



---

ДОКЕМБРИЙ  
В ФАНЕРОЗОЙСКИХ  
СКЛАДЧАТЫХ  
ПОЯСАХ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ  
И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ  
ПО ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

# ДОКЕМБРИЙ В ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1982



3742

В статьях, составляющих сборник, рассматриваются методические и теоретические вопросы выделения и расчленения докембрия, вопросы происхождения и роли докембрийских кристаллических комплексов в составе палеозойских и более молодых складчатых поясов. Обсуждаются дискуссионные вопросы первичности или вторичности гранитно-метаморфического слоя земной коры, происхождения эвгеосинклиналей и др. Очерки регионального характера (по докембрию Кавказа, Урала, Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Памира, Горного Алтая, юга Сибири и др.) содержат последние данные по выделению, расчленению и структурной позиции докембрия.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, как специалистов в области геологии фанерозойских подвижных поясов, так и специалистов в области докембрия древних платформ, особенно в связи с вопросами формирования и развития земной коры на ранних стадиях геологической истории.

О т в е т с т в е н н ы е   р е д а к т о р ы :

чл.-корр. АН СССР К.О. КРАТЦ,  
канд. геол.-мин. наук А.К. ЗАПОЛЬНОВ

Р е ц е н з е н т ы :

В.А. ГЛЕБОВИЦКИЙ и Н.В. ГОРЛОВ

В марте 1980 г. в Новосибирске научный совет по геологии докембрия совместно с Институтом геологии и геофизики СО АН СССР провел всесоюзное совещание по проблеме „Докембрий в фанерозойских складчатых поясах“. Тексты докладов и выступлений, заслушанных на этом совещании, и составляют содержание настоящего сборника.

В разделе I книги собраны статьи, посвященные общим вопросам выделения докембрия, а также происхождения и роли докембрийских кристаллических комплексов в молодых складчатых поясах. Статьи раздела II носят преимущественно региональный характер, но при этом во многих из них на примере конкретных регионов обсуждаются и имеющие общее значение методические и теоретические вопросы.

Докембрийские комплексы и докембрийские структуры, рассматриваемые в книге, оказались на пересечении интересов двух обширных групп исследователей. С одной стороны, это специалисты в области геологии палеозойских и более молодых складчатых поясов, пришедшие к изучению докембрия как бы „сверху“. С другой стороны, докембрий в молодых складчатых поясах в последнее время все больше заинтересовывает геологов-докембристов, специалистов в области изучения щитов и плит древних платформ, особенно в связи с вопросами формирования земной коры на ранних стадиях геологической истории.

В статьях сборника, как это было и на совещании, представлены резко различные, порой противоположные, взгляды по многим вопросам геологии докембрия. Прежде всего это касается дискуссии по поводу первичности или вторичности гранитно-метаморфического слоя земной коры и, следовательно, земной коры континентального типа. К сожалению, создается впечатление, что участники этой дискуссии не всегда внимательно слушают друг друга и не всегда стараются понять аргументы другой стороны. Здесь, видимо, было бы полезно порой сужать объект обсуждения и постараться для начала договориться хотя бы по частным вопросам. Такая попытка была сделана в интересной, хотя, наверное, излишне полемичной, статье О.М. Розена. Вывод, к которому приходит автор, на наш взгляд, может быть принят всеми участниками дискуссии. Существуют весьма древние сиалические блоки, с возрастом не

менее 3.8 млрд. лет; для них характерны породы типа „серых“ гнейсов, тоналитовых гнейсов, не обнаруживающих никакой связи с комплексами типа офиолитовых. Добавим, что к этому времени (3.8—4.0 млрд. лет назад), по всей видимости, уже были сформированы в главных чертах остовы современных континентов.

Рассмотрение роли докембрия в истории становления и структуре фанерозойских поясов не могло не привести к обсуждению вопроса о происхождении геосинклиналей. По-видимому, большинство исследователей согласно с тем, что заложение наиболее древних энсиматических геосинклиналей относится не ранее чем к раннему протерозою. Однако по поводу механизма их заложения и роли в этом процессе раннедокембрийских образований (которые в последние годы стали известны практически во всех эвгеосинклинальных зонах) существуют разные мнения. Г.И. Макарычев с сотрудниками считают, что гипербазит-габброидный комплекс, лежащий в основании эвгеосинклинального разреза Тянь-Шаня, генетически не связан с процессом заложения геосинклинали, а, скорее всего, имеет протопланетарную природу. Напротив, по С.Н. Иванову, образование океанической коры, на которой впоследствии развивается эвгеосинклиналь, происходит в результате разрыва сплошности континентальной коры в пределах закономерно эволюционирующих обширных интракратонных бассейнов.

Принятие той или иной концепции ведет к далеко идущим следствиям. В частности, совершенно по-разному предстает перед нами дорифейская история регионов. Так, если многие авторы в докембрии Тянь-Шаня выделяют архейские, нижнепротерозойские, рифей-вендские образования, то у Г.И. Макарычева с соавторами возраст самых древних эвгеосинклинальных образований Тянь-Шаня не выходит за пределы рифея, а раннедокембрийские выступы трактуются как интенсивно преобразованные части океанической коры.

Из гипотезы заложения эвгеосинклинальных поясов в зоне интракратонного рифтогенеза с последующим разрывом континентальной коры логически следует пересмотр взглядов на формационную принадлежность ряда докембрийских комплексов. Так, в статьях С.Н. Иванова и др., В.П. Парначева доказывается формационная принадлежность стратотипического вулканогенно-осадочного разреза рифея Башкирского антиклинория к классу платформенных (рифтогенно-депрессивных) формаций. Этот вывод заставляет критически проанализировать и другие считающиеся мнogeосинклинальными разрезы рифея (например, юга Сибири).

Вторую часть книги, как уже было сказано, составляют региональные очерки. К сожалению, не все регионы СССР получили на совещании одинаково полное освещение. Наибольшее число очерков посвящено Уралу и Казахстану. Из зарубежных территорий рассмотрен докембрий герцинид Центральной Европы (Н.И. Московченко) и Западной Монголии (Ф.П. Митрофанов с соавторами). Следует также добавить, что ряд докладов среднеазиатских геологов выделен в отдельный том трудов совещания.

В региональных очерках, помимо того, что в них, как правило, приводятся самые последние данные о докембрии региона, представляют большой интерес методические аспекты выделения докембрия. Прошло уже и то время, когда все комплексы, характеризующиеся достаточно высокой степенью метаморфизма, относились к докембрию, и то время, когда в дальнейшем при обнаружении зональности метаморфизма эти комплексы снова становились постдокембрийскими (см., например, статью Н.Л. Добрецова). Историко-геологический метод выделения докембрия и его главных подразделений остается по-прежнему в силе, но ныне он не может не дополняться и контролироваться геохронологическим, формационным, структурным, микроструктурным, а в ряде случаев и палеонтологическим методами. По-видимому, многое в этом отношении дает установление в регионе общей эволюции эндогенных процессов, и в том числе особенно эволюции режимов регионального метаморфизма (см., например, статьи Р.И. Милькевич, Г.Г. Дук).

Настоящий сборник, конечно, не претендует на то, чтобы дать решение стоящих сейчас перед геологами-докембристами проблем. В статьях сборника приводится фактический материал, дается своего рода информация к последующему сопоставлению и размышлению; в статьях сборника сталкиваются различные, порой диаметрально противоположные точки зрения, что отражает сегодняшнее положение в геологии докембрия. Хочется надеяться, что представляемая читателю книга явится шагом вперед на трудном пути познания геологической истории ранних этапов развития Земли.

К.О. Кратц, А.К. Запольнов

К.О. Кратц, Ф.П. Митрофанов,  
Н.И. Московченко, И.К. Козаков

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ  
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ  
В ФАНОРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Уфимское совещание 1977 г. по общим вопросам расчленения декабря СССР и специальное решение МСК СССР 12.06.78 подчеркнули, что в основе расчленения древних геологических образований любой структуры „... должен лежать стратиграфический принцип: выделение конкретных комплексов ... пород, отражающих естественно-историческую последовательность событий в данном сегменте земной коры“ (Общие вопросы расчленения ..., 1979, с. 148). В выделении таких комплексов находят отражение главный историко-геологический принцип расчленения геологических образований, общий для древних щитов и для молодых подвижных областей, а также разрабатываемые в соответствии с ним методы определения цикличности и направленности эндогенных процессов, лежащие в основе расчленения немых кристаллических толщ. Эти методы используются для обоснования границ и объема структурно-вещественных комплексов, а в сочетании с радиологическими или палеонтологическими методами — их возраста и соотношений с другими комплексами.

Повторяющуюся в целом совокупность экзогенных и эндогенных процессов, определяющих формирование одного структурно-вещественного комплекса, обычно относят к единому геологическому циклу, отвечающему некоторому периоду тектонической активности сегмента земной коры, разделяющему периоды его относительной стабилизации. Обоснование нижней и верхней границ такого комплекса (и соответствующего ему цикла процессов) и выделение его в самостоятельную геолого-структурную единицу составляет методическую основу расчленения кристаллических образований. Отсюда следует, что разработка критериев цикличности приобретает первостепенное значение.

Однако нужно сразу заметить, что временные и генетические соотношения в развитии пород супер- и инфраструктуры могут быть

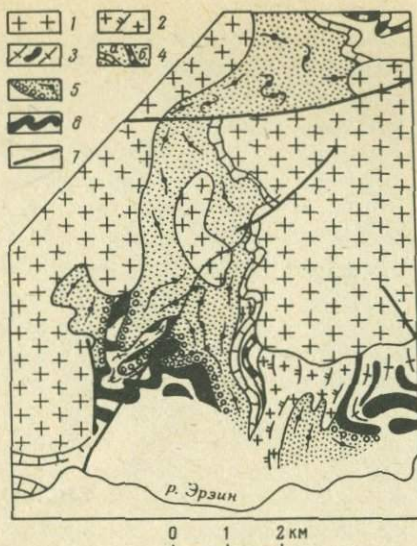


Рис. 1. Вторично согласный структурный узор гнейсов амфиболитовой фации суперструктуры и реоморфизованных гранулитов инфраструктуры, разделенных базальными конгломератами. Схематическая карта участка в западной части Сангиленского массива Южной Тувы (Митрофанов и др., 1977).

1 - раннепалеозойские или рифейские интрузивные гранитоиды; 2-5 - позднеархейский (моренский) комплекс суперструктуры: 2 - аллохтонные гнейсо-граниты, 3 - субавтохтонные мигматит-граниты, реоморфизованные в инфраструктуре и перемещенные в перекрывающие их конгломераты суперструктуры (детали см. Митрофанов и др., 1977), 4 - гнейсы с прослоями мраморов (а) и амфиболитов (б); 5 - базальная конгломератовая пачка в основании комплекса; 6 - раннеархейский (эрзинский) ретроморфизованный комплекс инфраструктуры; 7 - разломы.

