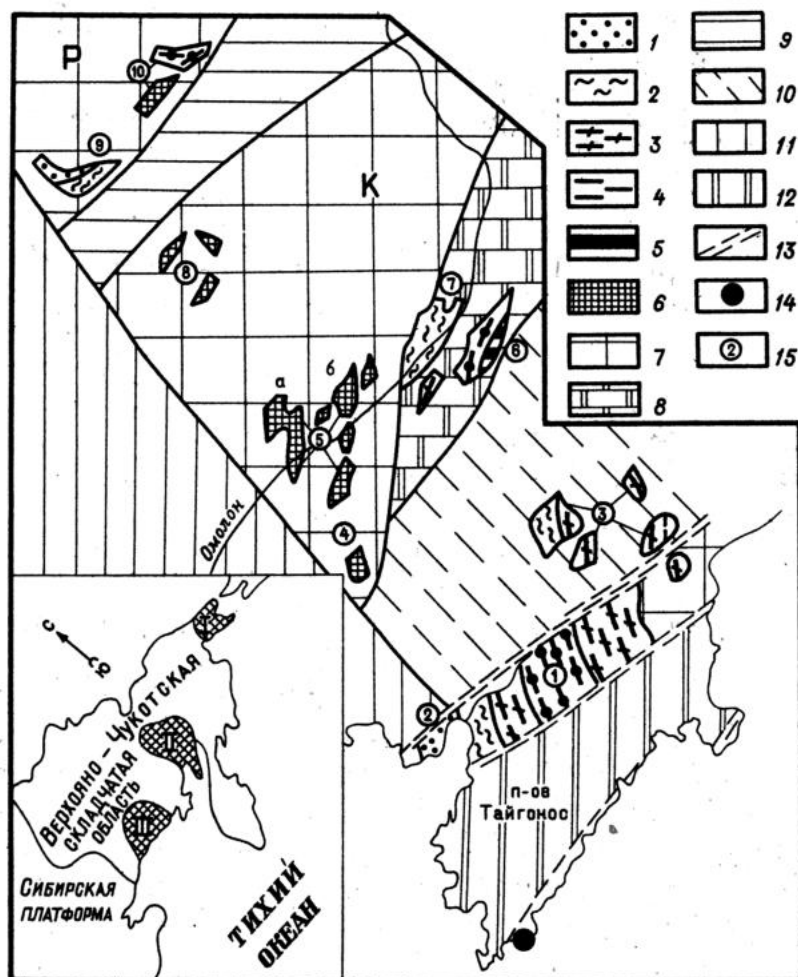


Рис. 1. Схема размещения выходов дорифейских образований в тектонических структурах Омолонно-Тайгоносского района.

1—4 — преимущественно стратифицированные образования: 1 — биотитовые, биотит-амфиболовые сланцы и плагиогнейсы, мраморы, диопсидовые кварциты, 2 — гололейкокротовые плагиогнейсы, часто графитосодержащие, диопсид-скаполитовые гнейсы и сланцы, кальцифилы, 3 — амфиболиты, двупироксеновые сланцы, 4 — гранат-биотитовые гнейсы, двупироксеновые биотит-гиперстеновые сланцы; 5, 6 — преимущественно гранитизированные образования: 5 — чарнокитонды, биотитовые и лейкокротовые гранат-биотитовые гнейсы; 6 — полимиктиты, очковые гнейсы; 7—12 — тектонические структуры: 7—9 — Омолонский срединный массив: 7 — поднятия (К — Кедонское, Р — Рассошинское), 8 — Ауланджинский прогиб, 9 — Долонманская поперечная зона, 10 — Гижигинская складчатая зона, 11 — Сугойская складчатая зона, 12 — Тайгоноская складчатая система; 13 — динамометаморфические пояса; 14 — отторженцы эклогитоподобных пород, сопряженные с меловыми гипербазитами; 15 — выходы дорифейского фундамента (цифры в кружках): 1 — Тайгоносское поднятие (Авековский блок), 2 — Вархаламский блок, 3 — Пареньский выступ, 4 — Хивачский блок, 5 — Верхнеомолонская группа выходов: а — Ольдянинский блок, 6 — Кораргычанский блок, 6 — Ауланджинский блок, 7 — Законовый блок, 8 — Абикская группа выходов, 9 — Хебикенджинское поднятие, 10 — Рассошинская группа выходов. На врезке: районы концентрации выходов дорифейских образований на Северо-Востоке СССР (1 — Восточно-Чукотский, 11 — Омолонно-Тайгоносский, 11 — Охотский)

биотитовые гнейсы эвтектоидного типа. Доля плагиогнейсов в верхней толще первоначально могла быть значительной. Таким образом, в субстрате нижней половины разреза Ауланджинского блока реконструируются три части: нижняя — кристаллосланцевая, средняя, где сконцентрированы амфиболовые эклогиты, и верхняя — плагиогнейсовая.

Основные кристаллосланцы и амфиболовые эклогиты по петрохимическим признакам имеют магматическую природу. Чередование кристаллосланцев с биотит-гранатовыми гранулитами — химическими аналогами плагиолипаритов (Недосекин, 1981) — позволяет интерпретировать самую нижнюю часть

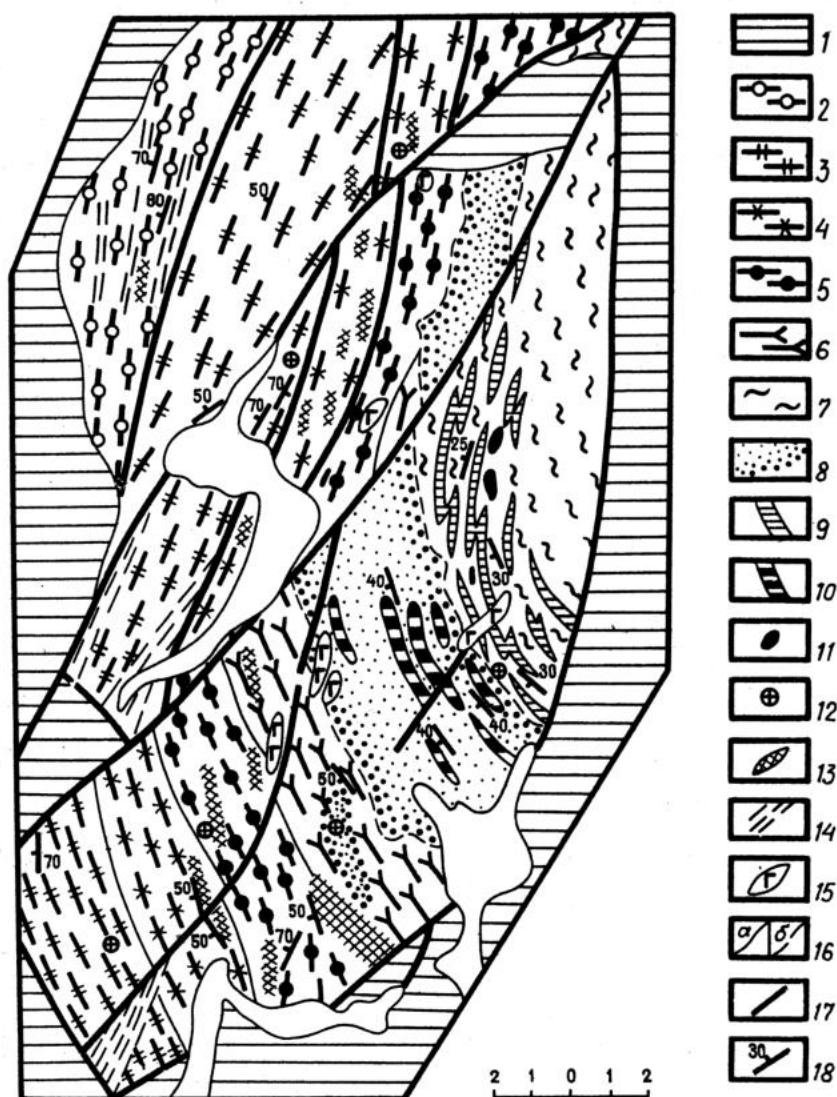


Рис. 2. Схематическая геологическая карта бассейна нижнего течения р. Большая Ауланжа. Составила И. Л. Жуланова с использованием материалов М. И. Терехова и Г. Е. Некрасова.

1 — рифейские и палеозойские отложения; 2—11 — дорифейские полиметаморфические образования: 2—6 — сиеереченская серия: 2 — толща V, гранат-биотитовые гнейсы, биотит-гиперстеновые сланцы, 3 — толща IV, биотит-диопсид-амфиболовые сланцы, амфиболиты, гранат-биотитовые гнейсы, 4 — толща III, амфиболиты, гранат-биотитовые, биотитовые гнейсы, 5 — толща II, гранатиты, гранат-биотитовые, биотитовые гнейсы, двупироксеновые сланцы, амфиболиты, 6 — толща I, амфиболиты, биотитовые гнейсы; 7—11 — анманджинская серия и продукты ее гранитизации: 7 — чарнокитониды, 8 — биотитовые, лейкократовые гранат-биотитовые гнейсы, 10 — амфиболовые эклогиты, 11 — ультрабазиты; 12 — местонахождения кордиеритсодержащих гнейсов; 13 — метасоматические кварциты; 14 — зоны расщелачивания; 15 — мезозойские-габбро; 16 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 17 — тектонические нарушения; 18 — элементы залегания полосчатости в метаморфических породах

разреза как аповулканогенную толщу, изначально контрастную по составу. Амфиболовые эклогиты внешне больше напоминают апоинтрузивные тела, но тем не менее могут служить хорошим маркером для выделения следующей стратиграфически самостоятельной толщи. Помимо эклогитов в нее входят основные кристаллосланцы (в том числе гранатсодержащие, для нижней толщи не характерные) и мелкозернистые амфиболиты. О биотитовых плагио-

гнейсах верхней толщи сказать что-либо определенное трудно. Подобные породы могут представлять собой как метаосадки, так и метавулканы (Шульдинер, 1982), но монотонность облика пород, мелкозернистые структуры, скорее, говорят в пользу второго варианта. Важно, что среди гнейсов верхней толщи изредка встречаются тела амфиболовых эклогитов и прослои амфиболитов.

Три реконструированные толщи объединяются автором в анманджинскую серию (Жуланова, 1981 г.). Мощность серии, исходя из предположения об их моноклинальном залегании, составляет около 4000 м.

Верхняя половина разреза Ауланджинского блока выделяется автором под наименованием синереченской серии. В ее составе преобладают средние и крупнозернистые мезократовые породы. Шире всего распространены амфиболовые разности. Их чередование с глиноземистыми гнейсами отвечает критериям дометаморфической слоистости и благоприятствует дробному расчленению серии. Гранитизация проявлена главным образом в форме послонной мигматизации. При кислотном выщелачивании возникает характерная ассоциация метасоматических кварцитов с амфиболитами, нередко принимаемая за переслаивание (Левин, 1977; Недосекин, 1981). Синереченская серия подразделяется на пять толщ (см. рис. 4).

Породы, богатые роговой обманкой, преобладают в толщах I, III и IV. В первых двух они представлены крупнозернистыми диопсидсодержащими амфиболитами. В толще I встречаются разности, содержащие эклогитоподобный парагенезис: роговая обманка + диопсид + гранат + плагиоклаз. От амфиболовых эклогитов анманджанской серии они отличаются высоким (до 40%) содержанием плагиоклаза. Около четверти объема в толще I приходится на мелко-, среднезернистые лейкократовые биотитовые гнейсы, несущие следы сильного кислотного выщелачивания. Толща III является главнымместилищем метасоматических кварцитов (мономинеральных, мусковитовых, мусковит-калишпатовых), образующих линзовидные тела мощностью до нескольких десятков метров. Толща IV отличается дробной внутренней стратификацией унаследованного типа. Преобладают тонкополосчатые биотит-диопсид-амфиболовые сланцы, в отдельных прослоях обогащенные магнетитом (до 15%) и систематически содержащие гиперстен (1—6%). Они перемежаются с биотит-гранатовыми мезократовыми гнейсами (гранат 12—20%, биотит 10—15, кислый андезин 40—50, кварц 15—30, ортоклаз 0—20%), образующими прослои мощностью от десятков сантиметров до нескольких десятков метров. В них часто наблюдаются кордиерит в виде кайм вокруг граната и силлиманит двух генераций, иногда мелкая «сыпь» зеленой шпинели. Для толщи IV характерны, кроме того, прослои богатых биотитом (15—18%) плагиогнейсов.

Толщи II и V сложены преимущественно гранат-биотитовыми гнейсами — лейкократовыми двуполевошпатовыми в толще II и мезократовыми в толще V. Гранат-биотитовые гнейсы V толщи часто содержат гиперстен. В виде маломощных прослоев в толще II встречаются гранатиты (гранат 40—50%, андезин-лабрадор 40—50, биотит 5—20%), амфиболиты, реже амфибол-двупироксеновые и гранат-биотит-гиперстеновые кристаллические сланцы. Характерно присутствие среди них слоев основных кристаллических сланцев, богатых гиперстеном и биотитом, мощностью в десятки сантиметров и первые метры. Из них амфибол-биотит-двупироксеновые разности (плагиоклаз 40%, гиперстен 25, биотит 20, диопсид 8—10, роговая обманка 5%) являются типоморфными для толщи V, на других стратиграфических уровнях они не встречены.

Суммарная мощность синереченской серии около 1000 м. Наибольшую мощность имеет толща IV (около 3000 м), мощности остальных колеблются от 1500 до 2000 м.

Взаимоотношения между анманджинской и синереченской сериями не совсем выяснены, но в пользу структурного несогласия между ними свиде-

тельствуют признаки ранней деформации в породах анманджинской серии (тектоническое разлинование пород, мелкая складчатость), неизвестные выше по разрезу, а также процесс чарнокитизации, проявленный исключительно в низах видимого разреза. Следует уточнить, однако, что оба эти признака отчетливо распознаются только в нижней и средней толщах анманджинской серии, а в верхней, где широко развиты биотитовые плагиогнейсы, достоверно не установлены. Если учесть к тому же, что биотитовые плагиогнейсы верхов анманджинской серии обладают сходством с гнейсами, слагающими прослой в толще I синереченской серии, то несогласие можно предполагать в подошве верхней толщи анманджинской серии. С другой стороны, этому как будто бы противоречит присутствие в последней амфиболовых эклогитов — типоморфных компонентов нижней части разреза. Все имеющиеся данные могут быть согласованы, как представляется, в рамках модели, предполагающей синхронность роста чарнокитоидного купола, накопления по его периферии осадочно-вулканогенных толщ и внедрения глубинных ультрабазит-базитовых интрузий с дальнейшим «залечиванием» зоны сочленения купола и прогиба продуктами последнего (третьего) этапа гранитизации.

Анманджинская серия как стратиграфическая и структурная единица не имеет аналогов в дорифейских комплексах Северо-Востока СССР. Синереченская, напротив, принадлежит к достаточно широко распространенному типу. Вместе с тем в основной своей части, где доминируют амфиболиты и биотит-диопсид-амфиболовые сланцы (толщи I—IV), синереченская серия все же достаточно своеобразна. На первый взгляд, она может быть сопоставлена с косовской серией авековского комплекса, в которой также широко распространены породы, богатые амфиболом. Но этому противоречит, помимо различий в деталях состава и строения, наличие под косовской серией существенно глиноземистой пургоносской (Жуланова, 1974). Единственным непротиворечивым вариантом корреляции разрезов Ауландинского и Авековского блоков было бы приведение к одному уровню толщи V синереченской серии и пургоносской серии (рис. 3). Их роднят господство петрографически близких гранат-биотитовых гнейсов, систематическое присутствие среди них разностей, содержащих гиперстен, а также достаточно своеобразных по химизму кристаллических сланцев: биотит-гиперстеновых, биотит-двупироксеновых, амфибол-биотит-двупироксеновых.

В то же время нельзя не учитывать, что указанные подразделения являются разноранговыми. Пургоноская серия по мощности (не менее 3000 м) вдвое превышает толщу V и имеет трехчленное строение, обусловленное концентрацией большинства прослоев основных пород в ее средней части. Для гранат-биотитовых гнейсов верхней толщи этой серии характерны примеси гранита (до 2%), в ряде случаев повышенное содержание MnO (0,5—3,5% массы). Здесь же присутствуют прослои ультраосновных и эклогитоподобных сланцев. Ничего этого в толще V не установлено, так что поиски ее аналогов можно ограничить, по-видимому, нижней (и средней?) толщами пургоносской серии. Но и в таком сопоставлении сохраняется, конечно, немалая доля условности, поскольку ни верхняя граница синереченской серии, ни нижняя пургоносской наблюдению недоступны.