самыми разнообразными. В частности, периоды седиментации и эндогенной переработки вещества часто разорваны во времени и соответствуют различными циклам развития. С этой позиции использование понятия „геологический цикл“ требует осторожности.

В фанерозойских складчатых областях наиболее надежно устанавливаются поздние комплексы пород, развитие которых определяет возраст складчатой области как таковой, - рифейский, байкальский, каледонский и т.д. При выделении таких комплексов предпочтение отдается литолого-формационному анализу, направленному на выявление циклов седиментации, анализу крупных структурных форм и несогласий, палеонтологическим данным.



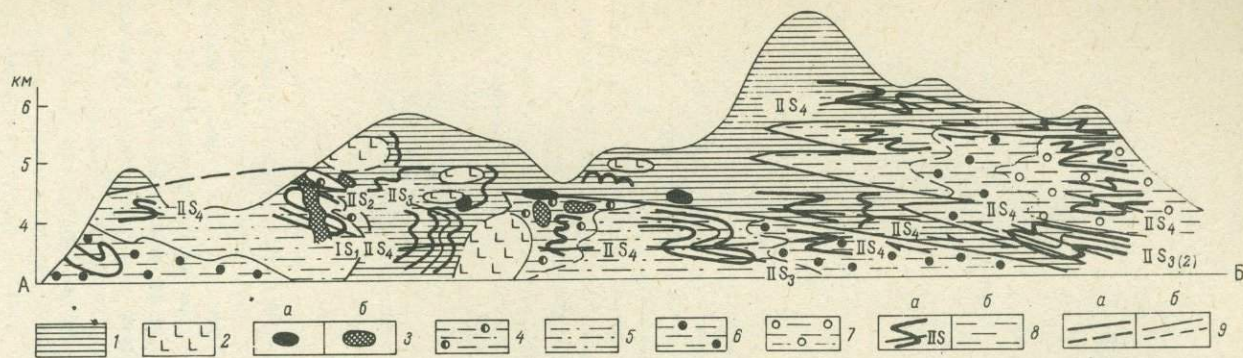


Рис. 2. Поздняя макроструктура расплющивания с субгоризонтальной сланцеватостью  $IS_4$ , маскирующей предшествующую сложную полидеформационную структуру пород, проявленную в реликтовых малых складчатых формах со сланцеватостями  $IS_1$ ,  $IS_2$  и  $IS_3$ . Разрез водораздельной части Ваханского хребта Юго-Западного Памира, составлен Н.И. Московченко.

1-3 - раннедокембрийские (хорогские) метаморфизованные и мигматизированные ортопороды: 1 - базиты, 2 - мангериты, эндербиты, 3а - гранатовые и шпинелевые лерцолиты, 3б - пиригарниты; 4 - 7 - раннедокембрийские супракрустальные породы ваханского комплекса: 4 - пестрая толща сланцев основного и глиноземистого состава, мраморов; в верхней части толщи - кварцито-сланцевые горизонты, 5 - ритмично чередующиеся амфиболиты, диопсидовые сланцы, кальцифиры, глиноземистые гнейсы и сланцы, 6 - ортоамфиболиты и кислые гнейсы, 7 - кислые и глиноземистые гнейсы; 8а - малые складчатые формы и сланцеватости  $IS_1$ ,  $IS_2$ ,  $IS_3$ ; 8б - сланцеватость  $IS_4$ ; 9 - линии контактов: а - тектонические (достоверные и предполагаемые), б - стратиграфические и интрузивные (достоверные и предполагаемые).

Для метаморфических и особенно полиметаморфических образований, слагающих в молодых складчатых областях так называемый „мегакомплекс основания“, применение данных по экзогенной цикличности и направленности, выявлению перерывов всегда ограничено. Литолого-формационный анализ затруднен здесь неоднократным проявлением метаморфизма, мигматизации, метасоматоза и других эндогенных явлений. Структура и первичные геологические соотношения затушеваны при деформациях пород. Даже такие заметные породы, как конгломераты, в условиях пластичных деформаций и метаморфизма могут не сохраняться. В то же время часто образуются тектониты — псевдоконгломераты, внешне сходные с истинными. Неоднократное преобразование пород здесь в условиях проявления изоклинальной складчатости и развития сланцеватости приводит к тому, что в зонах контактов разновозрастных комплексов все плоскостные элементы становятся субпараллельными. При последующих совместных деформациях создается вторично согласный структурный узор разновозрастных комплексов. Процессы наложенного метаморфизма приводят к видимости и метаморфического согласия, проявляющегося на площади в виде вторичной метаморфической зональности. В тех случаях, когда определяют структурное несогласие, оно, как правило, является лишь следствием еще более поздней разрывной тектоники. В результате многократное проявление эндогенных процессов приводит к тому, что разновозрастные образования оказываются как бы спаянными в единую структуру, в строении которой на первый план выступают результаты проявления только наиболее поздних процессов (рис. 1, 2).

Особенности строения метаморфид, слагающих мегакомплекс основания, свидетельствуют, что расчленение этих образований зависит от успешной расшифровки всей истории их эндогенной переработки. В связи с этим при их изучении ведущими являются методы пространственно-временной корреляции ведущих эндогенных процессов — деформаций пород, их метаморфизма и ультраметаморфизма, магматизма.

Основой корректно выполненной корреляции эндогенных процессов является структурно-возрастная шкала, которая представляет собой ряд последовательно образованных и наложенных друг на друга структурных форм, включающих разновозрастные генерации складок различного масштаба, плоскостные и линейные ориентировки, контролирующие метаморфогенное минералообразование, разнообразные магматические проявления и т.д. Последовательность формирования структурных элементов устанавливается изучением как соотношений крупных структур, выявленных при картировании, так и последовательности развития мезоструктур, включающим анализ рассеивания малых структурных элементов и выявление кинематического плана деформаций. Методика таких работ изложена в ряде специальных руководств (Turner, Weiss, 1963; Ramsay, 1968; Эз, 1972; Московченко, 1978; Структурная эволюция ..., 1977). В процессе разработки структурно-возрастной шкалы осо-

бое значение приобретают реперные структурные формы, с которыми сопряжены разнообразные метаморфические и магматические процессы. Посредством привязки к этим реперам выполняется корреляция процессов, имеющих региональное развитие на больших площадях.

Одинаковая степень участия пород в деформациях является критерием для объединения их в один структурно-вещественный комплекс. С другой стороны, отсутствие в какой-либо группе пород регионально проявленных признаков деформаций одного или нескольких этапов дает основание для выделения их в более молодой, самостоятельный структурно-вещественный комплекс. Таким образом, наряду с коррелирующими функциями структурно-возрастных шкал используются как основа для расчленения кристаллических образований на разновозрастные структурно-вещественные комплексы.

Применение структурно-возрастных шкал как основы для реконструкций всей последовательности эндогенных процессов, их корреляции и расчленения метаморфических пород на комплексы при исследованиях кристаллических образований в Туве и Монголии (Козаков, Митрофанов, 1979), на Юго-Западном Памире и Северном Тянь-Шане (Московченко, 1978, 1979; Цикличность и направленность ..., 1978) дало структурно-петрологическое основание для выделения древнейших комплексов и показало чрезвычайно сложную историю их развития. Так, в эрзинском комплексе Монголии только для докаледонской истории выделяется не менее 14 этапов деформаций, 4 этапов регионального метаморфизма, 6 этапов мигматитообразования, 4 групп базитов и не менее 6 фаз интрузивного гранитопроявления (Ф.П. Митрофанов и др., см. настоящий сборник). Сходная картина наблюдается для кристаллического основания киммерийских структур Памира, где расшифрованная история древнейшего здесь ваханского комплекса (см. таблицу) включает формирование по крайней мере 13 генераций складчатых структур, разнообразные проявления регионального метаморфизма в широком диапазоне  $p - T$  -условий, объединяемые в 5 этапов, а также не менее 11 этапов гранитообразования и формирования 4 групп основных и ультраосновных пород (Цикличность и направленность ..., 1978).

В общей последовательности эндогенных преобразований этих комплексов отмечается периодичность, выраженная повторением ряда признаков, выступающих в качестве критериев цикличности процессов деформаций (Структурная эволюция ..., 1977), метаморфизма (Цикличность и направленность ..., 1978), магматизма (Раннедокембрийские гранитоидные ..., 1975). Среди этих признаков могут быть выбраны такие, что верхние границы циклов, устанавливаемые независимо по каждому типу процесса, будут приведены к одному уровню, соответствующему времени завершения полного эндогенного цикла (Корреляция эндогенных ..., 1980). В развитии подвижной области эндогенные циклы могут проявляться неоднократно, благодаря чему основанные на этом принципе расчленение

Корреляция эндогенных процессов, проявленных на Юго-Западном Памире

Интервал формирования структурно-вещественных комплексов	Эндогенные циклы и этапы	Деформация пород	Метаморфизм	Магматизм и гранитизация
Рушанский комплекс	Фанерозойский ( $\leq 400$ млн. лет)	MZ - KZ	F <sub>13Y</sub> - F <sub>6A</sub> - открытые складки с крутой осевой поверхностью северо-восточного простиранья	M <sub>5</sub> - локальный метаморфизм фации зеленых сланцев
			F <sub>12Y</sub> - F <sub>5A</sub> - открытые складки с крутой субширотной осевой плоскостью	
			F <sub>11Y</sub> - F <sub>4A</sub> - сжатые складки с горизонтальной осевой плоскостью	
		MZ	F <sub>10Y</sub> - открытые складки с крутой осевой плоскостью северо-западного простиранья	M <sub>4</sub> - неоднородный метаморфизм от эпидот-амфиболитовой до низкотемпературной амфиболитовой фации (T $\approx 500 \div 550^\circ\text{C}$ , p $\approx 4$ кбар)
F <sub>9Y</sub> - асимметричные складки с пологой осевой плоскостью F <sub>8Y</sub> - F <sub>3A</sub> - открытые складки с крутой субширотной ориентировкой осевых плоскостей				

Таблица (продолжение)

Интервал формирования структурно-вещественных комплексов	Эндогенные циклы и этапы	Деформации пород	Метаморфизм	Магматизм и гранитизация
Аличурский комплекс Ваханский комплекс	Позднедокембрийский (1.7-1.0 млрд. лет)	PZ <sub>2</sub> Блaстoмилoнитизация B <sub>2</sub>		Перекристаллизация ранних гранитоидов
		Блaстoмилoнитизация B <sub>1</sub>	M <sub>3</sub> - фации куммингтонитовых амфиболитов с явлениями кислотного выщелачивания (T ≈ 650±700°C, p ≈ 5 кбар)	Порфиробластические мигматиты II γ <sub>4</sub>
		F <sub>7γ</sub> - F <sub>2A</sub> - изоклиальные складки с горизонтальной осевой плоскостью в ваханском комплексе и вертикальной осевой плоскостью в аличурском	M <sub>2</sub> - в ваханском комплексе зональный, фации альмандиновых амфиболитов (T ≈ 700°C, p ≈ 6±9 кбар); в аличурском комплексе фации куммингтонитовых амфиболитов (T ≈ 700°C, p ≈ 5±6 кбар)	Инъекционные мигматиты II γ <sub>3</sub> Послойные мигматиты II γ <sub>2</sub> Теневые мигматиты II γ <sub>1</sub>
		F <sub>6γ</sub> - изоклиальные складки нейтрального типа с северо-западной осевой плоскостью F <sub>1A</sub> - изоклиальные складки с пологой осевой плоскостью северо-восточного простирания		
Ваханский комплекс	Раннепротерозойский (≥ 2.0 млрд. лет)	F <sub>5γ</sub> - изоклиальные складки с крутой осевой плоскостью северо-западного простирания		
		Разрывные деформации трещинного типа	M <sub>1</sub> <sup>3</sup> - субфации двупироксеновых гранулитов (T ≈ 800±900°C, p ≈ 9 кбар)	Поздние интрузии хорогского ортокомплекса (мангериты - эндербиты)
		F <sub>4γ</sub> - открытые складки с крутой осевой плоскостью северо-западного простирания F <sub>3γ</sub> - сжатые складки с горизонтальной осевой плоскостью	M <sub>1</sub> <sup>2</sup> - субфации роговообманковых гранулитов (T ≈ 750±800°C, p ≈ 9±10 кбар)	Мигматитообразующие граниты I γ <sub>1</sub>
		F <sub>2γ</sub> - сжатые складки нейтрального типа с осевой плоскостью северо-западного или меридионального простирания	M <sub>1</sub> <sup>1</sup> - пиритаритовой субфации (T ≈ 700±750°C, p ≥ 11±12 кбар)	Ранние интрузии хорогского ортокомплекса - оливиновые толеиты и пикриты, кварцевые толеиты
		F <sub>1γ</sub> - складки с крутой осевой плоскостью субширотного простирания		

и возрастная классификация метаморфических комплексов являются наиболее детальными. Поэтому вторым этапом разработки методической основы расчленения глубокометаморфизованных образований является обоснование комплексных критериев для выделения границ эндогенных циклов.

Анализ данных по развитию ряда разновозрастных структурно-вещественных комплексов показывает, что границы эндогенных циклов выступают достаточно четко, если в качестве главного структурного критерия цикличности рассматривать последовательный ряд нисходящих структурных форм, развивающихся на фоне снижения пластичности вещества, вне зависимости от ориентировки начального поля напряжений и дальнейшего его изменения (Московченко, 1979).

Главным метаморфическим критерием является постепенная эволюция в рамках цикла термодинамического режима, которая вне зависимости от своего общего  $p - T$  тренда всегда определяется существенным изменением давления. Эволюция завершается переходом на новую геотермическую ступень, в условиях которой протекают регрессивные процессы, приводящие к разнообразным метасоматическим преобразованиям пород. Метаморфические процессы нового цикла начинаются при заметно отличающихся значениях  $T$  и  $p$ . Это находит отражение в зигзагообразном тренде изменения параметров метаморфизма полициклических комплексов. Границам эндогенных циклов отвечают точки резкого изменения параметров (Цикличность и направленность ..., 1978).

Определено и петрологически обосновано содержание гранитообразующих циклов в глубинных зонах земной коры (Раннедокембрийские гранитоидные формации, 1975). Они характеризуются сменой ранних интрузивных (доультраметаморфических) плагиигранитоидов (существенно натриевых) ультраметагенным мигматитовым рядом пород (с меняющимся, но в целом уменьшающимся отношением натрия к калию), а в конце цикла появлением интрузивных существенно калиевых гранитоидов. В связи с этим присутствие в метаморфических породах обособленных тел калиевых гранитоидов указывает на завершенность развития комплекса, а если эти гранитоиды регионально расщеплены и метаморфизованы, то последние процессы являются наложенными и принадлежащими более молодому циклу эндогенной активности. Геологический опыт показывает, что этот критерий справедлив не только в тех случаях, когда мы имеем дело с крупными массивами калиевых гранитов (см. пример калиевых гранитов на Алдане в работе Корреляция эндогенных ..., 1980), но и с их жильными формами (рис. 3). В то же время характерная для фанерозоя гомодромная цикличность основного магматизма в раннем докембрии не является обычной — магматизм здесь часто имеет антидромный характер, связанный с постепенным углублением магматических очагов.

Хорошими реперными проявлениями, разделяющими эндогенные циклы, являются дайки основных пород, фиксирующие стабилизацию

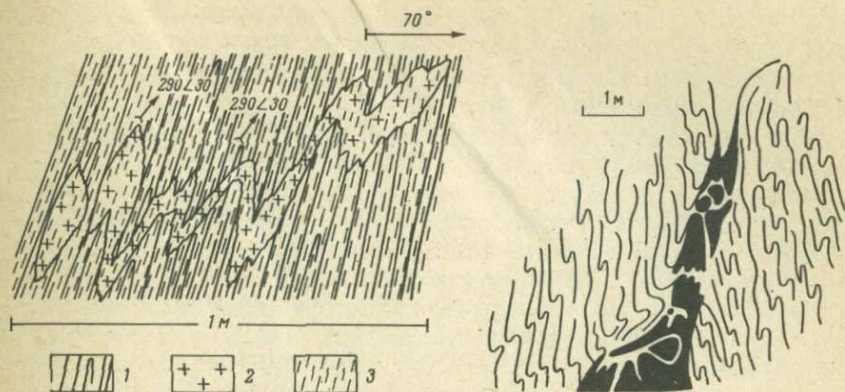


Рис. 3. Жила микроклиновых гранитов (2), завершающая мигматизацию раннего эндогенного цикла вмещающего комплекса (1) и складчато деформированная в начале следующего (наложенного) эндогенного цикла.

При этом вмещающие породы повторно, а граниты первично расщепляются. В новой сланцеватости (3) сохраняются замки складок ранних мигматитов. Зарисовка обнажения в районе Бумбугэр Западной Монголии (Ф.П. Митрофанов и др., см. настоящий сборник).

Рис. 4. Дайка базита, разделяющая мигматизации двух эндогенных циклов ("эффект Седерхольма").

Ранние мигматиты ею пересекаются, а лейкосомы поздних мигматитов инъецируют ортоамфиболиты дайки (Ф.П. Митрофанов и др., см. настоящий сборник).

земной коры на всю ее глубину. Если такие дайки прорывают одни мигматиты, а сами тоже мигматизируются (рис. 4), то ясно, что они разделяют эпохи мигматизации, относящиеся к разным эндогенным циклам. Этот старый, апробированный на шитах метод (вспомним хотя бы древнейшие дайки Амералик в Гренландии) П. Эскола предложил называть "эффектом Седерхольма". Он был широко использован нами при разделении на комплексы метаморфид Тувы и Монголии (Козаков, Митрофанов, 1979). При его использовании только необходимо проверить, не являются ли поздние инъецирующие дайку гранитоидные жилы продуктом контактового палингенеза, вызванного интрузией самой дайки. Такие, иные по геологическому содержанию случаи также известны.

На основе рассмотренных критериев цикличности, взятых в их взаимосвязи, в истории развития кристаллических образований Юго-Западного Памира выделяются три эндогенных цикла, сопряженных

с формированием трех разновозрастных структурно-вещественных комплексов (см. таблицу). Процессы первого цикла наиболее полно представлены в терригенно-вулканогенной нижней части разреза ваханского комплекса и в меньшей степени в его верхних карбонатно-сланцевых толщах. Они протекали в высокотемпературных условиях, способствующих формированию эколитоподобных парагенезисов (пиригарнитов) по породам основного и ультраосновного состава. Метаморфизм и многократные деформации в условиях тангенциального сжатия сопровождался становлением серии магматических пород, отражающей изменение глубины образования магм. Петрогенетические особенности метаморфических и магматических пород указывают, что сначала эндогенные процессы были связаны с нисходящими тектоническими движениями. Процессы, завершающие первый цикл, развивались на фоне снижения  $p$  и повышения  $T$ . Этим изменениям было синхронно внедрение около 2,0 млрд. лет назад глубинных известково-щелочных магм, заполняющих трещины и плоскости отрыва, знаменующие жесткие деформации в конце цикла.

Второй предрифейский эндогенный цикл был связан на Памире с развитием кварцито-карбонатно-сланцевого аличурского комплекса, метаморфизм андалузит-силлиманитового типа в котором проявлялся в период 1,6-1,3 млрд. лет назад. Переработка ваханского комплекса в это время сопровождалась метаморфизмом кианит-силлиманитового типа, неоднородного по условиям  $p$  (Цикличность и направленность ..., 1978). Возникший парный метаморфический пояс отражает усиливающуюся контрастность тектонических движений к концу протерозоя и развитие комплементарных структурных зон с различным геотермическим градиентом. Для этого цикла характерны интенсивная многофазная мигматизация и неоднократные складчатые деформации, которые завершались расплющиванием комплексов, спаявшихся при этом в единую тектонически расслоенную изоклинально-чешуйчатую структуру с вторичным горизонтальным положением сформированных ранее плоскостных элементов. В результате возникает несоответствие между кажущимся „простым“ строением крупных картируемых структурных форм (макроструктурой) и сложной полидеформационной внутренней мезоструктурой комплексов (рис. 2). При этом разновозрастные ваханский и аличурский комплексы выводятся к концу второго цикла в условия одинакового термодинамического режима метаморфизма с пониженным  $p$ .

Третий цикл эндогенных преобразований захватывал мезозойские миогеосинклинальные отложения, накладываясь и на существенно стабилизированные к тому времени докембрийские комплексы фундамента. Завершаясь становлением высокоградиентной зональности в молодых толщах, метаморфизм третьего цикла не имел регионального развития в древних образованиях, испытывающих в это время главным образом структурно-плутоническую переработку при интенсивном проявлении гранитоидного магматизма.



Рассмотренный пример показывает, что наряду с цикличностью глубинные преобразования вещества носят направленный характер, связанный с необратимой сменой эндогенных режимов. Подобная направленность отмечается для многих полиметаморфических пород фундамента складчатых поясов фанерозоя (Н.И. Московченко, см. настоящий сборник).