В косовской серии автором выделяются две толщи (Жуланова, 1974). Нижняя сложена диопсидсодержащими амфиболитами и разнообразными продуктами их дебазификации — амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, лейкократовыми плагиогнейсами (Жуланова, 1979). Единичные прослои образованы гранат-биотитовыми плагиогнейсами и двупироксеновыми сланцами. В верхней толще преобладают гололейкократовые плагиогнейсы, местами гранат- и (или) биотитсодержащие (метапсаммиты). Среди них наблюдаются линзы амфиболитов, пласты доломитовых мраморов, кальцифиров и пачки тонкого переслаивания последних с высокоглиноземистыми гнейсами, диопсидовыми плагиогнейсами и основными метаосадочными породами (биотит-диопсидовыми, диопсид-анортитовыми сланцами, мелкозернистыми амфибо-

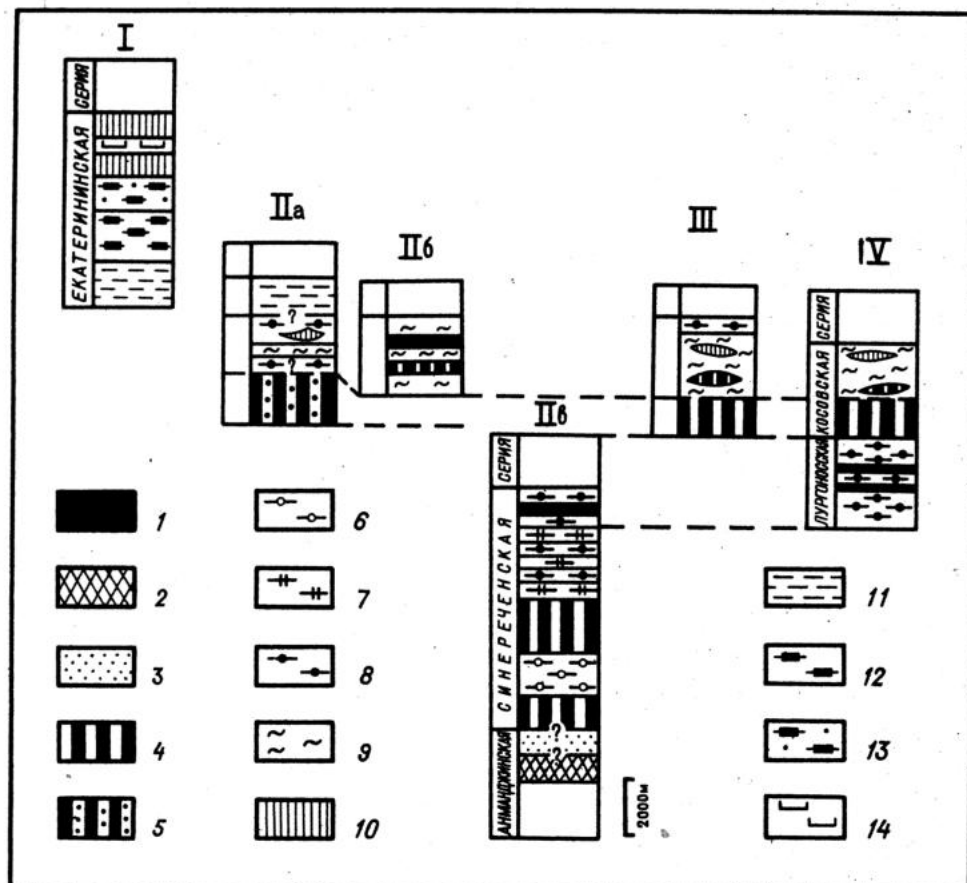


Рис. 3. Схема корреляции стратиграфических разрезов раннего докембрия Омолон-Тайгонского района.

1 — основные кристаллические сланцы, преимущественно двупроксеновые; 2 — эглогитоподобные породы; 3 — биотитовые плагиогнейсы; 4 — амфиболиты; 5 — гранатовые амфиболиты; 6 — гранатиты, гранат-биотитовые гнейсы, нередко кордиеритсодержащие; 7 — биотит-диопсид-амфиболиты; 8 — гранат-биотитовые плагиогнейсы, преимущественно лейкокраповые, иногда графитсодержащие; 9 — гололейкокраповые плагиогнейсы, кварцито-гнейсы; 10 — мраморы, кальцифилы; 11 — биотитовые, амфибол-биотитовые плагиогнейсы, иногда гранатсодержащие; 12 — амфиболовые плагиогнейсы, слюдяные амфиболиты; 13 — амфибол-биотитовые сланцы; 14 — диопсидовые кварциты. Гранитизированные разности не указаны. Цифры над колонками — тектонические структуры: I — Вархаламский блок, II — Омолонский массив (а — Хебикенджинский блок, б — Ольдянинский и Коваргачанский блоки, в — Ауландинский блок), III — Хопкинейский блок, IV — Авековский блок

литами). Мощность косовской серии не менее 3500 м, из которых примерно две трети приходится на верхнюю толщу.

С косовской серией коррелируется, целиком или частично, подавляющее большинство фрагментов раннедокембрийского разреза, вскрытых в выступах фундамента Гижигинской зоны и Омолонского массива (см. рис. 1, 3). Для изучения дометаморфической литологии особенно интересны стратиграфические эквиваленты верхней толщи косовской серии, слагающие западную часть Пареньского выступа (Хопкинейский блок). Здесь тонко переслаиваются мелкозернистые породы, вполне уверенно диагностируемые как продукты изохимического метаморфизма псаммитовых, пелитовых и мергелистых осадков: обогащенные графитом (до 10%) лейкокраповые двуполевошпатовые гнейсы с небольшой примесью биотита и (или) гиперстена; биотитовые кварцито-гнейсы; высокоглиноземистые гнейсы, нередко содержащие кордиерит, равновесный с гранатом и биотитом; диопсидовые и скаполит-диопсидовые плагиогнейсы и сланцы с сантиметровыми прослоями мелкозернистых амфиболитов. Встречаются карбонатные породы и железистые (альмандин-зулитовые) сланцы. Для метапсаммитов характерна сохранность реликтовых

слоистых текстур, иногда бластопсаммитовых элементов структуры. Сходная породная ассоциация распространена в Закоронном выступе и в крайнем северо-восточном блоке, входящем в состав Хебикенджинского поднятия (рис. 4).

Близкие к перечисленным породы (гололейкократовые парагнейсы с повышенным содержанием окатанного циркона, диопсидовые плагиогнейсы и сланцы, мелкозернистые амфиболиты, биотит-гиперстеновые плагиогнейсы, кальцифиры) слагают реликтовые тела в комплексах, выведенных на поверхность близ западной границы Омолонского массива: Хивачском, Ольдянинском, Коаргычанском (см. рис. 1). Однако реконструкция разрезов здесь невозможна по причине исключительно глубокой переработки слоистого субстрата процессами калиевой гранитизации.

К более высокому уровню сводного разреза Омолон-Тайгоносского района отнесена толща мелкозернистых послонно мигматизированных биотитовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсов, слагающая относительно крупный блок в западной части Хебикенджинского поднятия (см. рис. 4). Среди гнейсов наблюдаются маломощные прослои амфиболитов, образующих в нижней части видимого разреза самостоятельную пачку. От амфиболитов более низких уровней они отличаются мелкозернистой структурой, полным отсутствием клинопироксена, шестоватым габитусом и ярко-зеленой с голубоватым оттенком окраской роговой обманки (в других разновидностях амфиболитов она короткопризматическая буро-зеленая, бурая либо коричневая). В амфибол-биотитовых гнейсах нередко отмечаются мелкие выделения граната. Видимая мощность толщи не менее 1500 м. Все ее ограничения тектонические, и заключение о положении в разрезе базируется на петрографической специфике; исключаящей корреляцию с каким-либо из вышеописанных стратиграфических подразделений³.

Но полнее всего надкосовские образования вскрыты на западном побережье Гижигинской губы, в Вархаламском блоке (см. рис. 1). Здесь обнажается пестрый по составу, неоднородно метаморфизованный комплекс пород, который долгие годы условно датировался палеозоем (Исаков, 1949 г.; Леоненко и др., 1969 г.). По результатам геологической съемки В. А. Сурчилов (1982 г.) отделил слабометаморфизованные вулканогенные и осадочные породы северной части блока от более древних кристаллических, обнажающихся на морском побережье. Изотопное датирование подтвердило принадлежность слабометаморфизованных пород к палеозою (Давыдов и др., 1982). Кристаллические образования выделены автором в екатерининский комплекс (серию) — более молодое подразделение раннего докембрия, по сравнению с обнажающимся в непосредственной пространственной близости аевковским комплексом (Жуланова, 1982 г.).

В северной части береговой полосы кристаллические породы прорваны палеозойскими кислыми дайками и совместно с ними испытывают расщепление и метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации (рис. 5). В центральной и южной частях («стратотипическая местность») екатерининской серии, как и во всех других дорифейских комплексах, хорошо различаются слоистый изохимически перекристаллизованный субстрат и текстурно разнообразный двуполеошпатовые гнейсы и пегматиты — продукты его калиевой гранитизации.

Здесь екатерининская серия расчленяется на две толщи: нижнюю, метасадочную (биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые, эпидот-биотитовые сланцы и гнейсы с прослоями известково-силикатных пород

³ Биотитовые плагиогнейсы слагают и крайний западный блок в Хебикенджинском поднятии, но присутствие псевдоморфоз боулинита по кордиериту (?) и редких выделений граната придает им сходство с гнейсами верхов косовской серии. Средне-, крупнозернистые мигматизированные амфиболиты, обнажающиеся в ядре поднятия, вблизи палеозойского гранитоидного массива, сопоставляются нами с нижней толщей косовской серии. Эти породы повсеместно содержат диопсид и нередко гранат в виде крупных зерен и порфиробластов.

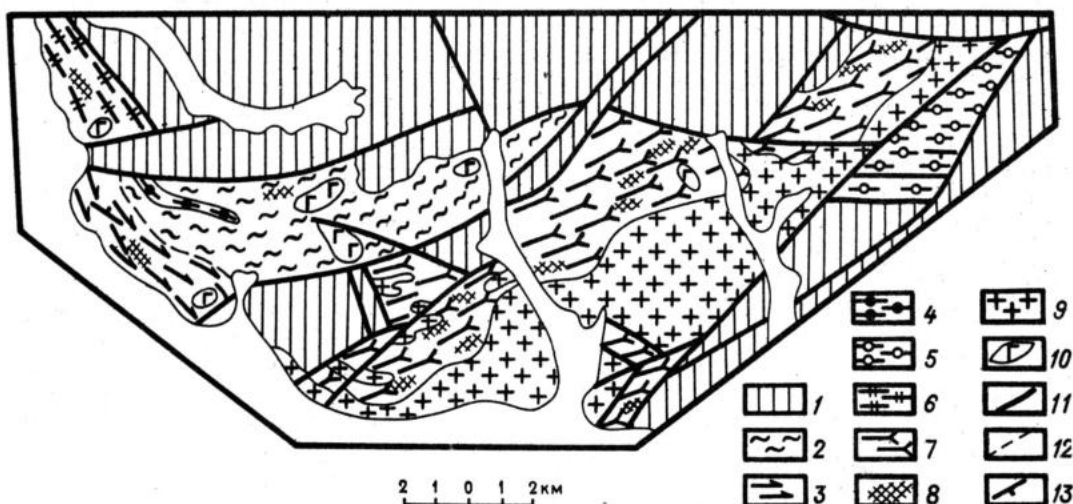


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Хебикенджинского поднятия. Составили И. Л. Жуланова, В. Г. Жуланов с использованием материалов В. П. Показаньева.

1 — рифейские и палеозойские отложения; 2—8 — дорифейские образования: 2 — толща биотитовых и амфибол-биотитовых плаггиогнейсов, местами гранатосодержащих, 3 — пачка мелкозернистых амфиболитов, 4 — гранат-биотитовые мелкозернистые гнейсы, мрижующий горизонт, 5 — толща гранат-биотитовых гнейсов, часто кордиерит- и графитосодержащих, прослои диопсид-скаполитовых гнейсов, двупироксеновых сланцев, 6 — кордиерит(?) - биотитовые, гранат-биотитовые плаггиогнейсы, 7 — амфиболиты и амфиболовые плаггиогнейсы, часто гранатосодержащие, 8 — метасоматические кварциты, 9 — палеозойские гранитоиды; 10 — рифейские (?) габбро; 11 — тектонические нарушения; 12 — предполагаемые геологические границы; 13 — элементы залегания полосчатости в метаморфических породах

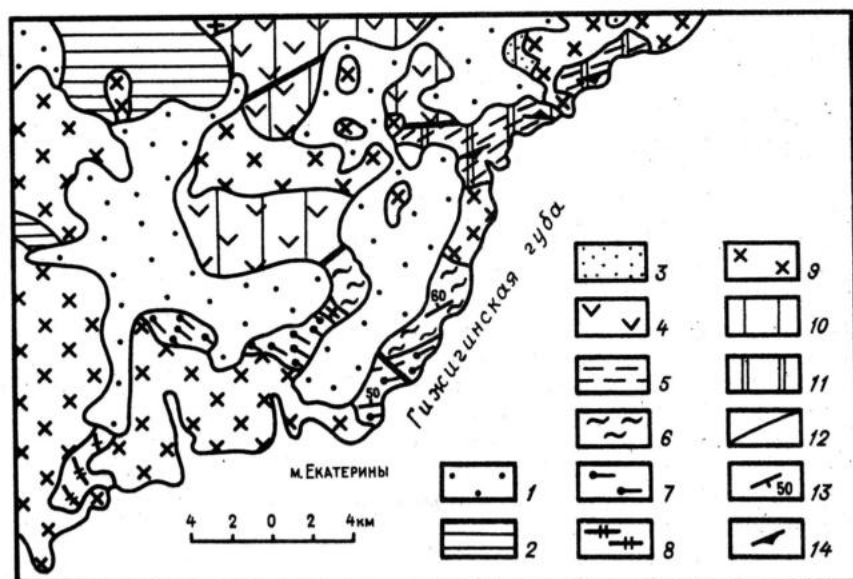


Рис. 5. Схематическая геологическая карта южной части Вархаламского блока. Составила И. Л. Жуланова с использованием материалов В. А. Сурчилова.

1 — рыхлые отложения; 2 — верхнепермские терригенные отложения; 3, 4 — средне-, позднепалеозойские отложения; 5 — известковые песчаники, туфоалевролиты, 6 — трахипариты, 7 — дорифейские образования: 5—7 — екатерининская серия: 5 — биотит-диопсид-амфиболовые плаггиогнейсы, мраморы, кальцифиры, диопсидовые кварциты, 6 — биотит-амфиболовые, амфиболовые плаггиогнейсы, слюдистые амфиболиты, 7 — биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые плаггиогнейсы, графит-мусковитовые сланцы, известково-силикатные породы, 8 — авековский комплекс, амфиболиты; 9 — меловые гранитоиды; 10, 11 — зоны наложенного метаморфизма: 10 — зеленосланцевая, 11 — эпидот-амфиболитовая фации; 12 — геологические границы; 13 — элементы залегания полосчатости в метаморфических породах; 14 — ориентировка вторичной сланцеватости

и графит-мусковитовых сланцев) и верхнюю, сложенную лейкократовыми биотитовыми и мезократовыми биотит-амфиболовыми плагиогнейсами и сланцами, на фоне которых четко выделяются согласные и кососекущие тела меланократовых слюдястых амфиболитов (см. рис. 5). Мощность этой части разреза составляет около 4000 м.

Севернее среди повторно перекристаллизованных пород екатерининской серии распознается изначальное присутствие большого количества известковистых образований: мраморов, кальцифиров, амфибол-диопсидовых и биотит-амфибол-диопсидовых гнейсов, которые в стратотипическом разрезе не известны. Диопсидовые кварциты, образующие в нижней толще на юге района единичные маломощные прослои, здесь слагают многочисленные горизонты мощностью в десятки метров. Эти данные позволяют предполагать наличие третьей, гнейсово-карбонатной толщи, которая скорее всего венчает разрез екатерининской серии (см. рис. 3). Приблизительно, в силу интенсивной повторной складчатости, ее мощность может быть оценена не менее чем в 4000 м.

Верхняя толща Хебикенджинского поднятия и екатерининская серия (без гнейсово-карбонатной части) принципиально сходны. В них обеих (и только в них) широко развиты мелкозернистые полосчатые темноокрашенные плагиогнейсы, богатые биотитом. Характерны амфиболиты, полностью лишенные клинопироксена, также мелкозернистые, и плагиогнейсы, содержащие парagenезис: биотит + роговая обманка + гранат. Последние в екатерининской серии приурочены к низам разреза, на чем и базируется предлагаемый вариант корреляции надкосовских образований (см. рис. 3). Как и в случае с разрезами Ауланджинского и Авековского блоков, такое сопоставление носит приближенный характер, поскольку увязываются не изохронные поверхности, а толщи в целом.

Для целей корреляции могут быть использованы следующие наиболее ярко выраженные особенности строения сводного разреза нижнего докембрия Омолono-Тайгоносского района:

1) в низах (анманджинская серия) резко доминируют основные породы — производные базальтовых магм;

2) средняя часть (синереченская и пургоноская серии, нижняя толща косовской серии) представляет собой чередование толщ пород, богатых кальцием (главным образом первично-магматических, отчасти метасадочных), с глиноземистыми парагнейсами, доля которых вверх по разрезу возрастает. Характерно отсутствие первичных пород среднего состава (метаандезитов). Все подобные образования представляют собой продукты гранитизации базитов;

3) резко выражен рубеж (граница нижней и верхней толщ косовской серии), на котором появляются лейкократовые, обогащенные графитом паракристаллические толщи большой мощности, указывающие на высокую степень зрелости исходного осадочного материала;

4) начиная с верхней половины косовской серии объем карбонатных и других богатых кальцием парапород в разрезе систематически увеличивается, достигая максимума в верхней половине екатерининской серии;

5) в надкосовских образованиях гиперстенсодержащие породы не встречаются.