3742  
В выступлениях метаморфид рифейских, каледонских и герцинских структур Южной Тувы и Западной Монголии также выделено несколько последовательно развивающихся структурно-вещественных дорифейских комплексов, для которых изменение режима эндогенных преобразований подчиняется и цикличности, и направленности (Ф.П. Митрофанов и др., см. настоящий сборник). Наиболее древний комплекс здесь представлен реликтами чарнокито-гранулитов алданского типа с возрастом более  $3100 \pm 200$  млн. лет (М.И. Волобуев и др., см. настоящий сборник), сопоставимых по веществу, степени изменения и по возрасту с раннеархейскими образованиями древних щитов. Эти реликтовые образования в эпоху древнее 1800 млн. лет были изменены в мигматиты и гнейсы амфиболитовой фации и трудно отличимы от кислых гнейсов (апотоналитов, лептинитов), амфиболитов, кварцитов второго снизу дорифейского комплекса, с низкоградиентным метаморфизмом которого связаны преобразования гранулитов и развитие эклогитоподобных парагенезисов по породам основного состава. Формирование третьего дорифейского комплекса отмечено повышением контрастности эндогенных режимов и развитием парного пояса с внешней частью будущих рифид Восточного Саяна и Тувино-Монгольского массива и внутренней частью будущих каледонид и, возможно, герцинид. Эти зоны отличаются как формационными признаками, так и режимами метаморфизма. Сходной, однако, остается высокая тектоническая активность, проявляющаяся на фоне сиалического характера супракрустальных и плутонических пород. Последние характеризуются контрастными сериями, калиевой специализацией гранитов. Все это в совокупности является показателем зрелой континентальной коры, сформированной к рифейскому времени в данном регионе (К.О. Кратц и др., см. настоящий сборник; Ф.П. Митрофанов и др., то же).

Таким образом, кристаллические породы складчатых поясов фанерозоя могут быть расчленены на разновозрастные структурно-вещественные комплексы благодаря их различному поведению в истории эндогенных преобразований, проявляющихся необратимо и группирующихся в циклы. Если породы, между которыми существует видимость согласия, участвуют в разном числе процессов, группируемых в эндогенные циклы, то они должны быть отнесены к различным структурно-вещественным комплексам. При этом из двух коррелируемых комплексов более древним должен быть тот, который испытывает более сложные и многочисленные преобразования, поздние из которых в нем сопоставляются с эндогенными процессами второго комплекса. Эти процессы, первичные для позднего и наложенные для раннего комплекса, обычно протекают изофациально

в пределах одной структурно-формационной зоны (Судовиков, Нее-лов, 1964) или отражают развитие парного метаморфического пояса, развиваясь комплементарно в различных зонах.

Такое расчленение на разновозрастные комплексы носит относительный характер и ничего не говорит об их абсолютном возрасте, определение которого должно основываться на прямых методах датирования. Важно при этом иметь хотя бы один реперный комплекс, датированный палеонтологически или (и) радиологически. В Южной Туве и Монголии таким до последнего времени являлся четвертый (нарынский) комплекс с палеонтологическими остатками ранне-среднерифейского возраста, лежащий с несогласием на дорифейских образованиях, представленных еще тремя комплексами\* (Ф.П. Митрофанов и др., см. настоящий сборник). На Юго-Западном Памире первый эндогенный цикл, формирующий ваханский комплекс, датирован  $Rb - Sr$  изохронным методом в 1,9–2,1 млрд. лет, а третий цикл преобразует отложения с флорой мезозоя.

Необратимая направленность в смене эндогенных режимов, наблюдаемая в различных складчатых поясах фанерозоя, может быть также использована для косвенного указания (в широких пределах) на возраст комплексов. Так, сиалические гнейсовые комплексы с реликтами гранулитов умеренного давления обычно указывают на принадлежность к архею. Геотермические режимы формирования высокобарических эклогитоносных гнейсов и сланцев реализуются начиная с позднего архея–раннего протерозоя. Время проявления таких режимов в разновозрастных поясах может не совпадать, не выходя, однако, за рамки среднего рифея. С конца раннего протерозоя характерны метаморфические комплексы стандартных кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов, часто зональные, составляющие иногда парные метаморфические пояса. Происходящая в это время переработка древних сиалических образований идет преимущественно в более однородных режимах умеренного давления. В фанерозое контрастность режимов усиливается. Симатические комплексы, начиная с рифея, испытывают низкотемпературный метаморфизм повышенных давлений в условиях фации глаукофановых сланцев или переходных к зеленосланцевой (Г.Г. Дук, см. настоящий сборник). Такой метаморфизм в целом не характерен для раннего докембрия. В разрезах миогеосинклинального типа, примыкающих к стабилизированным блокам континентальной коры, в это время проявляется резко зональный высокоградиентный метаморфизм, нарастающий к древним блокам, подвергающимся тектоно-магматической переработке.

#### Л и т е р а т у р а

Козаков И.К., Митрофанов Ф.П. Корреляция эндогенных процессов в докембрии Западного Сангилена. – В кн.: Корреляция эндогенных процессов в докембрийских метаморфических комплексах. Геодинамические исследования. М., „Сов. радио“, 1979, с. 80–91.

Корреляция эндогенных процессов. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980. Авт.: В.А. Глебовицкий, В.Л. Дук, В.И. Кишул, Ф.П. Митрофанов, Е.В. Шарков, В.В. Эз.

Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Зингер Т.Ф. Раннедокембрийские конгломераты с валунами гранулитов в Сангиленском срединном массиве каледонид Тувы. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 232-238.

Московченко Н.И. Разработка структурно-возрастных шкал метаморфических комплексов на основании закономерностей рассеивания структурных элементов и кинематического плана деформаций. - В кн.: Принципы и методы структурной эволюции метаморфических комплексов. Л., 1978, с. 139-151.

Московченко Н.И. Особенности эндогенного режима при формировании и эволюции эклогито-гнейсовых комплексов. - В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минерогенеза в докембрии СССР. Л., 1979, с. 72-104.

Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., 1979, 164 с.

Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л., 1975. 292 с. Авт.: Ф.П. Митрофанов, Е.И. Кравцова, М.М. Мануйлова, В.М. Шемякин, К.А. Шуркин, И.С. Седова, Р.И. Милькевич, Ю.В. Подольский.

Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977, 159 с.

Судовиков Н.Г., Неелов А.Н. Геология южного обрамления Алданского щита. - В кн.: Геология докембрия (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 10). М., 1964.

Цикличность и направленность метаморфических процессов. Л., 1978.

Эз В.В. Методы изучения структур метаморфических толщ. - В кн.: Метод. указания по геол. съемке м-ба 1:50 000. Вып. 4, Геол. съемка в областях развития метаморфических образований. Л., 1972, с. 117-180.

Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. - Am. J. Sci., 1968, v. 56, N 2.

Turner F.S., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. - New York, 1963. 545 p.

## ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ В ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ

История изучения метаморфических комплексов в фанерозойских складчатых областях показывает, что эволюция взглядов на их происхождение и возраст описывает закономерный зигзаг. Сначала все комплексы повышенной степени метаморфизма относят к докембрию. Затем по мере обнаружения метаморфической зональности или ее фрагментов эти комплексы переводят в более молодые, зонально метаморфизованные комплексы (палеозойские, мезозойские). Но при детальном и тщательном изучении практически во всех комплексах андалузит-силлиманитового типа и в большинстве комплексов дистен-силлиманитового типа высокотемпературная часть метаморфической зональности (или гнейсово-мигматитовое ядро) оказывается докембрием. Такие примеры многочисленны во всех складчатых областях — Тянь-Шане и Казахстане (Бакиров, Добрецов, 1972), Урале (Кейльман, 1974), Алтае-Саянской области (Лепезин, 1972) и др. Однако до сих пор для многих метаморфических комплексов бытуют взаимоисключающие мнения. Такая ситуация создается вследствие глубокой переработки докембрийского «ядра» (или его краевой части).

Многочисленные примеры таких ситуаций приведены в статье К.О. Кратца и др. «Принципы и методы ...» (см. настоящий сборник). Мы приведем несколько типичных примеров с упором на метаморфические критерии. Тараташский комплекс в западной мезогеосинклинальной зоне Урала представляет пример блока глубокометаморфизованных раннедокембрийских пород (выступ фундамента) среди слабометаморфизованных пород (Ленных, Петров, 1978). В этой ситуации характерен многоэтапный диафторез, так что ранние породы гранулитовой (двупироксеновой) фации метаморфизма с автономной структурой сохраняются только в виде реликтовых участков, окруженных диафторитами амфиболитовой фации. Последние по возрасту диафториты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций проявляются по обрамлению блока и вдоль разломов внутри него, приспособившись к меридиональным структурам уралид рифейско-раннепалеозойского возраста. Эти позднейшие диафториты на ранних этапах изучения и картирования комплекса трактовались как более молодые «свиты», облекающие древнее ядро.

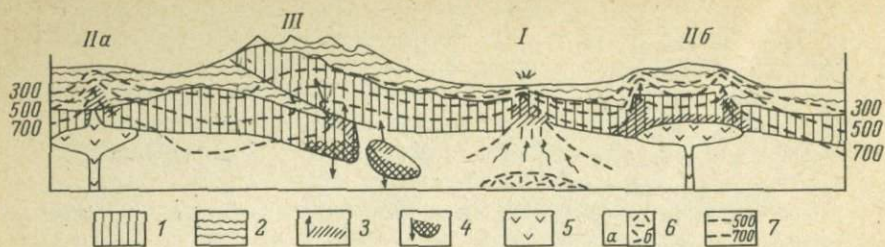
В других случаях, например в тонгулакском комплексе на Алтае (Лепезин, 1972), докембрийский метаморфический комплекс отделяется от слабометаморфизованных нижнепалеозойских пород обрамления зонами диафторитов и (или) структурным несогласием, однако внутри этот докембрийский комплекс оказывается зональным, и это тоже создает видимость постепенных переходов от метаморфического «ядра» к сланцевому обрамлению.

В приведенных примерах для обоснования разновозрастности достаточно было выявить диафториты по обрамлению ядра и хотя бы частичную автономность его структуры. Но чаще требуется более детальное изучение истории структурно-метаморфической эволюции и доказательство проявления ранних этапов метаморфизма и деформации в ядре, отсутствующих в сланцевом обрамлении. Только комплексное изучение с максимальным учетом структурно-метаморфических критериев позволяет избегать крайностей и принимать квалифицированные решения. В качестве примеров можно назвать уфалейский и харбейский комплексы на Урале (Кейльман, 1974; Добрецов, 1974), аличурскую и ваханскую серию на Памире (Расчленение ..., 1976), Олоkitский прогиб Северного Прибайкалья (Добрецов и др., 1980).

В таких более сложных случаях собственно метаморфические критерии приобретают нередко важнейшее значение. Зональность аличурского комплекса соответствует андалузит-силлиманитовому типу в отличие от ваханской серии, в которой проявлено несколько этапов метаморфизма другого (дистен-силлиманитового) типа. Другой убедительный пример приведен в работе Р.И. Милькевич (см. настоящий сборник) для Забайкалья, где все комплексы от нижнедокембрийского станового до мезозойского отличаются по типу метаморфизма (режиму давления).

Во многих случаях важно правильно оценить наблюдаемую метаморфическую зональность. Например, в Олоkitском синклинии, в районе Холоднинского месторождения, в Северном Прибайкалье закартирована метаморфическая зональность (зоны биотита, граната, ставролита, дистена, силлиманита) на расстоянии до 0,6 км. Такой градиент (до 500°C/км) невозможен при региональном метаморфизме (Ревердатто, 1975 г.). По нашим данным (Добрецов и др., 1980), в этой толще проявлен интенсивный зеленосланцевый диафторез, связанный с новым тектоно-метаморфическим этапом, а наблюдаемая зональность — результат последовательного исчезновения (в разной степени резкого) метаморфических минералов.

Теоретический анализ возможных моделей зонального метаморфизма (см. рисунок) показывает, что модель с выступом докембрийского фундамента является одной из наиболее предпочтительных. Этот выступ создает при метаморфизме „первичную“ аномалию в тепловом поле за счет повышенной теплопроводности и отсутствия „стока“ тепла на метаморфизм в кристаллических породах. Еще более важно то, что выступ фундамента имеет тенденцию к диапиризму. Это возможно при более кислом (и потому „легком“) характере фундамента и стимулируется при метаморфизме за счет разуплотнения (диафтореза) фундамента, снижения прочности и вызванного этим пластического течения менее плотного материала, но особенно усиливается при частичном плавлении докембрийского ядра. Важно подчеркнуть, что диапиризм и деформации происходят одновременно с метаморфизмом и деформацией окружающих толщ,



### Возможные модели термодинамометаморфизма.

I – флюидная; IIa – глубинной интрузии; IIб – то же, с выступом фундамента; III – утолщения коры (гималайского типа); 1 – континентальный или переходный фундамент; 2 – деформированные и метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования; 3 – зоны плавления и направление перемещения расплавов; 4 – эклогитизированные блоки и направление их погружения; 5 – очаги подкоровой магмы; 6 – верхняя мантия твердая (а) и частично расплавленная (б); 7 – изотермы.

в результате первичные структуры ядра существенно перерабатываются, а при частичном (повторном) плавлении может произойти и заметная концентрация расплава в апикальной части диапира с изменением валового состава фундамента в „ядре“, трактуемая нередко как метасоматическая гранитизация.

Теоретически также вероятно, что зональный метаморфизм в любом случае будет захватывать и породы фундамента (и усиливать первичные неоднородности рельефа фундамента) из-за „дефицита мощности“ (осадочная толща, даже деформированная, вряд ли превышает по вертикали 10 км, что при градиенте  $20-40^{\circ}\text{C}/\text{км}$  составит всего  $200-400^{\circ}\text{C}$ ). Исходя из этого, выступы докембрийского фундамента следует ожидать в центре зональных комплексов прежде всего повышенных давлений (дистен-силлиманитового типа), хотя реальная ситуация, скорее, обратная. Это ставит вопрос о не чисто литостатической природе давления в комплексах дистен-силлиманитового типа (см. также Дюфур, Котов, 1971 – для музкольского комплекса на Памире).

Для выявления бесспорного докембрия в фанерозойских областях важное значение могло бы иметь установление общей эволюции метаморфизма в истории Земли и истории конкретных складчатых областей. Пока можно опираться на немногие закономерности:

а) породы гранулитовой (двулироксеновой) фации относятся почти исключительно к нижнему докембрию, и если даже отдельные исключения будут установлены, общая тенденция несомненна.

б) породы глаукофан-сланцевой фации, напротив, достоверно установлены начиная с верхнего докембрия (и преимущественно в

палеозое и мезозое). Наиболее древние (около 1100 млн. лет) глаукофансланцевые комплексы установлены на Урале и Южном Тянь-Шане, но и здесь есть свои проблемы. Учитывая важность вопроса, требуются дополнительные тщательные исследования.

Наиболее сложные ситуации относятся к низкотемпературным немалым толщам, особенно в эвгеосинклинальных зонах и приокеанских складчатых областях (типа Корякской), в которых отсутствуют выступы древнего сиалического фундамента. Здесь в качестве фундамента предполагаются блоки и чешуи офиолитов, часто превращенные в габбро-амфиболиты и амфиболиты. К числу последних относится большая часть так называемой шорундуканской свиты (или муйской серии) в Северном Прибайкалье. В ее составе преобладают blastsмилониты и амфиболиты по диабазам и габбро, сохранившиеся среди них в виде „будин-плутонов“ (Конников, 1978 г.), причем многоэтапная деформация и метаморфизм имеет в blastsмилонитах и амфиболитах ту же направленность, что и в фундаменте сиалического типа - чуйской серии (Добрецов и др., 1980).

Примерами докембрийских офиолитов с хорошо сохранившимся разрезом и первичными ассоциациями пород являются офиолиты Куртушибинского пояса в Западном Саяне и Войкарского пояса на Полярном Урале (Петрология и метаморфизм ..., 1977).

Наличие в этих структурах трудно диагностируемых надвигов, затушеванных более поздними складчатостью и метаморфизмом, осложняет расчленение низкотемпературных толщ, в том числе выделение среди них докембрия. В этих случаях одним из главных критериев выделения разных структурно-вещественных комплексов служат особенности метаморфизма, прежде всего режим давления, оцениваемый по составу амфиболов, белых слюд и другим минералогическим критериям.

В качестве примера можно привести немые зеленосланцевые толщи Центрального Таджикистана, которые на основании находок в отдельных линзах известняков или слабометаморфизованных песчаников относили к ордовик-силуру. Изучение особенностей их минералогии и метаморфизма (Скляр и др., 1980) вместе со структурным картированием позволило установить складчато-покровную структуру толщ и расчленить их на глаукофан-зеленосланцевую (метабазит-сланцевую), зеленосланцевую метатерригенную толщ и две ордовик-силурийские слабометаморфизованные толщ, отличающиеся по характеру разреза и совмещенные в результате надвигов. Первые две толщ отличаются по режиму давления (достигающему 8-9 кбар в глаукофансланцевой толще), поэтому не могли быть метаморфизованы совместно и совмещены тектонически. Обе они относятся, скорее всего, к доордовикским образованиям, хотя все K-Ar даты показывают омоложенные значения (не древнее 430 млн. лет).

Наилучшие результаты и здесь дает комплексное применение парагенетического анализа, фиксирующего особенности метаморфизма,

и детальных структурных исследований, позволяющих построить структурно-метаморфическую шкалу и отделить древние толщи с многоэтапным метаморфизмом и деформацией от молодых зелено-сланцевых толщ с более простой историей метаморфизма и деформации. Удачный пример исследований такого рода изложен в работе Г.Г. Дук (см. настоящий сборник).

Связь глаукофановых сланцев с крупными надвигами, отмеченная давно, послужила основой новой модели образования глаукофановых сланцев, которая кратко может быть названа моделью полистадийной обдукции (Dobretsov, 1979). В этой модели специфические тектонические условия обуславливают и специфический режим метаморфизма — быстрые нагревание и дегидратацию, создающие флюидное „сверхдавление“. Повторные надвиги служат также причиной быстрой „закалки“ и сохранения глаукофансланцевых ассоциаций.

В заключение хотелось бы остановиться на вопросах происхождения и возраста континентальной коры в складчатых областях, которые обсуждаются во многих докладах настоящего совещания. При решении этого вопроса Н.Л. Добрецов (1979, 1980) пришел к выводу, что основной объем континентальной коры был создан в раннем докембрии, по крайней мере к рубежу 3 млрд. лет, когда, судя по геохимическим данным, был создан и основной объем океана (Сидоренко, Боршевский, 1979). По мнению части ученых (В. Смит, В. Рама Мёрти и др.), „первичная“ континентальная кора была создана в две стадии: в первые 0,1–0,2 млрд. лет одновременно с выделением ядра была выплавлена первая порция этой коры, которая была затем разрушена и перемешана с мантией во время гигантской бомбардировки 3,5–4,0 млрд. лет назад одновременно с аналогичным процессом на Луне, приведшим к образованию лунных морей (Ранняя история Земли, 1980). Во второй стадии (или непрерывно после раннего разогрева Земли?) выплавлялась, по мнению автора, анортозит-андезитовая кора, аналогичная габбро-базальтовой (офиолитовой) коре современных океанов. К рубежу 3,0–2,7 млрд. лет в результате скучивания и (или) локального роста созданы протоконтиненты почти в полном объеме, причем их мощность достигала 50 км, судя по широкому распространению ассоциаций гранулитовой фации этого возраста (Добрецов, 1979, 1980).

Эрозия, переотложение и последующая переработка верхней половины разреза древней коры обеспечили формирование более молодой континентальной коры — без существенной добавки в островных дугах или путем гранитизации базальтовой коры. В качестве примера можно рассмотреть палеозойскую историю Зайсанской геосинклинали (Полянский и др., 1979). Внешние зоны этой области закладывались на древнем кристаллическом фундаменте, блоки которого сохранились в ткани палеозойских структур. Переплавление этого фундамента, судя по ассоциациям ранней стадии в гранитоидах (Ермолов, Лопатников, 1979), привело к формированию мно-



гочисленных гранитных интрузий в карбоне и перми. Осевая зона, где граниты почти отсутствуют и широко распространены офиолитовые покровы с меланжем и олистромой в их подошве, формировалась на меланократовом фундаменте океанического типа. Континентальная (или, точнее, промежуточная кора) здесь была создана путем накопления на поздних стадиях терригенных толщ, образовавшихся за счет размыва континентального обрамления, а также утолщения коры, созданного на ранних стадиях путем надвигов и „скупивания“ коры, а затем изоклинальной складчатости, сдвигов, взбросов и завершающего влканизма.

Аналогичным путем сформировалась кора континентального или промежуточного типа в других эвгеосинклинальных зонах или приокеанических складчатых областях типа Корякии, Сахалина и др.

### Л и т е р а т у р а

Б а к и р о в А.Б., Д о б р е ц о в Н.Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, „Илим“, 1972. 218 с.

Д о б р е ц о в Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, „Наука“, 1974. 429 с.

Д о б р е ц о в Н.Л. Проблемы формирования континентальной коры. — В кн.: Геология, петрология и полезные ископаемые Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1979, с. 159–183.

Д о б р е ц о в Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, „Наука“, 1980. 200 с.

Д о б р е ц о в Н.Л., Г а б о в Н.Ф., В о л к о в а Н.В., К а р т а в ч е н к о В.Г. Особенности метаморфизма толщ района Холодненского месторождения (Сев. Прибайкалье) и критерии их рудоносности. — В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири, 1980.

Д ю ф у р М.С., К о т о в Н.В. Альпийский метаморфизм на Восточном Памире в связи с проблемой сверхдавлений. — Геол. метаморф. компл., 1977, вып. У1, с. 69–73.

Е р м о л о в П.В., Л о п а т н и к о в В.В. Минералогические критерии условий гранитообразования. — Геология и геофизика, 1979, № 8, с. 66–76.