В охотском метаморфическом комплексе, независимо от представлений о последовательности залегания свит, выявляются следующие характерные особенности: 1) преобладание мощных толщ богатых кальцием пород, в которых на всех уровнях заметная роль принадлежит двупироксеновым кристаллическим сланцам; 2) их чередование с высокоглиноземистыми гнейсами, большая часть которых сосредоточена в дальсицанской свите; 3) присутствие в нядбакинской свите сближенных горизонтов карбонатных пород и паракварцитов, тонко перемежающихся с эулизитами и высокоглиноземистыми гнейсами (Авченко, 1977; Гринберг, 1968; Корольков и др., 1974).

Наиболее подходящим для межрайонных сопоставлений представляется

уровень, где впервые появляются мраморы, кальцифиры и пачки их переслаивания с глубокодифференцированными парапородами. В Омолонско-Тайгоносском районе это верхняя толща косовской серии, в Охотском — средняя толща нядбакинской свиты в схеме О. В. Авченко (1977). Если эта параллель верна, то нижней толще нядбакинской свиты должна соответствовать нижняя толща косовской, что хорошо согласуется с особенностями их состава. В нядбакинской свите выше толщи, насыщенной карбонатными породами, О. В. Авченко выделяет еще одну толщу существенно амфиболовых пород. В Омолонско-Тайгоносском районе сопоставимой единицы нет, что, учитывая тектонический характер выходов надкосовских образований, проще всего объясняется ее выпадением из разреза. В целом же выполненные построения позволяют с достаточной уверенностью рассматривать нядбакинскую свиту и косовскую серию как стратиграфические эквиваленты, т. е. на более широком материале подтверждают мнение, ранее высказанное Г. А. Гринбергом и В. С. Шкодзинским (1973).

Отсюда, в свою очередь, следует вывод в пользу представлений Г. А. Гринберга о наиболее высоком положении нядбакинской свиты в разрезе охотского комплекса. Дело в том, что в двух других свитах — дальсичанской и няннагинской — карбонатные породы полностью отсутствуют, что исключает их сопоставление с надкосовской частью омолоно-тайгоносского разреза. Дальсичанская и няннагинская свиты в совокупности сопоставимы со средней частью омолоно-тайгоносского разреза, где чередуются мощные толщи пород, богатых кальцием, и высокоглиноземистые гнейсы. Интересно в этой связи отметить, что суммарная мощность дальсичанской и няннагинской свит, предполагаемая В. Г. Корольковым и др. (1974), близка к суммарной мощности синереченской и пургоносской серий (18 000 и 16 000 м соответственно).

Наиболее яркая особенность дометаморфической литологии эскимосского комплекса — высокое содержание карбонатных и известково-силикатных пород, что ограничивает поиски его возможных стратиграфических эквивалентов в разрезе Омолоно-Тайгоносского района над пургоносским уровнем. Бескарбонатная эттельхвылеутская серия сопоставима с верхней толщей Хибикенджинского поднятия, а лаврентьевская серия — с екатерининской. Из силикатных образований лаврентьевской серии в качестве маркирующих могут использоваться паракварцито-гнейсы и кварциты, особенно характерные для гнейсово-карбонатной толщи екатерининской серии. Имеющиеся материалы пока не позволяют однозначно заключить, соответствует ли екатерининская серия всему объему лаврентьевской или только нижней ее части. Если лаврентьевская серия сложена, как это считает В. И. Шульдинер (1982), тремя метаосадочными ритмами, каждый из которых венчается мощными карбонатными толщами, то два верхние не имеют аналогов в Омолоно-Тайгоносском районе и должны надстраивать (венчать) сводный разрез нижнего докембрия Северо-Востока СССР. Их доля в таком случае будет составлять около 20% его общего объема.

Предлагаемый вариант сводного стратиграфического разреза нижнего докембрия Северо-Востока СССР, реконструированный на основе сопоставления слабогранитизированных разновидностей метаморфических пород, обнаруживает закономерную эволюцию состава по вертикали. Она выражается в последовательном присоединении к образованиям основного состава — производным базальтовых магм — сначала парагнейсов, а затем карбонатных и известково-силикатных пород. В каждой из этих групп в свою очередь выявляется внутренняя эволюция, существенно усложняющая облик разрезов (смена кристаллосланцевых толщ амфиболитовыми, высокоглиноземистых парагнейсов — лейкократовыми графитсодержащими гнейсами и кварцито-гнейсами, чередование мраморов с диопсидовыми кварцитами и др.).

Благодаря тому, что для построения указанного разреза использовались только литолого-стратиграфические данные, он может служить объектив-

ной основой для изучения взаимосвязи между возрастом пород (положением в разрезе) и уровнем их прогрессивного регионального метаморфизма. Нельзя не отметить, что тенденция к сопряженному снижению во времени температуры и общего давления в изученном разрезе выражена вполне отчетливо. При этом вплоть до верхов косовской серии в различных по составу породах фиксируются критические минеральные ассоциации гранулитовой фации, выше сменяющиеся ассоциациями прогрессивной амфиболитовой фации.

Направленная эволюция состава древнейших пород и параметров их метаморфизма служит естественной предпосылкой к периодизации нижнего докембрия. В сводном разрезе региона достаточно хорошо обособляются три части: базит-гранулитовая, гнейсово-гранулитовая и мраморно-сланцево-амфиболитовая, которые могут быть параллелизованы с катерхеем, нижним и верхним археем Алдано-Станового региона (Смирнов, 1976). Для дальнейшей разработки этой проблемы особенно важным представляются данные о наличии скрытого несогласия между образованиями анманджинской и синереченской серий. С другой стороны, те же данные позволяют предложить новую модель дорифейской тектоники региона, согласно которой накопление супракrustальных ниже- и верхнеархейских толщ протекало синхронно с ростом гнейсово-купольных поднятий — основных структурных форм, сопровождавших гранитизацию глубинных зон земной коры (Жуланова, 1987).

ЛИТЕРАТУРА

- Авченко О. В. Петрология охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 95 с.
- Гельман М. Л. Вопросы геологии древнейших метаморфических комплексов Северо-Востока СССР // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 73—79.
- Гельман М. Л., Терехов М. И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 66—73.
- Гинбиденко Г. С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1969. 135 с.
- Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 168 с.
- Гринберг Г. А., Шкодзинский В. С. Сопоставление метаморфических комплексов Охотского и Тайгоносского массивов // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 213—219.
- Давыдов И. А. и др. Опыт применения Rb—Sr-изохронного метода к осадочным и вулканогенным породам Омолоно-Тайгоносского района (Северо-Восток СССР) // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования: Тез. докл. совещ. Киев: Наукова думка, 1982. С. 56.
- Жуланова И. Л. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос // Геотектоника. 1974. № 1. С. 111—122.
- Жуланова И. Л. Особенности гранитизации аековского комплекса и проблема амфиболитовой фации // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 133—146.
- Жуланова И. Л. Роль дорифейских гнейсовых куполов в тектоническом развитии мезозойд Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1987. № 1. С. 111—123.
- Загружина И. А. Некоторые особенности петрологии магматических и метаморфических образований Восточной Чукотки // Петрология магматических образований Чукотки. М.: Наука, 1969. С. 7—95.
- Иванов О. Н., Крюков Ю. В. Докембрий восточного сектора Советской Арктики // Геология и геофизика. 1973. № 9. С. 50—59.
- Корольков В. Г., Рудник В. А., Соболев Э. В. О позднеархейском—раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // ДАН СССР. 1974. Т. 219, № 6. С. 1441—1444.
- Левин Б. С. Метаморфические комплексы фундамента южной части Омолонского массива // Геология и геофизика. 1975. № 6. С. 24—34.
- Левин Б. С. Стратиграфия фундамента Омолонского массива в связи с проблемой генезиса регионально-метаморфизованных пород // Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма: Тез. докл. совещ. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 76—77.
- Левин Б. С. Строение фундамента Омолонского массива // Геология и геофизика. 1979. № 7. С. 3—11.

Мишкин М. А., Шкодзинский В. С., Лаговская Е. А. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос // ДАН СССР. 1969. Т. 184, № 5. С. 1165—1168.

Недосекин Ю. Д. Омолонский массив // Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. С. 106—139.

Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224 с.

Шевченко В. М. О метаморфических породах Хебикенджинского поднятия (Омолонский массив) // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 74—80.

Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Наука, 1982. 226 с.

ДОКЕМБРИЙ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Метаморфические породы установлены во всех окраинных морях Тихого океана (Леликов, 1987), но в подавляющем большинстве они представлены фанерозойскими комплексами. Метаморфические породы докембрия обнаружены только в Японском море на подводных возвышенностях Криштофовича, Восточно-Корейской, Ямато, а также на материковом склоне Корейского полуострова (рис. 1). Они подразделяются на два возрастных комплекса: архей-раннепротерозойский и позднепротерозойский.

Архей-раннепротерозойский комплекс широко развит в западной части Японского моря, где он установлен на ряде станций драгирования на подводных возвышенностях Криштофовича (ст. 946, 949, 1859, 1860, 1861, 1868), Восточно-Корейской (ст. 1313, 1314, 2423, 2424) и на материковом склоне Корейского полуострова (ст. 2426, 2530, 2532, 2533).

На первой возвышенности они подняты на шести станциях с глубины 1400—2200 м, которые отстоят друг от друга на расстоянии от 5 до 50 км и характеризуют геологическое строение территории южной части возвышенности площадью около 10 000 км². На Восточно-Корейской возвышенности метаморфические образования встречаются на четырех станциях (глубина 1300—1800 м) в виде ксенолитов или реликтов в среднепалеозойских гранитах. На материковом склоне северной части Восточно-Корейского залива эти породы были подняты на шести станциях на площади 20—25 км² в интервале глубин 550—800 м.

Метаморфические породы представлены амфиболитами, гнейсами, сланцами и мигматитами. Амфиболиты (ст. 2423, 2426, 2530, 2533) — плотные черные породы со сланцеватой текстурой, гранобластовой или гранонематобластовой структурой, сложенные роговой обманкой (50—65%), плагиоклазом № 32—34 (до 30%) и акцессорным апатитом.

Роговообманковые плагиогнейсы (ст. 949) состоят из плагиоклаза № 33—35 (50—60%), роговой обманки (до 20%), кварца (до 15%) и эпидота (до 5%).

В биотит-роговообманковых плагиогнейсах (ст. 949, 1314, 2530) количество плагиоклаза № 35—38 достигает 50%, биотита 15—28, роговой обманки 10—23 и кварца до 10%.

Биотитовые плагиогнейсы (ст. 1861, 2423) сложены плагиоклазом № 28—33 (до 50%), кварцем (до 15%), биотитом (до 35%), рудным минералом (3—4%) и апатитом.

Кварц-биотит-мусковитовые сланцы (ст. 1859, 1861, 2424) — тонкополосчатые породы, состоящие из биотит-мусковитовых и кварц-полевошпатовых полос, слюдистые минералы в них составляют 40—60%, кварц около 50%, содержится небольшое количество плагиоклаза № 28—32 и калиевого полевого шпата.

Послойные и теневые мигматиты (ст. 946, 949) близки по составу и структуре и состоят из плагиоклаза № 10—12, микроклина (24—34%), кварца (28—43%) и биотита (2—13%).

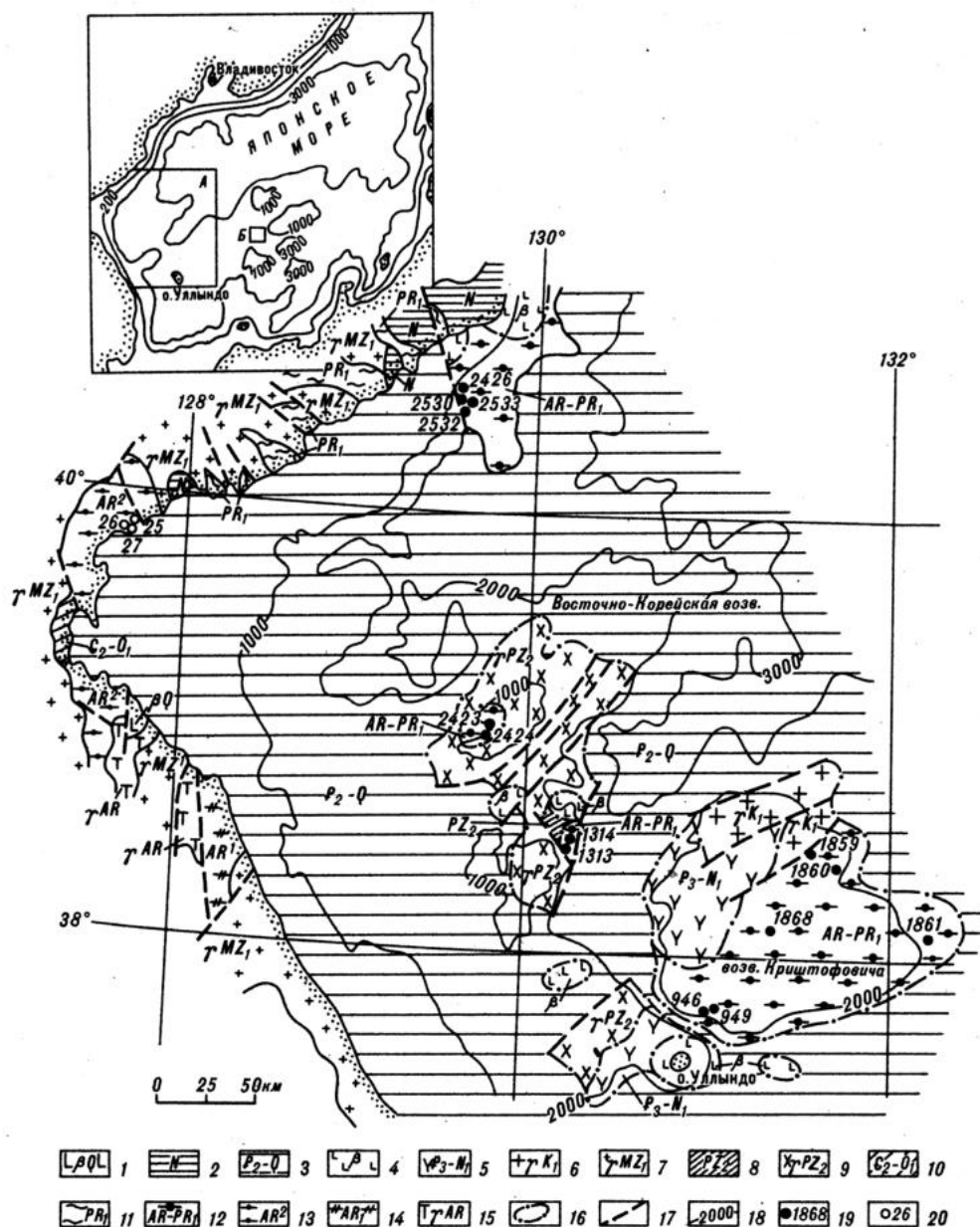


Рис. 1. Схема распространения докембрия и схематическая геологическая карта западной части Японского моря. Площадь распространения архей-раннепротерозойских (А) и позднепротерозойских (Б) образований.

1 — четвертичные базальты; 2 — неогеновые отложения; 3 — эоцен-голоценовые отложения; 4 — кайнозойские базальты; 5 — щелочные туфы смешанного состава, палеоген-неогеновые; 6 — гранитоиды нижнего мела; 7 — гранитоиды нижнего мезозоя; 8 — среднепалеозойские отложения; 9 — граниты среднепалеозойские; 10 — отложения кембрия-ордовика; 11 — гнейсы, сланцы нижнего протерозоя; 12 — метаморфические породы архей-раннепротерозойские; 13 — кристаллические сланцы верхнего архея; 14 — очковые гнейсы нижнего архея; 15 — гранитоиды архея; 16 — геологические границы; 17 — тектонические нарушения; 18 — изобаты; 19 — станции драгирования, на которых подняты метаморфические породы; 20 — места отбора проб в береговых обнажениях.

Геологическое строение побережья приведено по Геологической карте Корейского полуострова м-ба 1:1 000 000 (1987, г. Пхеньян)

Гнейсо-граниты подразделяются на микроклиновые разности (ст. 949, 2530, 2532, 2533) и плагиограниты (ст. 946). Первые состоят из плагиоклаза № 25—27 (25—30%), микроклина (15—20%), кварца (25—50%) и биотита (5—15%). Плагиограниты имеют ограниченное распространение и отличаются от микроклиновых отсутствием микроклина и большим (50—70%) количеством плагиоклаза.

По соотношению натрия и калия (Мишкин, 1974) основная часть пород комплекса относится к формации калинатового ряда. Они близки к комплексам докембрия Сино-Корейского массива на Корейском полуострове (Геология Кореи, 1964). Мигматиты и гнейсо-граниты также располагаются в калишпатовой области, при этом происходит накопление щелочей при некотором повышении количества калия (рис. 2). В гнейсово-мigmatитовом комплексе возвышенности Криштофовича содержание алюминия снижается от гнейсов к гранитам и находится в обратной зависимости от суммарного количества щелочей в породе (Леликов, Пирогова, 1977).