К е й л ь м а н Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., „Недра“, 1974. 200 с.

Л е н н ы х В.И., П е т р о в В.И. Гранулитовый метаморфизм и эталы диафореза пород тараташского комплекса. — В кн.: Тараташский комплекс. Свердловск, изд. УНЦ СССР, 1978.

Л е п е з и н Г.Г. Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов на применение тонгулакского комплекса. Горный Алтай. М., „Наука“, 1972. 152 с.

М о с к о в ч е н к о Н.И., Д р у г о в а Г.М., С е д о в а И.С., М и л л е р Ю.В. Эволюция метаморфизма в фундаменте фанерозойских складчатых областей (на примере Ю.-З. Пами-

ра). - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., "Наука", 1976, с. 240-250.

Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Авт.: Н.Л. Добрецов, А.П. Казак, Ю.Е. Молдаванцев и др. Новосибирск, "Наука", 1977, 221 с.

Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузубный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса. - Геология и геофизика, 1979, № 5, с. 66-68.

Ранняя история Земли. М., "Мир", 1980, 620 с.

Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1976, 268 с.

Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А. Проблема геохимической эволюции Земли в свете данных изотопной геологии докембрия. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М., "Наука", 1979, с. 34-44.

Скляр Е.В., Федоров Г.В., Минаев В.Е., Поспелова Л.И. Амфиболы и белые слюды из зеленосланцевых толщ Центрального Таджикистана и их значение для выяснения стратиграфии и вопросов метаморфизма. - В кн.: Многокомпонентные системы. Новосибирск, "Наука", 1980, с. 175-192.

Dobretsov N.L. New overthrusting model for blueshist metamorphism. - "Ophioliti", 1979, v. 4 (1), p. 17-24.

М.А. Гилярова

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДОРИФЕЙСКОГО ДОКЕМБРИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Просматривая детальные карты и материалы по докембрию различных материков и привлекая при этом свой опыт работы в восточной части Балтийского щита, я обнаружила, что, как и в нашей стране, различные зарубежные авторы допускают ряд однотипных систематических ошибок в стратиграфии докембрия. Эти ошибки имеют региональный и даже глобальный характер и потому следует остановиться на важнейших из них.

1. Латерально сменяющие друг друга разновозрастные разрезы разного типа, особенно формационные комплексы геосинклинальных образований докарелия ( $AR_2$ ) или протоплатформенного карелия ( $PR_1$ ), ставят в вертикальной последовательности, с напрасными спорами о том, что лежит выше и что ниже. Таким образом удваиваются или утраиваются разрезы, увеличиваются их мощности до нереальных значений - невозможных для докембрия, умножается количество структурных этажей и соответственно магматических циклов (до 14 магматических циклов с чрезвычайно сложной геологической историей, как в Казахстане).

2. Останцы базальных образований карелия (ятулия), несогласно подстилаемые древними толщами, включают в непрерывный разрез этих толщ, переслаивая тем самым геосинклинальные отложения докарелия чуждыми им конгломератами, корами выветривания карелия и умножая количество комплексов, разделенных несогласиями (пример: Малые Кейвы).

3. В различной степени метаморфизованные (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) и гранитизированные типы вулканогенного, вулканогенно-терригенного и терригенного одновозрастных разрезов докарелия ряда эвгеосинклиналь-геоантиклиналь принимают за разновозрастные.

4. Относительно слабее метаморфизованные основные вулканогенные докарелиды, пересеченные гранитами, принимают за молодые карельские образования. Отсюда делается ошибочный вывод о существовании посткарельских гранитов.

5. Жилы пегматоидных лейкогаббро-диабазов или кварц-альбитовые гидротермальные жилы, секущие карельские образования, принимаются за гранитоидные. Кроме того, действительно гранитные жилки, возникающие локально из ремобилизованных гранитов основания под воздействием высокотемпературных основных магм, входящих в разрез карелия в виде лавовых покровов или силлов (эффект Седерхольма), также дают ошибочное основание говорить о существовании „посткарельских гранитов“.

Скрупулезный анализ фактов, приводимых геологами разных стран, позволяет увидеть в различных и сложных на первый взгляд стратиграфических схемах нижнего докембрия удивительное единство и простоту строения и, следовательно, геологической истории, а приводимая ниже схема имеет, по-видимому, универсальное значение.

I. Догеосинклинальный комплекс раннего архея ( $AR_1$ ) с нелинейным структурным планом.

II. Панпротогеосинклинальный комплекс докарелия ( $AR_2$ ) с тремя типами разреза (эв-, миогеосинклиналей, геоантиклиналей), пересеченный четырежды ранне-, син-, поздне- и постскладчатыми гранитоидами.

III. Панпротоплатформенный комплекс карелия-ятулия ( $PR_1$ ) с тремя типами разреза: терригенным (горст-антиклиналей), промежуточным и карбонатно-сланцевым (грабен-синклиналей и грабен-мульд).

IV. Незавершенный геосинклинальный комплекс суйсария в объеме хогландия, для которого следовало бы оставить индекс  $PR_2$  в его новом значении.

Как следует из прочитанных на совещании докладов, обломки древней дорифейской коры континентов в складчатых фанерозойских областях не вовлекаются в процессы складчатости в более поздние эпохи и, оставаясь жесткими глыбами, сохраняют свой разрез, идентичный разрезу фундамента близрасположенных древних платформ (каледониды Англии и Норвегии, Урал, Памир). Узкие наложенные зоны милонитов и бластомилонитов не меняют их „лица“ и разреза и при дальнейшей эволюции они либо лишь подвергаются

размыту, если выходят на поверхность, либо замещаются анатектическими и реоморфическими гранитоидами на глубине.

Сходные с дорифейскими по степени метаморфизма и случайному набору пород более молодые рифейские, вендские или палеозойские образования, вовлеченные в складчатость в фанерозойские эпохи, часто принимаются за дорифейские. Именно поэтому последовательно сокращаются на Земле площади распространения „докембрия“, который согласно новому фактическому материалу (флора, фауна) переводится в палеозой или даже мезозой. Отсюда к названным ранее критериям расчленения метаморфических толщ добавляется еще один: если они действительно участвуют в складчатости вместе с фанерозойскими образованиями, то это не нижнедокембрийские образования, как бы ни была велика их степень метаморфизма. Последние пережили свою бурную историю до рифея и остаются консервативными к последующим событиям. Отсюда, например, следует, что глаукофановый зеленосланцевый комплекс на Алтае, который завершил свое развитие в каледонскую эпоху складчатости и имеет с фанерозоем единый структурный план и складчатодеформационные контакты, — уже по одному этому критерию не нижний докембрий.

Полученные экспериментальным путем значения давлений и температур образования метаморфических минералов, их парагенетических ассоциаций, метаморфических фаций, а также реконструкцию процессов и обстановок, в которых они возникали, мы примеряем обычно к современной модели Земли и ее литосферы, с современными свойствами, мощностями и составом ее оболочек. Так, например, если требуется 12 кбар для образования данного минерального сообщества в породах раннего докембрия, значит, они образовались на глубине 35 км. Но они возникли в ранние периоды истории Земли, когда ее литосфера была иной, с иным распределением оболочек и их мощностей, когда был совсем другой тепловой поток и другой режим давления, когда размеры, а может быть и форма нашей планеты отличались от современных. Эволюция Земли за 4,5 млрд. лет ее геологического развития при реконструкциях никогда не принимается во внимание.

Однако если увеличить геотермический градиент в докембрии всего в 10 раз по сравнению с „нормальным“ и всего в 2 раза по сравнению с наибольшим (150°C/км в штате Орегон, США), наблюдающимся в настоящее время, то необходимые температуры для плавления гранитоидов и осадочных пород (650–720°C при наличии достаточного давления воды) будут иметь место на расстоянии 1,5–2,0 км от поверхности Земли или еще ближе к ней.

Если уменьшить радиус планеты всего лишь на 1/5–1/6 от современного, то необходимые давления для образования гранулитовой фации метаморфизма создавались бы приблизительно на тех же глубинах — 1,5–2,0 км.\* Линейные зеленокаменные пояса уже

---

\* См. статью К.А. Шуркина, Ф.П. Митрофанова в кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 12–14. — Прим. ред.

существовали в позднем архее. При современных глубоких эрозионных срезах на щитах можно принять, что их ширина равна величине раздвигов коры, возникших в результате расширения Земли в течение раннего докембрия, и рассчитать соответствующее изменение площади ее поверхности и соответственно радиуса за это время. К этому можно прибавить увеличенное по сравнению с современным давление атмосферы, если исходить из современной венерианской атмосферы. При раннедокембрийской атмосфере, равной по массе пятистам современным, приращение давления по сравнению с таковым от изменения радиуса Земли будет невелико, но все-таки составит 0,5 кбар.

Синхронное заложение долгоживущих поясов разломов к началу позднего архея на разных щитах, общий ритм их активности и синхронное прекращение их деятельности к началу рифея (см. приведенную выше принципиальную стратиграфическую схему) должны были быть связаны с общими причинами глобального масштаба и прежде всего с расширением Земли, с изменением ее радиуса, вызванными периодическим разогреванием ее оболочек. Вплоть до рифея (палеозоя?) эпохи растяжения и сжатия (с суммарным преобладанием растяжения) сменяли последовательно друг друга, сообщая планете единое дыхание. Только с рифея при наличии достаточно мощной, зрелой гетерогенной коры процессы растяжения и сжатия сосуществуют, компенсируя друг друга при неизменных размерах Земли. Например, в позднем палеозое интенсивному складкообразованию в Аппалачах, Урале, Иртыш-Зайсанской области, Восточной Австралии сопутствует образование рифтовых зон в Южной Африке, Индостане, Западной Австралии.

М.Т. Козлов

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЕЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Успехи в изучении докембрия щитов, плит и фанерозойских складчатых поясов очевидны. Резко возросли площади распространения докембрия, а приведенные на совещании корреляционные схемы показывают, что история геологического развития континентов в докембрии в главных своих проявлениях была общей. Это имеет большое значение для познания эволюции земной коры континентального типа в целом и еще большее — для практической геологии, так как с докембрийскими образованиями связаны основные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых, разрабатываемых в настоящее время, а площади целенаправленных поисковых работ резко увеличиваются.

Несмотря на эти явные успехи, некоторые вопросы глубинного строения земной коры и ее первичного вещественного состава все же требуют критического рассмотрения.