Амфиболиты, биотит-роговообманковые и роговообманковые плагиогнейсы на диаграммах А. Н. Неелова (1980) относятся к глиноземистым умереннощелочным калий-натровым породам, соответствующим пелитовым и карбонатным алевролитам и граувакковым песчаникам, сланцы и биотитовые гнейсы — к кислым железистым, малоглиноземистым натрий-калиевым и калиевым образованиям, отвечающим составу пелитовых аргиллитов и алевролитов.

Р—Т-условия формирования пород комплекса определялись по минеральным термометрам Л. Л. Перчука (Перчук, Рябчиков, 1976). Температура кристаллизации гнейсов возвышенности Криштофовича (обр. 949) по амфибол-плагиоклазовой паре 630—650°C, гнейсов Восточно-Корейской возвышенности (обр. 1314-2) — 550°C, а амфиболита (обр. 2423-7) — 800°C. По соотношению щелочей (калия и натрия) и титана, а также щелочей и алюминия (Другова, 1972) в амфиболах точки роговых обманок из гнейсов и амфиболитов группируются в поле пород амфиболитовой фации, кроме обр. 2423-7, который отвечает амфиболам гранулитовой фации (рис. 3). По соотношению алюминия разной координации амфиболы располагаются в полях амфиболитовой фации (II), гранулитов зонального протерозойского комплекса (I^а) и, наконец, в поле амфиболов сутамского комплекса (I^в), отвечающего условиям высоких температур и давлений гранулитовой фации (рис. 4).

Эти данные показывают, что образования Восточно-Корейской возвышенности сформировались в высокотемпературных условиях гранулитовой фации ($T = 800^\circ\text{C}$ и $P_s = 7,5\text{—}12$ кбар), которые отвечают глубине погружения пород свыше 25 км, а гнейсово-мigmatитовый комплекс возвышенности

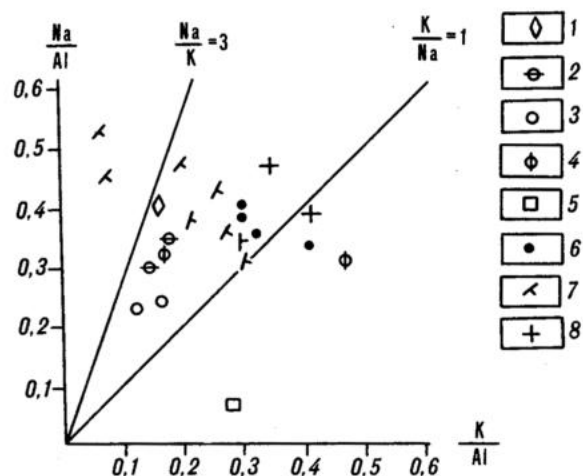


Рис. 2. Диаграмма соотношения щелочей в метаморфических породах

1 — амфиболиты; 2—4 — гнейсы: — биотит-роговообманковые, 3 — роговообманковые, 4 — биотитовые; 5 — биотит-мусковитовые сланцы; 6 — мигматиты; 7 — плагиогнейсо-граниты; 8 — микроклиновые граниты

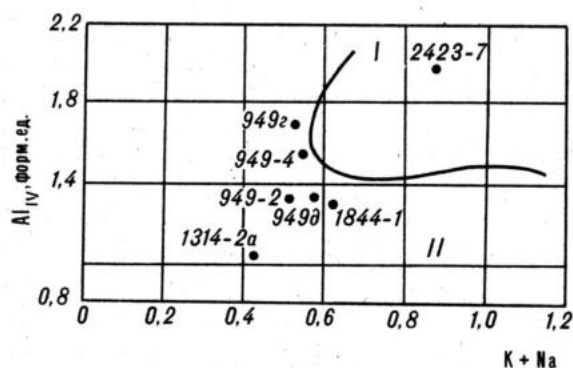


Рис. 3. Диаграмма соотношения Al_{IV} и $K + Na$ в кальциевых амфиболах гранулитовой (I) и амфиболитовой (II) фаций. Состав минералов см. в табл. 1

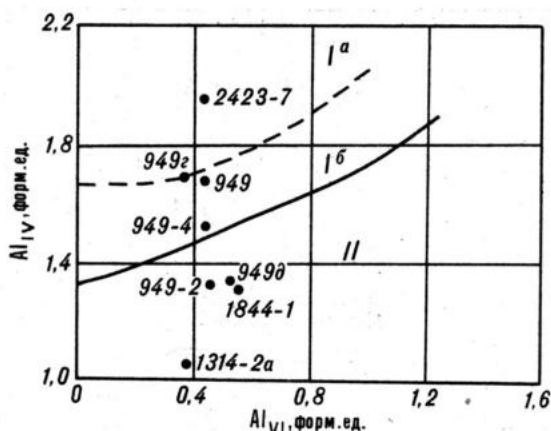


Рис. 4. Диаграмма соотношения Al_{IV} и Al_{VI} в кальциевых амфиболах гранулитовой (I^a и I^b) и амфиболитовой (II) фаций. Состав минералов см. в табл. 1

Криштофовича — в условиях амфиболитовой фации ($T = 600\text{—}650^\circ\text{C}$ и $P_s = 5,5\text{—}7,5$ кбар) при глубине погружения пород до 25 км. Не исключено, что все образования комплекса были метаморфизованы первоначально в условиях гранулитовой фации, а в дальнейшем наложение процессов анатектоидного гранитообразования и мигматизации на породы привело к различию в составе минералов двух участков этого комплекса. Подтверждением этого предположения могут служить данные о радиоизотопном возрасте пород возвышенности. Возраст биотит-роговообманковых гнейсов (2729 млн лет) отвечает позднему архею, а гранитов и мигматитов (2231—1983 млн лет) — раннему протерозою (Леликов, Пирогова, 1977).

К позднепротерозойскому комплексу отнесены метаморфические и интрузивные образования, установленные на западной оконечности Южного хребта возвышенности Ямато, расположенной в центральной части Японского моря. Эти породы подняты на семи станциях (рис. 5) с крутого склона хребта, с глубины 1550—1150 м и характеризуют участок, протягивающийся с севера на юг на 5—6 км. Они представлены крупными глыбами ($40 \times 25 \times 20$ см), угловатыми обломками, оторванными от подводных коренных выходов. Среди них выделяются амфиболиты, плагиогнейсы, диориты, гранодиориты и граниты.

Амфиболиты (ст. 1843, 1844, 1845) сложены роговой обманкой (40—60%) и плагиоклазом № 32—35. Отдельные обломки представлены полосчатыми разностями, в которых наблюдается чередование лейкократовых (плагиоклазовых) полос и роговообманковых меланократовых участков.

Биотит-амфиболовые плагиогнейсы (ст. 1844) состоят из плагиоклаза № 34—38 (до 50%), кварца (до 10%), роговой обманки (до 15%), биотита (15—20%) и акцессорных сфена, циркона, апатита.

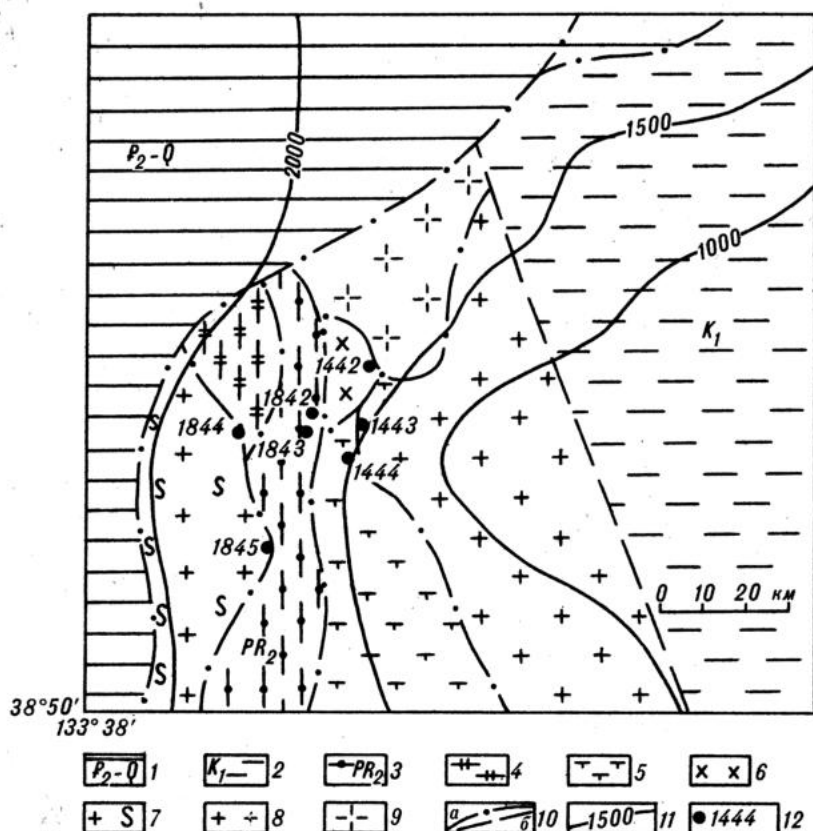


Рис. 5. Схематическая геологическая карта западного склона Южного Ямато. 1 — эоцен-голоценовые отложения; 2 — нижнемеловые отложения; 3—9 — позднпротерозойские образования: 3 — амфиболиты, 4 — биотит-амфиболовые гнейсы, 5 — диориты, 6 — гранодиориты, 7 — разгнейсованные граниты; 8 — биотитовые граниты, 9 — лейкократовые граниты; 10 — геологические границы (a) и тектонические нарушения (б); 11 — изобаты; 12 — станция драгирования и ее номер

Биотит-амфиболовые кварцевые диориты (ст. 1443) состоят из плагиоклаза № 32—34 (60—55%), кварца (до 15%), роговой обманки (до 20%) и биотита (до 10%).

Гранодиориты (ст. 1442, 1844) сложены плагиоклазом № 28 (55—60%), кварцем (15—20%), роговой обманкой (до 30%), биотитом (до 5%) и единичными зернами микроклина.

Граниты (ст. 1443, 1844, 1845) сложены плагиоклазом № 25—28 (30—35%), микроклином (30—35%), кварцем (до 30%) и биотитом. Гнейсо-граниты (ст. 1844, 1845) — породы с гранитной гетеробластовой структурой, гнейсовой текстурой, состоящие из микроклина (до 40%), плагиоклаза № 25 (20%) кварца (25%) и биотита (до 15%).

Метаморфические породы (амфиболиты и гнейсы) Ямато и тесно связанные с ними гранитоиды габбро-гранитной формации (претерпевшие динамометаморфизм) по набору пород, взаимоотношениям между этими типами пород и составу близки к комплексу «габброидов» Южного Приморья, возраст которых 618 млн лет (Леликов и др., 1984). Они также сходны с метаморфическим комплексом Хиды и связанными с ним гранитоидами (Сува и др., 1981). На диаграмме (рис. 6) точки химических составов пород Ямато находятся в поле распространения гнейсов Хиды и прорывающих их гранитов (табл. 1).

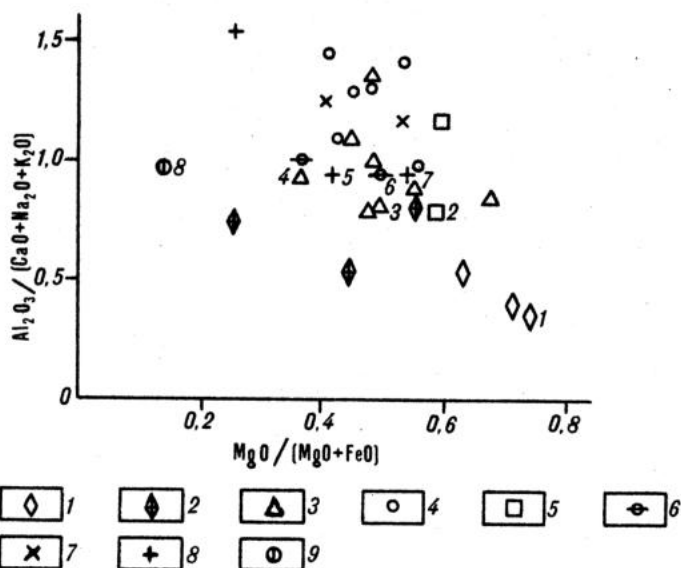


Рис. 6. Диаграмма соотношения $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — $\text{MgO} + \text{FeO}$ для метаморфических и интрузивных пород Хида и Южного Ямато (в мол. кол-вах).

1 — амфиболиты; 2 — гнейсы; 3 — роговообманковые, 4 — биотитовые, 5 — диориты; 6 — разгнейсованные граниты; 7 — гранодиориты; 8, 9 — граниты; 8 — биотитовые, 9 — мусковитовые. Номера точек отвечают номерам анализов пород Южного Ямато (табл. 1), точки без номеров анализы пород комплекса Хида, по Сува и др. (1981)

Таблица 1

Химический состав пород (% массы)

Компонент	1844-1з	1443-7	1844-1в	1845-2а	1845-4	1844-1а	1844-1	1443-8
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,10	58,00	58,27	62,20	63,93	68,43	69,10	73,88
TiO ₂	0,97	0,63	0,90	0,69	0,33	0,35	0,32	0,11
Al ₂ O ₃	10,44	15,14	16,56	17,13	18,34	14,94	14,96	12,79
Fe ₂ O ₃	—	4,05	—	—	—	—	—	0,81
FeO	11,31	5,18	7,59	6,26	4,26	4,66	3,59	1,26
MnO	0,19	0,07	0,12	0,14	0,14	0,14	0,06	0,02
MgO	11,77	4,12	2,69	1,35	1,11	1,75	1,68	0,10
CaO	10,97	5,62	6,64	3,36	3,74	4,21	3,74	0,82
Na ₂ O	3,72	3,91	3,72	4,30	6,62	3,81	3,81	3,23
K ₂ O	2,00	1,60	2,00	3,69	1,47	1,73	2,43	5,90
P ₂ O ₅	0,50	0,18	0,40	0,33	0,24	0,32	0,35	0,03
п. п. п.	1,52	1,42	0,54	0,62	0,40	0,38	0,76	0,50
Сумма	100,49	99,92	99,43	100,07	100,48	100,64	100,90	99,45
f общ.	34,5	55,0	61,3	71,7	68,6	59,8	54,8	90,0

Примечание. Обр. 1844-1з — амфиболит; 1443-7 — кварцевый диорит; 1844-1в — биотит-амфиболовый плагиогнейс; 1845-2а, 1844-1а — гнейсо-граниты; 1845-4, 1844-1 — биотитовый гранит; 1443-8 — мусковитизированный гранит.

Температура образования амфиболита по амфибол-плагиоклазовой паре (обр. 1844, табл. 2) 450°C, хотя состав роговой обманки из этой пары (рис. 3, 4) отвечает амфиболам амфиболитовой фации.

По содержанию рубидия и стронция метаморфические породы могут быть отнесены к продуктам метаморфизма континентальных базальтов и ассоциирующих с ними пород (Леликов и др., 1984), а гранитоиды — к производ-

Химический состав минералов (% массы)

Компонент	949	949a	949б	949в	949г	949д	949е	949-4	949-4a	949-2	946-5	1314-2	1314-2a	1314-2б	2423-7	2423-7a	2423-7б	1859-3	1859-3a	1859-3a ₁	1859-3a ₂	1861-10a	1844-1	1844-1a
SiO ₂	37,73	36,94	37,73	38,69	42,68	45,14	56,75	43,84	64,40	45,40	35,99	38,70	47,96	58,25	39,52	50,31	49,88	37,67	45,37	35,55	47,03	37,84	47,79	64,01
TiO ₂	2,80	2,89	2,84	2,43	1,11	0,99	0,01	0,51	0,01	0,87	2,55	2,49	0,45	0,01	1,40	0,01	0,01	1,37	1,09	1,82	0,81	2,46	0,90	0,01
Al ₂ O ₃	17,17	16,26	15,32	16,62	11,95	10,72	27,14	11,19	21,42	10,31	18,15	16,24	8,23	26,15	13,47	26,47	27,99	20,31	35,68	19,24	35,70	17,99	10,46	22,91
Fe ₂ O ₃	1,52	—	—	—	2,80	—	—	—	—	—	0,89	3,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	14,22	16,23	16,73	16,80	11,76	15,87	0,08	15,06	0,09	14,90	19,65	15,29	15,14	0,11	15,67	0,32	—	18,66	1,08	20,60	1,19	19,87	18,98	0,24
MnO	0,26	0,13	0,12	0,14	0,50	0,29	—	0,34	—	0,30	0,22	0,14	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	0,29	—
MgO	11,89	12,43	12,32	12,21	11,98	10,78	—	11,74	—	11,83	7,41	11,47	12,54	—	10,67	0,32	—	10,92	0,60	9,52	0,61	9,71	9,95	—
CaO	1,50	—	—	—	11,28	11,68	11,04	12,10	2,30	11,53	0,68	0,07	11,02	7,88	12,24	15,76	12,50	—	—	—	—	—	12,06	2,18
Na ₂ O	0,28	0,27	0,26	0,19	1,15	1,33	6,10	1,27	10,26	1,21	0,31	0,30	1,21	7,32	1,97	6,49	4,93	0,15	0,95	0,11	0,73	0,17	1,39	9,97
K ₂ O	7,68	10,04	9,83	9,17	1,04	1,12	0,07	0,91	0,07	0,91	8,35	8,18	0,47	0,08	1,59	0,06	0,05	7,96	9,99	10,18	10,26	11,37	1,15	0,12
P ₂ O ₅	0,20	—	—	—	0,14	—	—	—	—	—	0,21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	3,66	—	—	—	2,68	—	—	—	—	—	3,99	2,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,15	—	—	—	0,25	—	—	—	—	—	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0,52	—	—	—	0,33	—	—	—	—	—	0,96	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,08	—	—	—	0,20	—	—	—	—	—	0,13	0,33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,63	95,10	95,80	96,60	99,77	97,20	101,10	96,96	96,96	97,50	99,62	99,57	97,02	99,81	96,68	99,75	95,38	97,04	94,78	97,08	96,35	99,37	98,97	99,44
F ₂ = O	0,03	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f общ.	42,2	42,9	43,3	43,6	37,6	—	—	41,2	—	41,4	61,5	48,0	40,4	—	45,2	—	—	48,9	—	54,8	—	53,0	51,7	—

Примечание. Обр. 1844-1, 1844-1a — минералы пород позднепротерозойского комплекса, остальные образцы — минералы пород архей-раннепротерозойского комплекса. 949—949в — биотиты, 949г, д — роговые обманки и 949е — плагиоклаз из биотит-роговообманкового гнейса; 949-4 — роговая обманка, 949-4a — плагиоклаз из роговообманкового гнейса; 949-2 — роговая обманка из роговообманкового гнейса; 946-5 — биотит из гнейсо-гранита; 1314-2 — биотит, 1314-2a — роговая обманка и 1314-2б — плагиоклаз из биотит-роговообманкового гнейса; 2423-7 — роговая обманка и 2423-7a, 7б — плагиоклазы из амфиболита; 1859-3 — биотит и 1859-3a₁ — мусковит из биотит-мусковитового сланца; 1859-3a₂ — биотит и 1859-3a₃ — мусковит из биотит-мусковитового сланца; 1861-10a — биотит из биотитового сланца; 1844-1 — роговая обманка и 1844-1a — плагиоклаз из амфиболита. Для образцов 949, 949г, 946-5, 1314-2 — составы минералов определены химическим анализом в ДВГИ, для остальных — на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A в ДВГИ ДВО АН СССР В. И. Сапину.

ным андезитовой магмы. Они близки к гранитоидам андезитового ряда Дальнего Востока (Недашковский, 1980) и по содержанию олова, свинца, цинка, меди, ванадия.

Метаморфические комплексы докембрия, развитые в Японском море, тесно связаны с докембрийскими образованиями окружающей суши. Как и на континенте, они слагают складчатый фундамент подводных возвышенностей, на котором формировались фанерозойские структуры. Они метаморфизованы в глубинных и среднеглубинных условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций при глубине погружения исходных пород не менее 15—20 км, т. е. их формирование происходило в складчатых комплексах древних кристаллических массивов с мощной сиалической корой континентального типа. Большое сходство японских метаморфических комплексов с близлежащими образованиями окружающей суши указывает на единство строения и общие закономерности формирования земной коры континента и окраинных морей и свидетельствует о заложении впадины Японского моря на континентальных структурах. Несоответствие между мощностью земной коры, установленное по условиям формирования метаморфических комплексов (не менее 30—40 км при мощности «гранитно-метаморфического» слоя до 20 км) на время становления кристаллических массивов, и современной ее мощностью, оцененной по геофизическим данным, указывает на ее сокращение в процессе формирования впадины Японского моря.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 264 с.
Другова Г. М. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 256 с.
Леликов Е. П. Геологические исследования в западной части Японского моря // Тихоокеанский ежегодник. 1987. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 61—68.
Леликов Е. П., Пирогова Л. Г. Петрохимические и геохимические особенности пород гнейсо-мигматитового комплекса юго-западной части Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 5. С. 45—53.
Леликов Е. П., Съедин В. Т., Ферштатер Г. Б. Рубидий и стронций в магматических породах дна Японского моря // Геохимия. 1984. № 8. С. 1209—1217.
Мишкин М. А. Метаморфические формации зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 7. С. 50—63.
Недашковский П. Г. Петрогеохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. 204 с.
Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
Сува Канэнори и др. Метаморфические породы Хида и глубинные породы в бассейне рек Вада и Огути в юго-восточной части префектуры Тояма // Тисицугака дзасен. 1981. Т. 81, № 3. С. 143—145.

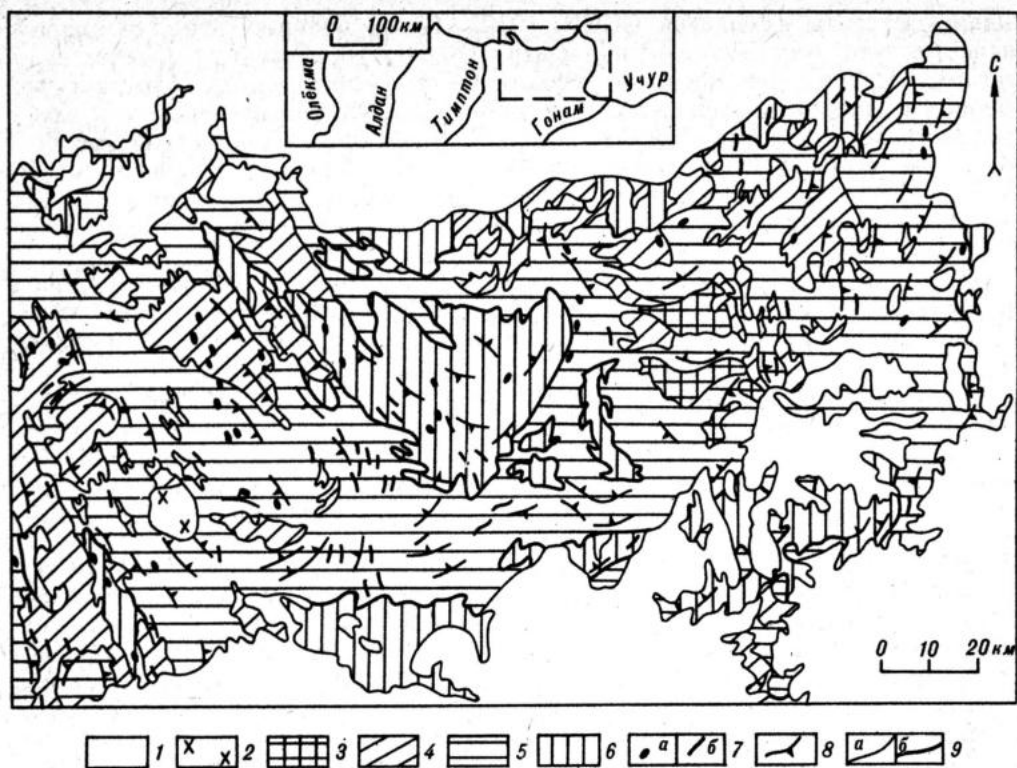
**О СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СУННАГИНСКОГО РАЙОНА
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА
И КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ**

Основными признаками для выделения геологических формаций являются петрографические и структурные (Косыгин, 1988). Под структурой понимаются не только геометрические свойства формации и их составных частей, но и геометрические отношения между составными частями геологического объекта (Усманов, 1977). Из них первые служат предметом изучения структурной геологии, вторые же относятся к компетенции стратиграфии (Салин, 1979) и формационного анализа (Воронин, Еганов, 1972).

Отношения «сечет—сечется», «выше—ниже» традиционно являются предметом рассмотрения стратиграфии. Однако в метаморфических формациях отношение «сечения» не устанавливается между контактирующими породными телами (т. е. не устанавливается первичность границы раздела для одного и вторичность ее для другого тела), а из отношения «выше» не вытекает отношение «моложе». Отсюда следует, что традиционно-стратиграфические отношения к метаморфическим породным телам неприменимы.

Из наблюдения над контактирующими телами можно только заключить, что они находятся в отношении сонахождения. Породные тела «а», «b», «с» находятся в сонахождении, если «а» контактирует с «b», а «b» контактирует с «с». Однако чаще породные тела повторяются, и в последовательном ряду наблюдений фиксируются случаи, когда «а» контактирует с «b», а «b» снова контактирует с «а», т. е. реализуется ассоциация «аба». В данном сонахождении породные тела «а» и «b» неравноправны и находятся в отношении соподчинения. Породное тело «а» является соподчиняющим, а тело «b» — соподчиненным, и отношение в данном парагенезе может быть записано как $a > b$. Данное отношение может трактоваться и как отношение включения (Усманов, 1977). В формализованном виде это все, что фиксируется непосредственными наблюдениями над отношениями между метаморфическими телами и обладает определенными петрографическими признаками. Но этого вполне достаточно для выделения формационных подразделений и определения их стратиграфической последовательности по способу Грессли—Шатского (Зедгенизов, 1986; Зедгенизов, Болдырев, 1987).

В пределах Суннагинского района восточной части Алданского щита (см. рисунок) выделяются два мегакомплекса — алданский и его фундамент. Последний сложен исключительно ортоклазовыми лейкократовыми гиперстеновыми гнейсами и микроклиновыми гранито-гнейсами биотитовыми и биотит-амфиболовыми, содержащими прослой двупироксеновых, двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Фундамент обнажается преимущественно в центральной и южной частях района и имеет тектонические соотношения с алданским мегакомплексом. На геологических картах последних лет в центральной части Суннагинского блока показаны выходы суннагинской свиты (нижнесуннагинская и верхнесуннагинская), частично совпадающие с обна-



Карта кристаллических образований Суннагинского района восточной части Алданского шота. 1 — платформенный чехол; 2 — мезозойские сенинты и щелочные сенинты; 3—7 — архей: 3—5 — алданский мегакомплекс; 3 — желтулинская, 4 — тимптонская, 5 — иенгская серия; 6 — фундамент алданского мегакомплекса, 7 — архейские метабазиты (а) и гипербазиты (б); 8 — залегание текстур метаморфических пород; 9 — границы серий (а) и мегакомплексов (б)

женной частью фундамента на приведенном рисунке. Тщательный анализ первичных данных съемочных партий и маршрутные исследования автора не подтверждают самостоятельности нижнесуннагинской свиты как существенно сланцевой толщи. Характеристика верхнесуннагинской свиты в рассматриваемых районах как толщи существенно гиперстеновых гнейсов не совсем корректна. В пределах фундамента лейкократовые гиперстеносодержащие ортоклазовые гнейсы в ассоциации с микроклиновыми гранито-гнейсами существенно отличаются от более мезократовых двуполевошпатовых гиперстеновых гнейсов и плагиогнейсов в составе толщ алданского мегакомплекса.

В последнем выделяются три комплекса, коррелирующиеся как по составу, так и по возрастной последовательности с иенгской, тимптонской и желтулинской сериями Д. С. Коржинского (1936, 1939).

В иенгской серии, занимающей значительную часть изученной площади, преобладает ассоциация биотит-гранатовых, биотит-гранат-силлиманитовых, биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых, гиперстеновых, гранат-гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев. Преобладающими чаще бывают либо биотит-гранатовые, либо гиперстеновые, реже гранат-гиперстеновые гнейсы. В качестве прослоев нередко присутствуют кварциты, иногда они образуют самостоятельные довольно-таки крупные тела (Черкасов, 1979). Изредка встречаются прослои карбонатных пород при отсутствии гиперстеновых гнейсов. В нижней части серии гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы отсутствуют и наряду с биотит-гранатовыми гнейсами иногда преобладают высокоглиноземистые гнейсы с прослоями кварцитов. По составу нижняя часть серии соответствует средней и частично верхней подсвитам верхне-

алданской свиты (Геология СССР, 1972). Гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы отсутствуют и в верхней части серии, зато постоянно присутствуют прослои карбонатных пород в ассоциации с амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, амфибол-диопсидовыми и диопсидовыми плагиогнейсами и кристаллическими сланцами. Составы средней и верхней частей серии соответствуют нимырской свите (Геология СССР, 1972; Геология Якутской АССР, 1981). Мощность всей иенгурской серии, как наименьшая величина из трех измерений объема, приблизительно оценивается в 600—2000 м (Зедгенизов, Болдырев, 1987).

Тимптонская серия в пределах изученной территории (см. рисунок) распространена на меньшей площади, чем иенгурская. По формационному составу она расчленяется на две части: нижнюю, представленную ассоциацией амфиболовых, биотит-амфиболовых, амфибол-диопсидовых, биотит-диопсидовых и диопсидовых гнейсов, плагиогнейсов и основных кристаллических сланцев, и верхнюю, в которой всегда присутствуют гиперстеновые, амфибол-гиперстеновые, амфибол-двупироксеновые и двупироксеновые гнейсы и плагиогнейсы. Ассоциация пород нижней части характерна для федоровской, а верхней — для изжакской свиты (Геология СССР, 1972; Геология Якутской АССР, 1981).

В средней части федоровской свиты кроме названной ассоциации пород часто присутствуют гиперстеновые плагиогнейсы, мраморы и кальцифиры. Спорадически встречаются прослои биотит-гранатовых плагиогнейсов. В верхней части свиты появляются амфибол-гиперстеновые, биотит-амфибол-гиперстеновые, амфибол-двупироксеновые, биотит-амфибол-двупироксеновые и двупироксеновые плагиогнейсы и кристаллические сланцы. Они наряду с гиперстеновыми часто становятся преобладающими, но всегда содержат прослои амфиболовых, биотит-амфиболовых, амфибол-диопсидовых, биотит-амфибол-диопсидовых, биотит-диопсидовых плагиогнейсов и кристаллических сланцев в ассоциации с карбонатными породами.

В изжакской части серии преобладают либо гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы, либо амфибол-гиперстеновые и двупироксеновые плагиогнейсы. Выше появляются прослои либо амфиболовых, амфибол-диопсидовых и диопсидовых плагиогнейсов, либо биотит-гранатовых и гранат-гиперстеновых плагиогнейсов. Гранат-гиперстеновые гнейсы иногда преобладают. Однако в верхней половине свиты вышеназванные породы в качестве прослоев присутствуют одновременно. Суммарная мощность всей тимптонской серии приблизительно оценивается в 900—1600 м (Зедгенизов, Болдырев, 1987).

Джелтулинская серия обнажается в восточной части Суннагинского района и характеризуется устойчивой ассоциацией гиперстеновых гнейсов и плагиогнейсов с мраморами и кальцифирами. В нижней части серии наряду с прослоями мраморов и кальцифиров почти всегда присутствуют прослои двупироксеновых, амфибол-двупироксеновых и амфибол-гиперстеновых плагиогнейсов. Очень редко вместо последних появляются прослои биотит-гранатовых плагиогнейсов. К низам разреза количество прослоев двупироксеновых, амфибол-двупироксеновых и амфибол-гиперстеновых плагиогнейсов уменьшается, зато увеличивается число прослоев карбонатных пород. Иногда отмечаются отдельные тела карбонатных пород с подчиненными прослоями гиперстеновых плагиогнейсов. В верхней части серии в гиперстеновых гнейсах и плагиогнейсах наряду с прослоями карбонатных пород и амфибол-гиперстеновых плагиогнейсов присутствуют прослои гранат-гиперстеновых и биотит-гранатовых гнейсов и плагиогнейсов, реже прослои кварцитов. Иногда биотит-гранатомые плагиогнейсы преобладают и наряду с вышеназванными породами появляются прослои амфиболовых, биотит-амфиболовых, биотит-диопсидовых и диопсидовых гнейсов и плагиогнейсов. Реже доминируют диопсидовые плагиогнейсы с прослоями гиперстеновых, гранат-гиперстеновых, биотит-гранатовых, амфибол-диопсидовых, амфибол-двупироксеновых и амфибол-гиперстеновых гнейсов и плагиогнейсов. Иногда преобладают амфи-

боловые гнейсы с прослоями амфибол-диопсидовых, амфибол-гиперстеновых, гранат-гиперстеновых плагиогнейсов и карбонатных пород. Эта часть серии по составу соответствует кюриканской свите (Геология СССР, 1972; Геология Якутской АССР, 1981). Мощность желтулинской серии в составе кюриканской свиты составляет приблизительно 200—400 м. Общая мощность алданского мегакомплекса в изученном районе приблизительно оценивается в 2,7 и 3,4 км (Зедгенизов, Болдырев, 1987).