Со времени С. Мохоровичича и Б. Гутенберга до настоящего времени сейсмология, совершенствуя свои методы исследования, триумфально шествует в ряду наук о Земле. На основе ее данных были созданы различные модели „слоистого“ строения планеты, а „слои“ получили конкретные названия. Земная кора с помощью главным образом геофизических методов исследования была разделена на континентальную и океаническую. В пределах земной коры континентального типа были выделены сейсмические границы Конрада и Мохоровичича, а „слои“, заключенные между земной поверхностью и разделом К и между К и М, соответственно условно были названы „гранитным“ и „базальтовым“. Такое положение долгое время вполне устраивало геофизиков и геологов, но с развитием геофизических и петрологических (экспериментальных) методов исследования „условность“ начала материализоваться и приобретать определенное конкретное петрографическое значение. Так, с увеличением количества сейсмических границ появились и новые „слои“ в земной коре: гранодиоритовый, диоритовый, гранулитобазитовый, габброидный, гипербазитовый, эколгитовый и т.п., в основе выделения которых лежат скоростные параметры волноводов и математически обработанные данные экспериментальной петрологии. Такое положение в последние годы постулируется без особых объяснений.

Данные сейсмологии при выделении конкретных волноводов и разделяющих их границ в земной коре безусловно объективны, а ее методы дают прекрасные результаты при поисках и разведке нефти, солей и других видов полезных ископаемых в пределах неметаморфизованных или слабометаморфизованных образований фанерозоя. Однако при работе в областях развития кристаллических образований (щиты, фундаменты плит и т.д.) полученные скоростные разрезы земной коры нельзя отождествлять с конкретными типами горных пород. Скорость распространения волн изменяется под воздействием многих причин и прежде всего зависит от величины горного давления, анизотропии среды и уже потом находят отражение химический состав горной породы. Экспериментально (в условиях лаборатории) установлено, что в относительно изотропных средах химический состав горной породы действительно находит значимое отражение в скоростных параметрах ее: скорости возрастают в ряду гранит—диорит—габброид—перидотит—дунит. В природе, где на „чистую“ горную породу в глубинах Земли воздействует много факторов, картина такой зависимости меняется.

Примером в этом отношении является разрез по сверхглубокой скважине Печенги (Кольский полуостров). Печенга является типичной карельской структурой и сложена более чем на 80% объема эруптивными горными породами базальтоидного состава, остальная часть приходится на метаосадки и в меньшей мере на вулканиты среднего и кислого ряда. Осадочно-вулканогенные образования Печенги с полимиктовыми конгломератами в основании несогласно перекрывают дислоцированные и метаморфизованные толщи кольско-

беломорской серии и, возможно, частично фундамент. Эта граница расположена на глубине более 6800 м. По составу горных пород карельские образования Печенги соответствуют понятию „базальтового“ слоя земной коры, а по характеристике скоростей упругих волн — типичному „гранитному“ слою. В кольско-беломорской серии, подстилающей Печенгу, отмечается обратная картина. Состав горных пород в большем объеме гранитоидный, а скорости упругих волн типичны для „базальтового“ слоя земной коры. Поверхность М залегает на глубине от 32 до 40 км и характеризуется скоростью упругих волн в диапазоне 8,1–8,3 км/ч. Скважина по подстилающим Печенгу гранитоидам и супракрустальным образованиям прошла более 3 км и пока еще находится в верхних частях разреза кольско-беломорской серии. И сейчас с уверенностью можно сказать, что если она и пересечет супракрустальные образования кольско-беломорской серии, то глубже пойдут гранитоиды фундамента, мощность которых, судя по геофизическим данным, не менее 8–10 км, т.е. скважина при проектной глубине 15 км не выйдет за пределы гранитоидов и не вскроет „типичных пород базальтового слоя“ земной коры, как это предполагали многие геофизики и некоторые геологи.

Только тщательное изучение физических свойств горных пород при высоких давлениях и других факторах, влияющих на изменение скоростных параметров горных пород, поможет нам разобраться в этой, на первый взгляд, парадоксальной обстановке. Поэтому мне бы хотелось сказать, что при настоящей изученности глубинных свойств земной коры и причин, вызывающих изменение их, не стоит отождествлять получаемые скоростные параметры волноводов с конкретными петрографическими разностями горных пород.

Земная кора, как отмечает сейчас большинство геологов, была сформирована в основных своих чертах в раннем докембрии. В этом отношении разногласий почти не возникает, хуже обстоит дело, когда геологи начинают рассматривать первичный вещественный состав земной коры. На этой почве произошло разделение геологов на две большие группы: одни говорят, что кора была изначально гранитоидной, хотя процессы образования ее они рассматривают различно (мы их здесь за неимением места касаться не будем); другие говорят, что кора была изначально океанической (базальтоидной) и только в ходе эволюции под воздействием различных геологических процессов стала гранитоидной, т.е. континентальной.

Я, как и большинство геологов ГИ КФ АН СССР, разделяю первую точку зрения и поэтому приведу здесь некоторые факты в ее доказательство. Тоналитовый комплекс Кольского полуострова рассматривается нами как фундамент стратисферы земной коры, древнейшим представителем которой является кольско-беломорская серия. Фундамент состоит из различных гранитоидов и очень небольшого количества диоритов, среди которых встречаются кристаллосланцы основного и ультраосновного состава; их общее количество

не превышает долей процента, т.е. он типично сиалический. Далее, среди супракrustальных образований кольско-беломорской серии отмечаются во многих пунктах древнейшие (первые) конгломераты, обломочный состав которых (гальки, валуны) представлен различными гранитоидами, гранито-гнейсами, гнейсами и галькой кварца, отвечающими по составу фундаменту. Указания на находки гальки базитов в этих конгломератах при последующих проверках не подтвердились. Подобные конгломераты отмечаются в таком же структурном положении и в других регионах, т.е. все первые древнейшие конгломераты имеют кварцево-гранитоидный состав. Отсюда напрашивается один вывод, что состав первичной коры был не базальтоидный, а существенно гранитоидный. Конгломераты более высоких стратиграфических уровней уже имеют полимиктовый состав в котором представлены различные гранитоиды (в том числе плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты, которые раньше в конгломератах не встречались), большое разнообразие базитов и различных супракrustальных образований, отражающих пестроту состава вулканогенных и седиментогенных пород кольско-беломорской серии и прорывающих ее эруптивных образований. Пестрота состава горных пород первой стратисферы хорошо отражена и в последующих конгломератах.

В.Г. Кушев

#### ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ ФУНДАМЕНТА И ГЛЫБ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Как следует из многочисленных публикаций и материалов сообщения, главными принципами и критериями выделения докембрия в фанерозойских складчатых областях являются структурные особенности древних толщ и специфические равновесные минеральные парагенезисы, позволяющие определять тип и фации метаморфизма. Структурные особенности могут быть выявлены только в результате тщательного структурного картирования и последующего анализа многократных складчатых деформаций.

Роль докембрия в строении и эволюции фанерозойских складчатых поясов, где он устанавливается либо как фундамент, либо в виде отдельных глыб и блоков, еще не может быть полностью оценена, хотя уже сейчас несомненно существенное влияние этих образований как на строение таких поясов, так и на их металлогению. При этом следует отметить, что часто наблюдаемые „глыбы” или „блоки” архея или протерозоя, обнажающиеся в молодых складчатых поясах, представляют собой лишь незначительную часть их, тогда как остальная, подобно айсбергам, скрыта под супракrustальными толщами. Вероятно, в этом плане фанерозойские пояса подобны рифейским, где блоки и глыбы архея нередко окружены



обширными поясами (полями) байкальской складчатости, но по геофизическим данным имеют в своем основании кору сиалического профиля, по свойствам аналогичную породам обнажающихся глыб.

Одним из наиболее дискуссионных в настоящее время является вопрос о том, является ли сиалическая кора изначальной, или же это результат переработки субстрата, близкого современной океанической коре. Новый подход к исследованиям геологических структур и истории становления коры современных континентов, развиваемый в последнее время, позволил ряду исследователей сделать вывод о том, что континентальная земная кора с гранитно-метаморфическим слоем существовала не изначально, а возникла и последовательно наращивалась по мощности и по латерали в результате сложного комплекса геологических процессов: по существу, формирование континентальной земной коры — это история возникновения внешней — сиалической — оболочки Земли.

Весь геологический опыт свидетельствует о едином поступательном процессе развития земной коры, отражающем исторические изменения термодинамического режима Земли как планеты. Основой развития земной коры можно считать расширение Земли из-за генерации тепла в ее недрах (Синицын, 1972; Чудинов, 1976), вызвавшее появление тектоносферы и дифференциацию вещества мантии, вследствие чего появляются выбросы глубинного вещества и вообще весь комплекс геологических процессов, приводящих к формированию коры. Очевидно, уже на ранней, астрономической, стадии своего планетарного существования Земля приобрела четкую оболочечную структуру с многослойной мантией, начальной корой, гидросферой и атмосферой. Но гравитационное разделение вещества происходило преимущественно в самой внешней части, где легкие силикатные фазы оттеснялись к поверхности, образуя первичную кору с несколько повышенными содержаниями кремнезема, глинозема, щелочей, причем неравномерно по латерали, и это обусловило разделение на области с уклоном в сторону либо океанических толеитов, либо анортозитов, подобные тем, которые установлены для различных районов Луны.

Геологическая стадия развития Земли началась с образования гранитно-метаморфического слоя континентальной коры, являющейся вторичной, что фиксируется появлением первых вулканических и осадочных пород и метаморфическим их преобразованием; произошло разделение земной коры на океанический и континентальный типы. Собственно сиалическая оболочка (гранитно-метаморфический слой) формировалась только в сегментах континентального типа, причем на ранних стадиях ведущую роль играл вулканический механизм. Андезито-базальты и андезиты, широко распространенные в континентальных сегментах коры, дают до 80% пирокластических разновидностей, обладают большим удельным объемом, богаты кремнеземом, глиноземом и щелочами и беднее мафическими компонентами по сравнению с толеитами. Поэтому появление таких пород в составе вулканической коры знаменовало ее прогрессирующую сиа-

лизацию, которая затем еще более интенсифицировалась в результате усложнения рельефа и выхода на поверхность вулканических построек, так как началась активная экзогенная переработка вулканитов и быстро возрастало количество собственно осадочных пород. Чисто вулканогенная кора сменяется осадочно-вулканогенной. Появление достаточно мощного осадочного чехла, вовлекаемого в метаморфический процесс, дало толчок к развитию литогенных магм, в частности гранитоидных пород, что является очень важным моментом в истории становления сиалической коры.

Можно проследить последовательное усложнение процесса образования континентальной коры от раннего архея до кайнозоя (Синицын, 1972); в качестве вывода следует, что развитие сиалической оболочки Земли происходило неодинаково на разных стадиях в зависимости от изменений теплового режима, но в целом непрерывно. Сиаль — это верхний отдел земной коры, имеющий специфическое эндогенно-экзогенное происхождение, который мог образоваться только на планете с атмосферой и гидросферой и получал развитие лишь в материковом типе коры, где энергично развивалась тектоносфера, протекали вулканические процессы, возникла суша и поэтому становились возможными экзогенная переработка, далее — осадконакопление, метаморфизм и метаморфическая дифференциация осадочно-вулканогенных и чисто осадочных толщ.