В табл. 1 предлагаемая стратиграфическая схема сопоставляется со стратиграфической схемой геологических съемок 1961—1981 гг. Трудности такого сопоставления обусловлены территориальным несовпадением свит (сравните приведенный выше рисунок с геологическими картами 1970 г. (Геология СССР, 1972) и 1979 г. (Геология Якутской АССР, 1981), а также объединением съемщиками в свиты ассоциаций пород, не находящихся между собой в фациальных отношениях. Например, как в верхней, так и в нижнесуннагинской свите присутствуют ассоциации пород, содержащие биотит-гранатовые и гранат-гиперстеновые плагиогнейсы и не содержащие их. В предлагаемой схеме они коррелируются соответственно с верхней и нижней под-свитами иджакской серии. Верхнесуннагинская свита от нижнесуннагинской

Таблица 1

Сопоставление схем стратиграфического расчленения алданского мегакомплекса Суннагинского района

Предлагаемая стратиграфическая схема алданского мегакомплекса				Стратиграфическая схема Сунна- гинского района геологических съемок 1961-1981 гг.			
Серия	Свита	Подсвита		Подсвита	Свита	Серия	
Желтулинская 0,2-0,4 км	Кюри- кан- ская	Верхняя		Худурканская 2,0 км		Желтулинская	
		Нижняя		Сутамская 1,2-1,4 км			
Тимптонская 0,9-1,6 км	Иджак- ская	Верхняя		Верхняя 1,8-2,6 км	Кюри- кан- ская	Тимптонская	
		Нижняя					
	Федо- ров- ская	Верхняя		Средняя 1,6-2,0 км			
		Средняя					
Иенгирская 0,6-2,0 км	Ним- ныр- ская	Нижняя		Нижняя 1,7-2,4 км			
		Верхняя		Верхнесуннагин- ская 2,2-5,0 км			
	Верхнеалданская			Нижнесуннагин- ская 1,7-2,5 км			

**Корреляция сводной рабочей легенды для геологической карты масштаба 1 : 50 000
Алданского массива (пос. Чульман, 1985 г.)**

Серия	Свита	Иенгский комплекс (AR ¹)				Тимптоно-желтулинский комплекс (AR ²)		
		Сутамский блок, Сеймская зона	Верхнетимптонский блок	Малемкенский блок	Нимнырская зона	Тыркандинская зона	Сутамская зона	Тимптонская зона
Желтулинская	Кюриканская 3,8—5,0 км					bg al, nn, cd	kr	
Тимптонская	Иджакская 1,5—3,8 км		krb ₃ hl ₁ , dzl ₃ , dzl ₁		nm ₂	tn	am	fd ₃
	Федоровская 0,5—2,0 км	at	krb ₁ , hl ₃ , dzl ₁	mt ₂				fd ₂ , fd ₁
Иенгская	Нимнырская 0,6—3,8 км	sk, krg, an tl, nl	hl ₂	gr	nm ₁ krm ₂		ku st	
	Верхнеалданская 0,5—1,5 км	sm		mt ₃ , mt ₁	krm ₃ , krm ₁			

Примечание. Свиты AR²: fd — федоровская, kr — кюриканская, st — сутамская, ku — куренская, am — ампардахская, al — алтанская, bg — буголлинская, nn — нингамская, cd — чайдахская, tn — таллинская; свиты AR¹ — nm — нимнырская, krm — курумканская, mt — митингская, gr — горбыляхская, krb — курбаликитская, hl — холодниканская, dzl — джилиндинская, at — атугейская, sk — сокоендинская, krg — кыргылейская, an — аянская, tl — талангская, sm — сеймская, nl — нельгойская.

у съемщиков отличается тем, что в первой преобладают гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы, а во второй — амфибол-гиперстеновые, амфибол-двупироксеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, т. е. обе эти свиты находятся между собой в фациальных отношениях и коррелируются в предлагаемой схеме с иджакской свитой. По материалам геологических съемок, подсвиты кюриканской свиты в разных районах Суннагинского блока также неоднородны. Если верить описанию их в «Геологии Якутской АССР» (1981), то нижняя подсвита коррелируется с нижней подсвитой нимнырской свиты, средняя соответствует верхней подсвите федоровской свиты, а верхняя — нижней подсвите иджакской свиты предлагаемой схемы. В общем, такой состав подсвит кюриканской свиты в работе (Геология..., 1981) выдерживается на большей части территории ее распространения, но вот в восточной части Суннагинского блока в верховьях рек Мёгюскан и Улахан-Силигиле состав их у съемщиков иной. Нижняя подсвита коррелируется уже с верхней подсвитой иджакской свиты, средняя — с подсвитами кюриканской свиты предлагаемой схемы, а их верхняя подсвита соответствует верхней подсвите иджакской свиты нашей схемы. Вещественный состав хударканской свиты характеризуется съемщиками по трем стратотипическим участкам. То, что описано по левобережью руч. Терют-Сала (1980 г.) — правого притока р. Мёгюскан, соответствует по составу нижней подсвите нимнырской свиты предлагаемой схемы, а то, что описано (1981 г.) в устье руч. Бусахта и по руч. Садарак (притоки Учура), в предлагаемой схеме соответствует нижней подсвите иджакской свиты. Очевидно, что в состав хударканской свиты введены ассоциации пород, принадлежащие к разным стратиграфическим уровням.

Из корреляции рассмотренных схем видно, что стратиграфические подразделения у съемщиков не упорядочены в системе отношений петрографических признаков пород. Это приводит к затруднениям в корреляции разре-

зов разных структурно-фациальных зон и блоков, к выделению местных и условных стратиграфических подразделений. Примером тому может служить сводная рабочая легенда, принятая и одобренная 10—13 апреля 1985 г. Якутской региональной редколлегией Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 50 000. Несмотря на то что на закартированных площадях свиты зачастую не выдерживают своей стратотипической характеристики, они все же хотя бы приблизительно отражают ассоциации пород конкретных геологических объектов. При таком допущении представляет интерес пересмотреть в пределах Алданского массива их взаимоотношения — как фациальные, так и стратиграфические — по предлагаемой методике (Зедгенизов, 1986). Результаты таких построений сведены в табл. 2.

Приведенная корреляция сводной рабочей легенды не претендует на полноту и глубину разработки, но она иллюстрирует возможности конструктивного подхода к построению сводной стратиграфической шкалы метаморфических формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск: Наука, 1972. 120 с.
- Геология СССР. Т. 42: Южная Якутия. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 496 с.
- Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. 300 с.
- Зедгенизов А. Н. О выделении метаморфических формаций и определении их возрастной последовательности по способу Грессли—Шатского // Происхождение и эволюция метаморфических формаций в истории Земли: Тез. докл. VII Всесоюз. петрогр. совещ. Новосибирск, 1986. Т. 3. С. 7—8.
- Зедгенизов А. Н., Болдырев М. В. Метаморфические формации Суннагинского района восточной части Алданского щита. Препр. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 52 с.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). М.; Л.: ОНТИ, 1936. 76 с.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты и хребта Станового. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1939. С. 349—366. (Стратиграфия. СССР; Т. 1.)
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.
- Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия. М.: Наука, 1979. 173.
- Усманов Ф. А. Основы математического анализа геологических структур. Ташкент: Фан, 1977. 205 с.
- Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.

ОПЫТ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА*

Формационное расчленение и корреляция нижнедокембрийских комплексов юга Дальнего Востока (Южная Якутия, Амурская область, Хабаровский край) осуществлены в процессе составления структурно-формационной карты нижнего докембрия масштаба 1 : 2 500 000. Геологической основой формационного анализа послужили главным образом данные, отображенные на современных среднемасштабных геологических и минерагенических картах.

Метаморфические формации, вслед за Н. Л. Добрецовым и др. (1969), М. А. Мишкиным и др., определяются в качестве закономерных устойчивых парагенезисов метаморфических пород, обусловленных общностью происхождения и последующего метаморфизма. При выделении и типизации метаморфических формаций учтены фациальные и вещественные признаки. По фациальным признакам в составе нижнедокембрийских комплексов выделены гранулитовый, амфиболитовый, зеленосланцевый и полиметаморфический (или зональный) классы формаций. Номенклатура конкретных формаций основана на их вещественных признаках в сочетании с фациальными. Соответственно в наименованиях формации отражены ведущий тип пород (кристаллосланцевый, гнейсовый), их фациальная принадлежность и, в необходимых случаях, индикаторные минеральные признаки.

Результаты формационного расчленения и корреляции нижнедокембрийских комплексов привели к необходимости выделения в общем их разрезе пяти структурно-формационных уровней, имеющих, очевидно, стратиграфический смысл. Нижний уровень относится к катархею, три последующих — соответственно к нижнему, среднему и верхнему архею и последний — к нижнему протерозою.

В настоящее время непосредственными геологическими наблюдениями и геохронологическими данными обосновано стратиграфическое положение лишь двух последних структурно-формационных уровней — нижнепротерозойского и верхнеархейского. Тем не менее формационный анализ показал, что все выделенные уровни отличаются друг от друга вещественным содержанием и, кроме того, характером метаморфизма, т. е. независимо от присвоенных им возрастных «ярлыков» представляют собой реальные объекты.

Рамки настоящей статьи позволяют остановиться лишь на некоторых, узловых, на наш взгляд, вопросах.

Катархей. Попытки выделить в составе алдания катархей предпринимались неоднократно. В частности, Е. А. Кулиш к катархею отнес курультинскую и верхнеалданскую серии, зверевский комплекс и коррелируемые с ними дамбукинскую и джанинскую серии. В. А. Кудрявцев выделил курультино-гонамский комплекс, залегающий в основании иенгурской серии. Е. П. Максимов и Г. В. Бирюлькин к этому уровню отнесли нижние, базит-сланцевые слои разреза зверевского комплекса и курультинской серии.

* Печатается в дискуссионном порядке (Ред.).

На современных геологических картах все названные выше серии и комплексы датируются нижним археем.

Проведенный нами формационный анализ показал, что при современном состоянии изученности гранулитовых комплексов к древнейшим, предположительно катархейским, могут быть отнесены лишь некоторые комплексы Чогарского блока (Становая область): метагабброиды и асоциированные с ними метаморфиты. На современных геологических картах те и другие датируются нижним археем и относятся первые к майско-джанинскому комплексу, вторые — к джанинской серии (Карсаков, 1978; Васькин, Карсаков, 1978).

Основанием для отнесения рассматриваемых образований к древнейшим являются следующие данные.

Прежде всего метагабброиды и мало затронутые диафторезом разности метаморфит этого блока по своему вещественному составу не находят аналогов в других районах Алдано-Станового региона. В отличие от всех других подобных образований, они принадлежат к высокотитанистым сериям. В метагабброидах содержание окиси титана колеблется от 1,55 до 4,75%, в среднем по 18 анализам составило 2,24%; в метаморфитах оно изменяется от 1,4 до 2,36%, среднее по 16 анализам — 1,65%. Химизм малодиафторированных метаморфит в полной мере отвечает составам пикробазальтов и толеитовых базальтов. По соотношению калия и натрия, в отличие от всех других формаций нижнего докембрия, рассматриваемые образования наиболее близки к тренду океанических базальтов.

Что касается соотношений метагабброидов и метаморфит, обращают на себя внимание наблюдения А. Ф. Васькина, согласно которым признаки эндо- и экзоконтактных изменений в контактах этих пород отсутствуют. Более того, детальные исследования А. Н. Соляника и др. (1987) показали, что метагабброиды Чогарского блока являются наиболее высокотемпературными и глубинными породами и должны подстилать метаморфиты.

Таким образом, в Чогарском блоке намечается своеобразная ассоциация древнейших изверженных пород, весьма близкая к ассоциациям офиолитового типа. К сожалению, в блоке остается неизученным третий член таких ассоциаций — комплекс так называемых параллельных даек. Наличие даек метагабброидов отмечают все геологи, картировавшие блок, а в упоминавшейся публикации А. Н. Соляника с соавторами указывается, что, например, в районе горы Икондя метагабброиды прорываются многочисленными телами двупироксеновых диабазов. Не исключено, что они и представляют недостающее звено в рассматриваемой ассоциации.

Изложенное позволяет заключить, что формации высокотитанистых метагаббро, метапикробазальт-толеитовая и, вероятно, параллельных даек, связанные единством места проявления, наделенные близкими петрохимическими свойствами и подвергнутые метаморфизму в условиях гранулитовой фации, образуют единый структурно-формационный комплекс. Отметим также, что выявленное вещественное своеобразие метагабброидов и метавулканитов блока требует пересмотра объема и границ майско-джанинского комплекса и джанинской серии, к которым они ныне относятся.

Нижний архей. Формации нижнего архея выделяются в составе Олекмо-Становой, Охотско-Тимптонской (табл. I) и проблематичной Буренско-Ханкайской областей. Затронем следующие вопросы.

1. Почти всеми исследователями принимается более высокое стратиграфическое положение ранних архейд Охотско-Тимптонской области (тимптонно-желтулинский комплекс) относительно таковых Алдано-Становой (иенгский комплекс). Более же логично синхронизировать названные комплексы, а различия их объяснить фаціальными изменениями. Такой синхронизации не противоречат принадлежность обоих комплексов по условиям метаморфизма к гранулитовым и изотопные датировки, древнейшие из которых в той и другой областях достигают 3,8—3,9 млрд лет (Брандт, 1979; Корольков и др., 1974; Искандеров и др., 1979; и др.). Реперными для корреляции являются

Схема формационного расчленения и корреляции нижнеархейских комплексов

Алдано-становая область				Охотско-Тимптонская область
Структурно-формационные зоны				
Курультино-зверевская	Брятинская	Сутамская	Нимырская	Иджакская, Учурская, Джугджурская
Формация чарнакитовых гранитондов				
Габбро-анортозитовая (древнеджугджурский комплекс)				
Пироксенит-габбровая (майско-джанинский комплекс)				
Метаультрабазитовая				
Гранулитовые формации:				
Гнейсово-карбонатная (федоровская, верхнесутамская)				
2000—3000 м				
Кварцито-глиноземисто-гнейсовая (чебаркасская, холодниканская, зверевская свиты)	Карбонатно-глиноземисто-гнейсовая (камрайская свита), 1900—2300 м	Кварцито-глиноземисто-гнейсовая (сеймская свита), 1400—2500 м	Глиноземисто-гнейсо-кварцитовая (верхнеалданская свита), 2600—3400 м	Бiotит-гранат-гнейсовая (сутамская, луриканская, тырканская, ульчунская свиты), 2000—3500 м
2000 м				
Бiotит-пироксен-гнейсовая (авикская, курбаликитская, ульдегитская, нельгюйская, нимырская свиты)	3000 м	900 м	4500 м	2000 м
Карбонат-кристаллосланцево-гнейсовая (кюриканская, иктандинская, альванарская свиты), 2700—7500 м				
Амфибол-пироксен-кристаллосланцево-гнейсовая (имангранская, сыганахская, муравьевская, джилиндинская, дубакская, олонгринская свиты)	2000—6300 м	1000 м	4000 м	Пироксен-кристаллосланцево-гнейсовая (суннагинская, иджакская, хударканская, курелахская свиты), 3500—4500 м
Базит-кристаллосланцевая (каруракская, кабактинская, горбыляхская свиты), 2000—3000 м				

амфибол-пироксен-кристаллосланцево-гнейсовая формация Олекмо-Становой области и пироксен-кристаллосланцево-гнейсовая Охотско-Тимптонской, имеющие существенно вулканогенную природу. Корреляция вышележащих формаций удовлетворительно достигается с учетом их латеральной изменчивости. Установленное погружение кристаллосланцево-гнейсовой формации Олекмо-Становой области под образования аналогичной формации Охотско-Тимптонской явилось следствием надвиговых дислокаций, проявившихся, очевидно, в позднем архее в процессе формирования системы рифтогенных (шовных) зон.

2. В современных стратиграфических схемах нижнего архея кварцито-глиноземисто-гнейсовая толща, известная под названиями зверевской, холодниканской, чебаркасской, сеймской, верхнеалданской свит, традиционно помещается между меланократовой кристаллосланцево-гнейсовой и мезократовой толщами, что противоречит общей тенденции возрастания роли кислых пород в разрезе нижнего архея. К тому же достаточное обоснование принятого ныне стратиграфического положения названной толщи отсутствует. Более того, Е. П. Максимов и Г. В. Бирюлькин (1982 г.) показали, что, например, в Нимырской зоне максимальная ширина выходов глиноземисто-кварцитовых верхнеалданской свиты наблюдается на водоразделах, а в долинах выходы резко сужаются до выклинивания. Эти данные и анализ геофизических материалов привели авторов к выводу о несогласном залегании кварцито-глиноземисто-гнейсовой толщи на мелано- и мезократовых толщах. Ранее на такое несогласие указывали В. А. Луконина (1954 г.) для сеймской свиты, В. Г. Амарский (1978 г.) для холодниканской. Непосредственное налегание (в опрокинутом залегании) глиноземисто-гнейсовой зверевской сви-

ты на биотит-пироксен-гнейсовую курбаликитскую установлено И. В. Панченко (1985) в бассейне р. Верхняя Ларба.

Изложенное представляется веским основанием для пересмотра стратиграфического положения кварцито-глиноземисто-гнейсовой толщи в общем разрезе нижнего архея.

3. По результатам реставрации первичного состава пород, в Олекмо-Становой области в разрезе нижнего архея происходит смена метапикрит-метабазальтовой ассоциации ассоциацией от метапикробазальтов до метариодацитов. Пикритовые и базальтовые члены ассоциаций принадлежат к толеитовой серии, а андезит-риодацитовые — к известково-щелочной. Базальтоиды низкотитанистые на диагностических диаграммах занимают промежуточное положение между трендами океанических и островодужных базальтов. В Охотско-Тимптонской области этой части разреза нижнего архея отвечают метаморфизованные терригенно-вулканогенная и карбонатно-терригенная формации. В составе первой метавулканиды образуют ассоциацию от метапикробазальтов до метариодацитов. От олекмо-становых базальтоиды отличаются повышенными содержаниями калия, на диагностических диаграммах они отвечают тренду островодужных базальтов.

Средний архей. К среднему архею отнесены олекминская и батомгская серии Алданского щита, одноименная серия Становика и амурская серия Буреинского массива. В соответствии с данными формационного анализа выделены Олекмо-Становая, Маймакано-Майская и Буреинско-Ханкайская подвижные области. Общая схема формационного расчленения и корреляции среднеархейских комплексов отражена в табл. 2. В дополнение к ней отметим следующее.

По геологическим и петрохимическим данным, в Олекмо-Становой области в составе среднего архея значительная роль принадлежит вулканитам толеитовой серии (базальт-риодацитам). При этом метабазальты отвечают тренду островодужных. Еще одна особенность формаций области — возрастание в восточном направлении роли осадочных образований, а среди последних — карбонатисто-железистых и карбонатных фаций.

В отличие от этого, в Маймакано-Майской и Буреинско-Ханкайской областях как по характеру разрезов, так и по петрохимическим данным реставрируются лишь осадочные породы, близкие к миогеосинклинальным. При этом Батомгская зона Маймакано-Майской области отличается большей мощностью осадков (более 15 000 м), что сближает ее с прогибами типа перикратонных, отчленившимися Охотский «срединный» массив от Алданского щита.

Верхний архей. На позднеархейском возрастном срезе выделяются Алдано-Становая область рифтогенных прогибов и Гуджало-Тастахская окраинно-континентальная зона. Схема формационного расчленения и корреляции геологических комплексов названных подразделений приведена в табл. 3. Как видно из таблицы, в Алдано-Становой области маркирующее значение имеют залегающие в основании верхнего архея метаморфизованные коматиит-базальт-андезитовая и кремнисто-вулканогенно-терригенная формации. Первая характерна для зон алданской части области, вторая — для становой. Показательно также развитие в тесной ассоциации с названными формациями доскладчатых дунит-перидотитовой, верлит-габбро-диоритовой, габбро-диабазовой формаций.

В Гуджало-Тастахской зоне к верхнему архею отнесены образования тастахской и гуджальской серий, в составе которых резко преобладают относительно зрелые метатерригенные и известково-терригенные отложения, местами включающие пласти (возможно, тектонические пластины) основных по химизму метавулканидов (некоторые разности амфиболитов и биотит-амфиболовых сланцев). Предположительно зона рассматривается как аккреционная, развивавшаяся в условиях пассивной континентальной окраины.

Нижний протерозой. Данные формационного анализа позволяют на раннепротерозойском возрастном срезе выделить Амурскую геосинклинальную и Алдано-Становую орогенно-активизационную области, развивавшиеся, вероятно, одновременно. Первая из них объединяет фрагментарно обнажен-

Схема формационного расчленения и корреляции среднеархейских комплексов

Олекмо-Становая область			Маймакано-Майская область	Буренско-Ханкайская область	
Структурно-формационные зоны					
Олекминская	Иликанская, Усть-Гильюйская, Мульмугинская	Купуринская	Удско-Майская, Батомгская, Верхнемаяская	Гонжинская	Хингаано-Туранская

Мигматит-плагногранит-гранитовая (древнестановой комплекс) Гнейсо-гранодиорит-гранитовая (древнебуренский комплекс)
 Гнейсо-диорит-гранодиоритовая (токско-алгагинский комплекс) Габбро-амфиболитовая

Амфиболитовые формации:

Биотит-гнейсовая (крестяхская), 1500—2000 м	Биотит-амфибол-гнейсовая (верхнеджигдалинская), 1800 м	Биотит-амфибол-гнейсовая (гамиканская), 3000—3600 м	Биотит-амфибол-кристалло-сланцево-гнейсовая (маймаканская, лавлинская), 4500—6000 м		Биотит-гнейсо-кристаллосланцевая (урильская), 2000 м
Амфибол-кристаллосланцево-гнейсовая (хойкинская), 2000—3000 м	Биотит-амфибол-кристалло-сланцево-гнейсовая (Джигдалинская, арбинская, мотовинская), 800—6000 м	Биотит-амфибол-кристалло-сланцево-гнейсовая (некригская), 1200—2700 м	Амфиболит-гнейсовая (одолинская), 2500 м Амфибол-биотит-гнейсовая (верхнетукачанская, куманская), 1500 м	Биотит-амфибол-кристалло-сланцево-гнейсовая (бекетская), 1900 м	Амфибол-гнейсо-кристалло-сланцевая (дичунская), 300—1700 м
Гранат-биотит-гнейсовая (нютская), 2000 м	Гранат-биотит-гнейсовая (штыкжакская), до 6000 м	Биотит-гнейсовая, карбонатно-глиноземисто-гнейсовая (тыжакская, нерундинская, мукульминская), до 7000 м	Биотит-гранат-гнейсовая (нижнетукачанская, сиваканская), 6000 м	Карбонатно-амфибол-биотит-гнейсовая (смольнинская), 1600—2500 м Биотит-гнейсовая (игацкая), более 650 м	Амфибол-биотит-гнейсовая (туловчихинская), 2000 м

ные, неравномерно метаморфизованные, обычно до уровня зеленосланцевой фации, образования Гонжинского (чаловская серия), Октябрьского, Туранского (туранская серия, по В. И. Макару, 1981 г.) и Малохингинского (союзненская свита) блоков Буренского массива, а также предположительно метапесчано-алевролитовые толщи Анюйского и Хорского выступов Сихотэ-Алиня.

В северной части области (Северо-Буренская СФЗ) развит эвгеосинклинальный комплекс мощностью до 3500 м, отнесенный к карбонатно-вулканогенно-терригенной формации. В ее составе помимо терригенных отмечаются кремнистые осадки, широко представлены основные, нередко также кислые (альбитофиры) вулканы. Фрагменты формации прослеживаются в близширотном направлении от Гонжинского блока до Северо-Западного При-туранья включительно. Южнее, а также в Сихотэ-Алине распространены метаморфизованные карбонатисто-песчано-глинистые (союзненская свита) и песчано-алевролитовые отложения (Анюйский, Хорский выступы), фиксирующие, по-видимому, область миеосинклинального осадконакопления.

В Алдано-Становой орогенной области в разрозненных прогибах сохранились серо- и красноватые карбонатно-терригенные и терригенные мо-

Схема формационного расчленения и корреляция позднеархейских комплексов

Алдано-Становая область				Гуджало-Тастахская зона
Олондо-Темулякитская, Нелюки-Ималыкская, Унгринская СФЗ	Джелтулакская, Купуринская СФЗ	Тыркандинская СФЗ	Биянчанская СФЗ	
Сиенит-граносиенит-лейко-гранитовая (ярогинский комплекс)				
Метатерригенно-дацит-риолитовая (тасмиелинская серия), 300—1000 м				
Мигматит-граносиенит-гранитовая (ханинский, нимырский комплексы и их аналоги)				Гнейсо-гранитовая
Метаморфизованные формации:				
Высокоглиноземисто-песчано-глинистый ряд формаций (тунгурчанская, усть-ханинская, тянская), 900—3000 м				Карбонатно-гнейсо-сланцевая (лепиканская; средне- и верхнегуджалская), 1000—2400 м
Верлит-габбро-диоритовая (амнуактинский, унгринский комплексы), дунит-перидотитовая (ималыкский комплекс)	Габбро-диабазовая, дунит-перидотитовая	Верлит-габбро-диоритовая (тыркандинский комплекс)	Габбро-норитовая, дунит-перидотитовая	Гранат-биотит-гнейсовая (саганарская, нижегуджалская), 1900—2500 м
Коматинит-базальт-андезитовая (темулякитская, унгринская), 1500—3300 м	Кремнисто-вулканогенно-терригенная (талгинская, марпачанская), 1200—3500 м	Коматинит-базальтовая, 1000—2000 м	Кремнисто-коматинит-базальтовая (нельбачанская серия), 2500—5000 м	Биотит-гнейсо-кварцитовая (амбардахская), более 800 м

лассоидные формации, местами инъецированные доскладчатыми телами габбро-диабазовой формации. Для последующих стадий развития области характерно проявление дунит-троктолитовой формации (лукиндинский комплекс и его аналоги), а затем ареальное распространение гранитоидного плутонизма с калиевой спецификой.

Табл. 4 иллюстрирует формационный состав наиболее полно представленных раннепротерозойских комплексов в Угуйско-Ханинской и Улканской структурно-формационных зонах.

В заключение краткой характеристики формационного состава и корреляции раннедокембрийских комплексов отметим своеобразие эволюции процессов гранитообразования в раннем докембрии.

Раннеархейская складчатость и ультраметаморфизмы сопровождались образованием формации чарнокитовых гранитоидов. Формация имеет ограниченное распространение, фиксируясь в наиболее сложных по тектоническому строению участках (левобережье верхнего течения р. Учур, близ зоны Станового и других крупных разломов).

Первой эпохой массового развития гранитоидного магматизма явился конец среднего архея (гнейсо-диорит-гранодиоритовая, мигматит-плагиогранит-гранитовая формации). Характерно ареальное распространение продуктов этого магматизма, представленного разнообразными конкордантными телами, не обнаруживающими вместе с тем избирательной приуроченности к антиклинорным или синклинорным структурам вмещающих толщ.

Ареальный характер распространения гранитоидов может быть удовлетворительно объяснен лишь связью их с мощным импульсом эндогенной

**Схема формационного расчленения и корреляции раннепротерозойских комплексов
Угуйско-Ханинской и Улканской СФЗ**

Угуйско-Ханинская СФЗ	Улканская СФЗ
Формация субщелочных гранитов	Сиенит-щелочно-гранитовая
Монцонит-диорит-гранодиоритовая	Субщелочных гранитов
Метаморфизованная габбро-диабазовая	Гранит-граносиенитовая
Молассоидные формации:	Габбро-диабазовая
Конгломерат-глинисто-песчаниковая (оло- ноконская, станнахская, телиэрская сви- ты), 760—1900 м	Риолит-трахириолитовая (элгэтэйская свита), 800—3500 м
Аспидная (ханинская), 650—1000 м	Порфирит-диабазовая (улкачанская свита), 400—600 м
Карбонатно-глинисто-песчаниковая (ам- нуинская, намсалинская свиты), 700—800 м	Олигомиктово-песчаниковая (топори- канская свита), 60—200 м
Глинисто-песчано-конгломератовая (туо- стайская свита), 590—620 м	
Доломит-силицитовая (олонгитская сви- та), 95—220 м	

активности. Такой импульс обусловил, по-видимому, метаморфизм пород в условиях амфиболитовой фации, а на заключительных этапах под воздействи-
ем эндогенного потока тепла и вещества — процессы гранитообразования.

В составе эндогенного потока существенная роль принадлежала натрию. Следующий импульс эндогенной активности проявился в конце позднего архея. Он выразился зональным метаморфизмом пород (от амфиболитовой до зеленосланцевой фации), складчатостью верхнеархейских толщ и массо-
вым мигматит-граносиенит-гранитовым магматизмом, имеющим натриево-ка-
лиевую специфику. Как и среднеархейские, рассматриваемые гранитоиды об-
разуют разновеликие конкордантные тела, не обнаруживающие при этом из-
бирательной приуроченности к определенным складчатым структурам.

Последний в раннем докембрии (раннепротерозойский) импульс эндо-
генной активности проявился относительно слабым метаморфизмом пород,
а связанный с ним гранитоидный магматизм, наделенный калиевой специ-
фикой, носит уже структурно упорядоченный характер — локализуется в об-
ластях орогенных поднятий и вдоль линейных тектонических ослабленных зон.

Таким образом, эпохи гранитизации во взаимосвязи с региональным
метаморфизмом пород и складчатостью фиксируют собой верхние границы
мегациклов — крупных отрезков времени, в продолжение которых происхо-
дили перестройки структуры региона.

Важным индикатором принадлежности гранитоидов к тому или иному
мегациклу является характер их щелочности. В малораспространенной фор-
мации чарнокитовых гранитоидов, завершающих раннеархейский мегацикл,
щелочность гранитоидов определяется ультрамагматическими факторами и но-
сит в целом калиево-натриевый характер. В более поздних мегациклах ще-
лочность гранитоидов носит упорядоченный характер: резко выраженный
натриевый в среднеархейском мегацикле сменяется натриево-калиевым в поз-
днеархейском и далее отчетливо калиевым в раннепротерозойском.

Отмеченная упорядоченность в эволюции вещественных признаков ранне-
докембрийских гранитоидов, с одной стороны, подчеркивает известное поло-
жение о необратимом характере развития геологических процессов, а с дру-
гой — имеет стратиграфический и металлогенический смысл, может оказать
существенную помощь в расчленении раннедокембрийских гранитоидов и оцен-
ке их металлогенического потенциала.

ЛИТЕРАТУРА

- Брандт С. Б.** Абсолютный возраст кристаллических сланцев Алданского щита по данным рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов // Сов. геология. 1979. № 9. С. 70—79.
- Васькин А. Ф., Карсаков Л. П.** Сехтагский габбро-анортозитовый массив (восток Становой складчатой области) // Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 90—99.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.** принципы выделения и классификации регионально-метаморфических формаций // Геология и геофизика. 1969. № 3. 285 с.
- Искандеров А. Ф., Неймарк Л. А., Рудник В. А.** Итоги геохронологического изучения раннедокембрийских полиметаморфических пород Востока Сибири свинцово-изохронным методом // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ: Бурят. фил. АН СССР, 1979. С. 175—177.
- Карсаков Л. П.** Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 151 с.
- Корольков В. Г., Рудник В. А., Соболев Э. В.** О позднеазойском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 6. С. 1441—1445.
- Мишкин М. А.** Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 195 с.
- Панченко И. В.** Геология и эволюция метаморфизма нижнедокембрийских комплексов Станового хребта. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 152 с.
- Соляник А. Н., Авченко О. В., Октябрьский Р. А.** Условия метаморфизма основных пород Чогарского блока // Тихоокеан. геология. 1987. № 5. С. 109—116.

РЕШЕНИЕ
регионального рабочего совещания
«Стратиграфия нижнего докембрия юга Дальнего Востока»,
г. Хабаровск, 12—14 апреля 1998 г.

Региональное рабочее стратиграфическое совещание организовано Институтом тектоники и геофизики ДВО АН СССР совместно с ПО «Дальгеология» во исполнение решения Межведомственного стратиграфического комитета СССР, его постоянных комиссий по нижнему и верхнему докембрию, Научного совета по геологии докембрия по уточнению и совершенствованию стратиграфической шкалы докембрия СССР, РМСК Востока СССР по уточнению и подготовке региональных стратиграфических схем нижнего докембрия к предстоящему IV Дальневосточному стратиграфическому совещанию в 1990 г.

В совещании приняли участие 56 специалистов по докембрию из 13 городов страны — Москвы, Ленинграда, Владивостока, Иркутска, Львова, Новосибирска, Петрозаводска, Читы, Хабаровска, Благовещенска, Зен, Алдана, Якутска, которые представляли 19 геологических организаций — ИТиГ, ГИН, ГЕОХИ, ИГГД, институты геологии Карельского филиала АН СССР и Якутского филиала СО АН СССР, ИГиГ, ИЗК СО АН СССР, ИЛСАН, ВСЕГЕИ, ДВИМС, АмурКНИИ, Львовский государственный университет, МГРИ, ПО «Дальгеология», «Читагеология», «Якутскгеология», «Приморгеология», «Аэрогеология».

Основными задачами совещания являлись:

1) рассмотрение региональных стратиграфических схем нижнего докембрия по районам Дальнего Востока и прилегающих территорий;

2) рассмотрение предложений по общей стратиграфической шкале докембрия СССР.

1. Совещание отмечает:

а) со времени III Дальневосточного стратиграфического совещания (1977 г., Владивосток) в регионе был проведен большой объем геологических исследований, материалы которых вносят существенные коррективы в составленные ранее стратиграфические схемы;

б) новые материалы нашли в основном правильное отражение в предложенных различными коллективами (ИТиГ и ПО «Дальгеология», «Читагеология», «Якутскгеология», ВСЕГЕИ, ИГГД и Института геологии ЯФ СО АН СССР и др.) стратиграфических схемах, которые, однако, содержат ряд дискуссионных положений и требуют взаимной увязки.

2. Для окончательной доработки и создания согласованной региональной стратиграфической схемы нижнего докембрия и упорядочения номенклатуры подразделений Совещание организует рабочую комиссию в составе: Карсакова Л. П., Васькина А. Ф., Гурьянова В. А., Чепыгина В. Е., Бажанова В. А., Томбасова И. А., Фрумкина И. М., Сезько А. И., Дука В. Л., Миронюка Е. П., Кицула В. И., Шульдинера В. И.

Совещание считает, что главными стратиграфическими подразделениями предлагаемой схемы являются следующие:

а) нижний архей, в составе глубокометаморфизованных (гранулитовая и амфиболитовая фации) комплексов: зверевско-чогарского, иенгского, тимптоно-желтулинского и олекмо-станового. К низам разреза нижнего архея относятся гранулитовые серии иенгского и зверевско-чогарского уровней, к верхней части серии — тимптоно-желтулинского и олекмо-станового уровней. Соотношения внутри этих подразделений и соответственно граница между нижним и верхним комплексами нижнего архея остаются предметом дискуссии. Некоторые авторы выступают в пользу выделения станового комплекса в качестве третьего уровня, который предполагается обозначить как средний архей; другие предлагают выделить зверевско-чогарский комплекс в катархей;

б) верхний архей, в составе зонально метаморфизованных и зеленокаменных серий шовных зон типа олондинской и ее аналогов и терригенно-вулканогенных серий гилейского комплекса — талгинской и олондинской;

в) нижний протерозой, в составе двух подразделений, нижнее из которых соответствует удоканской серии, верхнее — улканской (акитканской).

4. Совещание отмечает, что надежно датированные рубежи выделенных подразделений в регионе отсутствуют. По имеющимся данным, верхний возрастной рубеж архея не древнее 2,6 млрд лет, а подошва верхнего архея не моложе 3 млрд лет. Необходимо дальнейшее систематическое радиологическое изучение возраста различных метаморфических толщ региона.

5. Совещание считает необходимым провести первоочередные изотопные определения возраста типовых нижнедокембрийских комплексов региона, важных для разработки стратиграфической шкалы докембрия СССР. (Список объектов прилагается. Приложение 1.)

6. Совещание согласилось с представлением руководства РМСК Востока СССР и постоянных комиссий по нижнему и верхнему докембрию МСК СССР об обновлении состава и руководства секции нижнего докембрия РМСК Востока СССР. (Список состава секции прилагается. Приложение 2.)

7. Совещание обращается к Институту тектоники и геофизики ДВО АН СССР, ПО «Дальгеология» и РИСО ДВО АН СССР, а также к редакции журнала «Тихоокеанская геология» с просьбой оперативно подготовить к изданию материалы совещания.

8. Совещание постановило: рабочее заседание секции нижнего докембрия РМСК Востока СССР провести перед IV Дальневосточным стратиграфическим совещанием, запланированным на 1990 г.

**Объекты, рекомендованные Советом
к радиогеохронологической датировке в 1988—1989 гг.
для установления важнейших геохронологических рубежей
региональной и общей стратиграфической шкалы нижнего докембрия**

I. Вулканиды элгэтэйской, улкачанской свит, гранитоиды улканского комплекса (исполнители: ПГО «Дальгеология», ГЕОХИ АН СССР) — 3 пробы.

II. Породы Становой области (исполнители: ПГО «Дальгеология», ИТиГ, ГИН, ИГГД, ГЕОХИ АН СССР):

1) кристаллические сланцы джелтулакского комплекса, Золотая Гора — 1 проба;

2) гнейсы, кристаллические сланцы гилуйского комплекса:

а) метавулканиды одолгинской серии в верховьях р. Одолго — 1 проба,

б) гнейсы и кристаллические сланцы талгинской серии, р. Гилуй — 1 проба,

в) гнейсы и кристаллические сланцы марпачанской свиты, прорывающие их граниты, верховья р. Зея — 2 пробы;

3) породы станового комплекса:

а) гнейсы, кристаллические сланцы купуринской, усть-гилуйской, иликанской серий, приустьевая часть р. Купури, урочище Зейский Прорыв, дер. Джигдали — 3 пробы,

б) кварцевые диориты токсско-алгоминского комплекса, р. Купури, урочище Зейский Прорыв — 2 пробы,

в) древнестановые плагиограниты, реки Купури, Иликан — 2 пробы;

4) гнейсы и кристаллические сланцы зейского комплекса (зейская, удско-майская серии, реки Зея, Мульмуга, Мая) — 3 пробы;

5) гнейсы и кристаллические сланцы, эндербиты зверевско-чогарского комплекса (Сивакано-Токский блок, р. Ток и Дамбукинский блок, р. Могот) — по 1 пробе соответственно.

III. Гнейсы и кристаллические сланцы Гонжинского выступа, р. Уркан (исполнители: ПГО «Дальгеология», ИТиГ, ИГГД, ГЕОХИ АН СССР).

IV. Породы Олекминской зоны (исполнители: ПГО «Читагеология», ГЕОХИ, ИГЕМ АН СССР):

а) граниты, прорывающие олондинский комплекс — 1 проба,

б) гнейсы и граниты фундамента Олондинского трога — 2 пробы,

в) кристаллические сланцы и эндербиты Бургойского выхода гранулитов — 1 проба.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Состав секции нижнего докембрия РМСК Востока СССР

Бюро:

Председатель — Карсаков Л. П. (ИТиГ ДВО АН СССР)

Зам. председателя — Васькин А. Ф. (ПГО «Дальгеология»), Жуланова И. Л. СВКНИИ ДВО АН СССР)

Ученый секретарь — Змиевский Ю. П. (ПГО «Дальгеология»)

Члены секции:

Фрумкин И. М. Утробин Д. В. (ПГО «Якутскгеология»), Томбасов И. А. (ПГО «Читагеология»), Петрук Н. Н., Чепыгин В. Е. (ПГО «Дальгеология»), Бажанов В. А. (ПГО «Приморгеология»), Марченко А. Ф. (ПГО «Камчатгеология»), Шевченко В. М. (ПГО «Севвостокгеология»), Сезько А. И. (СибРМСК), Борукаев Ч. Б., Черкасов Р. Ф. (ИТиГ ДВО АН СССР), Сухов В. И. (ДВИМС Мингео СССР), Кудрявцев В. А. (АмурКНИИ ДВО АН СССР), Мишкин М. А. (ДВГИ ДВО АН СССР), Вольский А. С., Миронюк Е. П., Шульдинер В. И. (ВСЕГЕИ), Дук В. Л. (ИГГД АН СССР), Бибикова Е. В. (ГЕОХИ АН СССР), Кицул В. И. (ИГ ЯФ СО АН СССР).

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
В. И. Шульдинер. Принципы построения докембрийской геохронологической шкалы и вопросы расчленения раннего докембрия Алдано-Станового региона	4
Л. П. Карсаков. Региональная стратиграфическая шкала нижнего докембрия Становой складчатой области	10
В. А. Гурьянов, Л. П. Карсаков. Стратиграфия нижнего докембрия юго-восточной части Сибирской платформы	18
В. М. Моралев, М. З. Глуховский. Геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Алданского щита и проблемы их стратиграфической корреляции	31
А. Ф. Петров. К стратиграфии нижнедокембрийских отложений Олекминского и Батомгского блоков Алданского щита	41
А. З. Конилов. Геология и расчленение нижнего архея Средне-Витимской горной страны	50
И. А. Томбасов, С. М. Синица. Стратиграфия удоканского комплекса Икабья-Читкандинского района	56
А. В. Головкин, Ю. И. Березин. Новые данные по стратиграфии олондинского комплекса	62
Е. П. Миронюк, А. Н. Тимашков, Э. Л. Магнушевский. К стратиграфии докембрия бассейнов Гилюя и Олекмы	66
В. М. Кастрыкина. Стратиграфия нижнеархейских образований Ларбинского блока Становой складчатой области	74
Л. П. Карсаков, Ю. П. Змиевский. Докембрийские комплексы Буреинского массива	82
В. А. Бажанов. Стратиграфия докембрия Приморья: новые варианты корреляции	89
А. Ф. Марченко. К проблеме докембрия Камчатки	102
И. Л. Жуланова. Нижний докембрий Северо-Востока СССР: опыт стратиграфического расчленения и корреляции	111
Е. П. Леликов. Докембрий дна Японского моря	124
А. Н. Зедгенизов. О стратиграфической последовательности метаморфических формаций Суннагинского района восточной части Алданского щита и корреляции разрезов	132
В. И. Сухов. Опыт формационного расчленения и корреляции раннедокембрийских комплексов юга Дальнего Востока	138
Решение регионального рабочего стратиграфического совещания	146
Приложения	148

Технический редактор Н. А. Лызова

Сдано в набор 28.08.90. Подписано в печать 21.03.91. Формат 70x108¹/₁₆.

Печать офсетная. 13,3 усл. печ. л. 14,23 уч.-изд. л. Тираж 400 экз.

Заказ 2135. Цена 1 руб.

Краевая типография № 1, г. Хабаровск, ул. Серышева, 31.

УДК 551.71 (571.5)

Принципы построения докембрийской геохронологической шкалы и вопросы расчленения раннего докембрия Алдано-Станового региона. *Шульдинер В. И.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 4—9.

Предлагается ввести региональные стратиграфические подразделения для нижнего докембрия Алдано-Станового региона. Нижний протерозой разделяется на акитканий и удокий с границей между ними на уровне 1,95 млрд лет. Сахаборий соответствует архею; его верхняя граница имеет возраст 2,6 млрд лет, нижняя не определена. К Сибири относятся кристаллические гнейсо-гранулитовые серии катархея, который понимается здесь как стратиграфическое подразделение, объединяющее катазональные комплексы раннеархейского—доархейского ближе неопределимого возраста. Выделяются нижний сибирский (латерально однородные серии тимптонского и нижележащих уровней алданского комплекса) и верхний сибирский (над тимптонские уровни алданского комплекса и весь становой комплекс).

Табл. 1, библ. 26.

УДК 551.71/72 (571.61)

Региональная стратиграфическая шкала нижнего докембрия Становой складчатой области. *Карсаков Л. П.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 10—17.

На основе обобщения всего имеющегося на данное время материала выделены следующие региональные стратиграфические подразделения: нижний архей — зверевско-чогарский, зейский, становой комплексы с верхней возрастной границей 3300—3200 млн лет; верхний архей — гилуйский комплекс с верхней границей на уровне 2600 млн лет; нижний протерозой — желтулакский комплекс с верхней границей на уровне 2000—1900 млн лет; улканский комплекс с верхней границей на уровне 1650 млн лет. Охарактеризованы объемы, составы, взаимоотношения перечисленных комплексов.

Ил. 1, табл. 1, библ. 15.

УДК 551.71/72

Стратиграфия нижнего докембрия юго-востока Сибирской платформы. *Гурьянов В. А., Карсаков Л. П.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 18—30.

В рассматриваемом районе наблюдается непосредственное налегание рифейских отложений на нижнепротерозойские, а тех на глубокометаморфизованные толщи архея. Приведены новые данные по архейским толщам джанинской серии, выделены кирано-лавлинская серия, сланцевый комплекс — возможный аналог зеленокаменных поясов. Охарактеризованы нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные отложения Улканского прогиба.

Ил. 3, библ. 11.

УДК 551.71 (571.56)

Геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Алданского щита и проблемы их стратиграфической корреляции. *Моралев В. М., Глуховский М. З.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 31—40.

На основе реконструкции геодинамических условий формирования раннедокембрийских метабазитов предложен новый вариант корреляции метаморфических толщ Алданского щита.

Ил. 8, табл. 1, библ. 8.

УДК 551.71/72 (571.56—13)

К стратиграфии нижнедокембрийских отложений Олёкминского и Батомгского блоков Алданского щита. *Петров А. Ф.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 41—49.

На западе щита, в бассейне р. Олёкма, описаны отложения нижнего (курультинский комплекс), среднего (олёкминский комплекс), верхнего (борсалинская, тунгурчинская и тасмелинская серии) архея. На востоке щита, в бассейне р. Батомга, им отвечают (снизу) омнинский и батомгский комплексы (нижний и средний архей), чумиканская, угаянская и ичангская толщи (верхний архей). Аналогами удоканского и угуйского комплексов нижнего протерозоя Олёкмо-Витимского междуречья на востоке щита являются отложения маймаканского комплекса, состоящие из горындинской, улканской и уянской серий.

Ил. 4, табл. 1, библ. 19.

УДК 551.71 (571.55)

Геология и расчленение нижнего архея Средневитимской горной страны. *Конилов А. З.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 50—55.

Нижнеархейские метаморфические толщи Среднеивитимской горной страны расчленены на три комплекса: каларский, тостурский и макаринский, отличающиеся по составу, строению разреза, особенностями метаморфизма и складчатости. Охарактеризованы выделенные комплексы. Ил. 1, библ. 13.

УДК 551.71/72(571.55)

Стратиграфия удоканского комплекса Икабья-Читкандинского района. *Томбасов И. А., Синица С. М.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 56—61.

На основании новых данных пересмотрены и изменены отдельные интервалы разреза удоканского комплекса. Предлагается: 1) ликвидировать ортуряхскую свиту, сложенную динамометаморфитами, 2) выделить новую, веселинскую свиту в составе кодарской серии, 3) переместить границу кодарской и чинейской серий в основание икабийской свиты, на уровне которого установлено структурно-метаморфическое несогласие, 4) более четко определить и уточнить границу инырской и читкандинской свит на основе литолого-формационного анализа, 5) возродить талаканскую свиту в основании кеменской серии. В верхних свитах комплекса установлены обильные остатки бесскелетной фауны, определение рифейского возраста которой ввело в противоречие палеонтологический и радиологический методы исследований и поставило вопрос о нижнепротерозойском возрасте удоканского комплекса.

Библ. 11.

УДК 551.71/72(571.55)

Новые данные по стратиграфии олондинского комплекса. *Головков А. В., Березин Ю. И.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 62—65.

На севере Читинской области в позднеархейском Олондинском зеленокаменном поясе вулканогенный комплекс расчленен на три подкомплекса: первый сложен породами ультраосновного состава (метакоматитами), второй — амфиболитами (метабазальтами), третий — сланцами и гнейсами (метаандезитами, метадацитами).

Ил. 1, библ. 5.

УДК 551.71/72.02(571.61)

К стратиграфии докембрия бассейнов Гилюя и Олёкмы. *Миронюк Е. П., Тимашков А. Н., Магнусhevский Э. Л.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 66—73.

Рассмотрены предпосылки для стратификации метаморфических толщ и приведены сводные стратиграфические разрезы докембрия трех структурно-формационных зон — Тимптоно-Моготской, Гетканской и Асынканской. Указаны главные коррелятивные признаки выделенных подразделений архея и нижнего протерозоя.

Ил. 3, библ. 6.

УДК 551.71(571.61)

Стратиграфия нижнеархейских образований Ларбинского блока Становой складчатой области. *Кастрыкина В. М.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 74—81.

Приведены разрезы гетканской, пуриканской, хорогочинской и имакитской свит ларбинской серии, сопоставляемой с курультинской серией Олёкминского района.

Ил. 3, библ. 6.

УДК 551.71/72(571.6)

Докембрийские комплексы Буренинского массива. *Карсаков Л. П., Змиевский Ю. П.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 82—88.

На основе новейших материалов переоценены существующие схемы расчленения и выделены четыре докембрийских структурно-вещественных комплекса, с долей условности отнесенные к архею, протерозою. Охарактеризованы разрезы выделяемых подразделений, сделаны сопоставления со смежными районами, приведено обоснование возраста.

Ил. 1, табл. 1, библ. 10.

УДК 551.71/72(571.63)

Стратиграфия докембрия Приморья: новые варианты корреляции. *Бажанов В. А.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 89—101.

Критически рассмотрена существующая схема стратиграфии докембрийских образований Приморья, предложен новый вариант схем с выделением нижнепротерозойских, нижне-, средне- и верхнерифейских комплексов, отделенных друг от друга значительными временными перерывами.

вами. Отрицается возрастная корреляция метаморфических комплексов Ханкайского массива со сходными комплексами фундамента Алданского щита.

Табл. 4, библ. 23.

УДК 551.71/72:004.1(571.66)

К проблеме докембрия Камчатки. *Марченко А. Ф.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 102—110.

Рассматривается состояние указанной проблемы для Камчатки. Освещаются вопросы стратиграфической номенклатуры, объема, состава толщ метаморфических пород Срединного Камчатского массива и их корреляции.

Ил. 4, библ. 27.

УДК 551.71 (571.56+571.65)

Нижний докембрий Северо-Востока СССР: опыт стратиграфического расчленения и корреляции. *Жуланова И. Л.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 111—123.

Стратификация дорифейских комплексов Северо-Востока СССР в своей основе отражает дометаморфическую слоистость. С учетом влияния гранитизации реконструированы частные стратиграфические разрезы наиболее крупных выходов нижнего докембрия Омолоно-Тайгоносского района и составлен сводный разрез, наиболее полный для Северо-Востока СССР. В нем хорошо различаются три части, соответствующие катархею, нижнему и верхнему архею Алдано-Станового региона.

Ил. 5, библ. 21.

УДК 551.35.552.4(265.5)

Докембрий дна Японского моря. *Леликов Е. П.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 124—131.

Приведены геологическая и петрохимическая характеристики метаморфических пород архей-раннепротерозойского и позднепротерозойского комплексов, установленных на дне Японского моря. Сделан вывод о структурном единстве докембрийских образований морского дна и континентального побережья и о заложении впадины Японского моря на коре континентального типа.

Ил. 6, табл. 2, библ. 10.

УДК 551.71(571.56)

О стратиграфической последовательности метаморфических формаций Суннагинского района восточной части Алданского щита и корреляции разрезов. *Зедгенизов А. Н.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 132—137.

На основе формационного расчленения предложена стратиграфическая схема алданского мегакомплекса для востока Алданского щита.

Ил. 1, табл. 2, библ. 11.

УДК 551.71/72:551.263(571.6)

Опыт формационного расчленения и корреляции раннедокембрийских комплексов юга Дальнего Востока. *Сухов В. И.* // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 138—145.

На основе формационного расчленения и корреляции раннедокембрийских комплексов выделено пять структурно-формационных уровней, отнесенных к катархею, нижнему, среднему, верхнему архею и нижнему протерозою. Дана краткая характеристика формационного состава названных уровней. Рассмотрены эпохи массового гранитообразования, фиксирующие совместно со складчатостью и метаморфизмом толщ импульсы эндогенной тепловой и флюидной активности. Вещественные различия гранитоидов разных импульсов имеют стратиграфический смысл.

Табл. 4, библ. 9.