Споры о том, является ли континентальная, а точнее сиалическая, кора продуктом геосинклинального процесса или же результатом преобразования океанической коры, по-видимому, вызываются разным подходом к оценке ведущего процесса и объектами, избираемыми в качестве типовых для его иллюстрации. Наиболее древние тоналитовые гнейсы скорее всего возникли при гнейсификации (протогранитизации) первичной вулканической коры; древнейшие зеленокаменные прогибы нередко залегают на такой, уже вторичной коре, а в рифтогенных прогибах осадочно-вулканогенные толщи могут отлагаться и на новообразованной в результате растяжения „океанической“ коре. В фанерозое могли возникать и развиваться „геосинклинальные“ системы, объясняемые тектоникой плит, но в то же время существовали подвижные пояса с заведомо континентальным фундаментом. Появление офиолитовых протрузий и особенно офиолитового меланжа в них говорит лишь о смене стадии растяжения сжатием (Ранняя история Земли, 1980), хотя может свидетельствовать и об ограниченном обнажении коры „океанического“ типа.

### Л и т е р а т у р а

Р а н н я я и с т о р и я Земли. М., „Мир“, 1980.

С и н и ц ы н В.М. Сиаль (историко-генетические аспекты). Л., „Недра“, 1972.

Ч у д и н о в Ю.В. Расширение Земли как альтернатива новой глобальной тектоники. — Геотектоника, 1976, № 4.

ОФИОЛИТЫ ИЛИ ГРАНИТЫ ЯВЛЯЮТСЯ  
ОСНОВАНИЕМ ДОКЕМБРИЯ  
ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН?

(Некоторые граничные условия)

Каждая горная цепь имеет свои гнейсы — это хорошо усвоенное геологами обобщение оказывается сегодня основой для утверждения о сиалическом основании подвижных зон. Действительно, может показаться, что если бы основанием были офиолиты (или породы океанической коры), то именно они и выходили бы на поверхность повсеместно в ядрах складчатых сооружений, служили бы источником обломочного материала и т.д. Эта альтернатива была бы справедливой в случае только одного типа тектонических движений, а именно эпейрогенических поднятий и опусканий. Однако значение такого рода движений совершенно несущественно при формировании складчатых областей, и поэтому наблюдаемая геологическая ситуация оказывается гораздо сложнее, возникает дискуссия о составе и строении основания. Крайними в этом отношении представляются повторно высказываемые идеи о докембрийской панплатформе.

Для выбора правильных направлений в дальнейших исследованиях этого сложного и методологически важного вопроса целесообразно отметить некоторые установленные сейчас явления, существование которых ограничивает определенным образом поле для разработки перспективных гипотез.

В первую очередь необходимо отчетливо представлять себе, что пространства континентов составляют только 1/3, тогда как океан занимает 2/3 поверхности планеты. Строение океанической коры изучено достаточно детально и вполне достоверно к настоящему времени. Очевидным является сходство базальных горизонтов подвижных зон с океанической ассоциацией вулканитов, осадков и подстилающих их ультрамафитов. Совершенно невероятно, чтобы в геологическом прошлом современная суша, т.е. 30% поверхности Земли, развивалась бы вполне независимо от вдвое большей и тектонически высокоактивной части планеты.

Хорошо известно, что строение и состав ложа (фундамента) оказывает определяющее влияние на тип развития возникающей подвижной зоны. Совершенной аксиомой является то, что на континентальной коре формируются только миогеосинклинали. Очевидно, что определяющий, главный тип развития подвижных зон — эвгеосинклинали — не связан с предшествующей континентальной земной корой.

Полный разрез океанической коры (ультрамафиты снизу, затем — расслоенный комплекс, выше — габбро, потом — комплекс параллельных даек, базальты и наверху — кремнистые отложения) достаточно широко представлен в докембрийских разрезах. При этом в от-

ложениях, лишенных фаунистических остатков, особенно важно учитывать, что большие отрезки времени выпадают из восприятия исследователя в силу некомпенсированного характера осадконакопления и в особенности в силу чрезвычайно низкой скорости океанического осадконакопления. Подчас при поверхностных наблюдениях может создаться впечатление искаженных ассоциаций вулканитов и различных осадков.

Для раннего докембрия диагностическим примером является офиолитовый комплекс складчатых поясов Барбертон в Африке и Пилбара в Австралии с нижней границей более 2.6 млрд. лет. Несомненным недоразумением, возникшим в процессе дискуссии, является попытка приравнять Бушвелдский лополит, Стиллиуотер-комплекс и другие расслоенные интрузии к океанической коре. В этом случае, как и во многих других, необходимо помнить о петрогенетической конвергенции и, следовательно, о необходимости дальнейших сравнительно-петрологических исследований именно в этой области.

При петрологическом анализе источников вещества во время формирования континентальной коры помимо процессов вулканизма необходимо учитывать необратимые и постоянно действующие процессы взаимодействия вулканитов с океанической водой. Подводное выветривание донных базальтов, как теперь достоверно установлено, охватывает десятки и сотни метров в глубь лавового потока. При этом натрий, кальций и частично магний освобождаются и поступают в морскую воду. Калий полностью извлекается из лав, а также дополнительно поступает из морской воды при формировании слоистых силикатов (иллитов) и захороняется в осадках. Часть магния обогащает слоистые силикаты с образованием минералов типа монтмориллонита. Кремнезем в больших объемах поступает в осадок за счет освобождения при разложении базальтов и в результате выпадения на дно из поступающих с глубины гидротермальных растворов, при этом он легко разделяется на отдельные фрагменты (блоки) и в конечном счете образует отложения типа кварцевых арени-тов в зонах течений на океанических глубинах до 4000 м. Таким образом, постоянно действующий фактор осадконакопления обогащает океанические отложения в первую очередь калием и кремнием, т.е. компонентами, присущими земной коре, причем этот процесс начинается синхронно с появлением первых магматитов на дне океана.

Можно думать, что офиолитовый процесс относится к категории исторических. Тогда в пределах истории планеты следует ожидать первого появления офиолитов и последующей их эволюции. Этот вопрос еще совсем не изучен. Важно подчеркнуть, что установленными в настоящее время наиболее древними образованиями на планете являются серые гнейсы тоналитового (дацитового) состава в Гренландии и некоторых других регионах, возраст которых составляет 3.8 млрд. лет. Они непосредственно перекрыты близким по времени комплексом осадков и вулканитов. Это весьма тесное приближение по времени к возрасту последней крупнейшей метеоритной бом-

барцировки в пределах планет земной группы, происходившей 4.4–4.0 млрд. лет назад (по достоверным лунным материалам) и составлявшей, вероятно, заключительную фазу аккреции планетного вещества или же непосредственно следовавшей после первичной аккреции.

Серые гнейсы не имеют очевидной связи с какими-либо офиолитами, хотя и содержат „включения“ мафитов и ультрамафитов, так же как и некоторых других пород.

Для понимания роли офиолитового процесса во времени необходимо подчеркнуть, что 80% гранитно-метаморфического слоя было сформировано в земной коре континентов ко времени 2.6 млрд. лет назад. Преобладающая часть этого сиалического вещества представляет собой метаморфиты амфиболитовой и гранулитовой фаций. Для разрезов этих комплексов характерно присутствие мощных мафитовых и ультрамафитовых комплексов, которые ряд ведущих исследователей интерпретирует как офиолиты прошлого. Однако имеются очевидные существенные отличия, в первую очередь отсутствие сингенетичных кремнистых осадков, появление анортозитов часто неясного генетического значения и некоторые другие.

В целом можно предполагать следующее.

1. В ранней истории Земли при дальнейших исследованиях будут выявлены гомологи фанеротипных офиолитов и установлены время их появления и закономерности эволюции.

2. После рубежа 2.6 млрд. лет назад подвижные зоны эвгеосинклинального типа закладывались на океаническом основании, и офиолиты таких зон являются отражением этого процесса.

3. Среди океанических пространств в докембрии существовали весьма древние сиалические блоки, возникновение которых, по крайней мере частично, относится к ранним стадиям геологического развития Земли.

Ю.Р. Беккер

#### АЛЬПИНОТИПНЫЕ МОЛАССЫ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ДРЕВНЕЙШИХ ОРОГЕНЕЗОВ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

Молассы докембрия развиты в ряде фанерозойских складчатых областей мира. Анализ литературного материала показывает, что более 50 крупных стратиграфических подразделений относятся к докембрийским молассам, но лишь некоторые из них принадлежат к альпинотипным молассам, которые только и рассматриваются ниже.

К альпинотипным молассам принадлежат комплексы герригенных отложений, по особенностям структурной локализации, составу, строению, положению в формационных рядах близкие к литогическим разрезам кайнозойских моласс Альп.

Шкала докембрия СССР (млн. лет)	Фанерозойские складчатые сооружения				
	Кавказ	Урал	С. Добруджа	Шотландское нагорье и плато Лонг-Маинд	Аппалачи
570 ± 20					
V	□ 1	□ 2 □ 3 □ 4 □ 5 △ 6 △ 7 △ 8 △ 9	□ 13	□ 14 △ 15	□ 18 □ 19 □ 20 △ 21 △ 22
680 ± 20					
R <sub>3</sub>		△ 10		△ 16 △ 17	
1050 ± 50					
R <sub>2</sub>		△ 11			
1350 ± 50					
R <sub>1</sub>					
1650 ± 50		△ 12		□ I △ II △ III	

Рис. 1. Стратиграфическое положение альпийских моласс в фанерозойских складчатых системах Европы и Северной Америки.

I - альпийские молассы; II - комплексы, относимые к молассам; III - псевдомолассы. Региональные стратиграфические подразделения: 1 - урлешская свита, 2 - ашинская серия, 3 - сыльвицкая серия, 4 - чурочная серия, 5 - рымникская свита, 6 - лаптагайская свита, 7 - хойдышорская свита, 8 - моллюдмусюртская свита, 9 - морозовская свита, 10 - зильмердакская свита, 11 -

В пределах Северного полушария молассы докембрия распространены в каледонидах Бриганских островов, герцинидах Урала, Добруджи, Аппалачей, альпийских сооружениях Кавказа. Известны указания их местонахождений в фанерозойских складчатых системах Южного полушария. Так, например, они отмечаются в Капских горах и Аргентинских Андах.

В кратком сообщении нет возможности останавливаться на характеристике конкретных местонахождений моласс докембрия, поэтому ниже мы рассмотрим некоторые их общие особенности.

1. Возраст. В фанерозойских складчатых поясах описаны молассы (рис. 1) верхнего протерозоя. Пока не известно ни одного достоверного местонахождения дорифейских альпинотипных моласс в складчатых поясах. Все они приурочены к фундаментам древних платформ. Возможно, это результат недостаточной изученности архея и нижнего протерозоя в фанерозойских складчатых системах или следствие намечающейся закономерной приуроченности дорифейских моласс к фундаментам древних платформ.

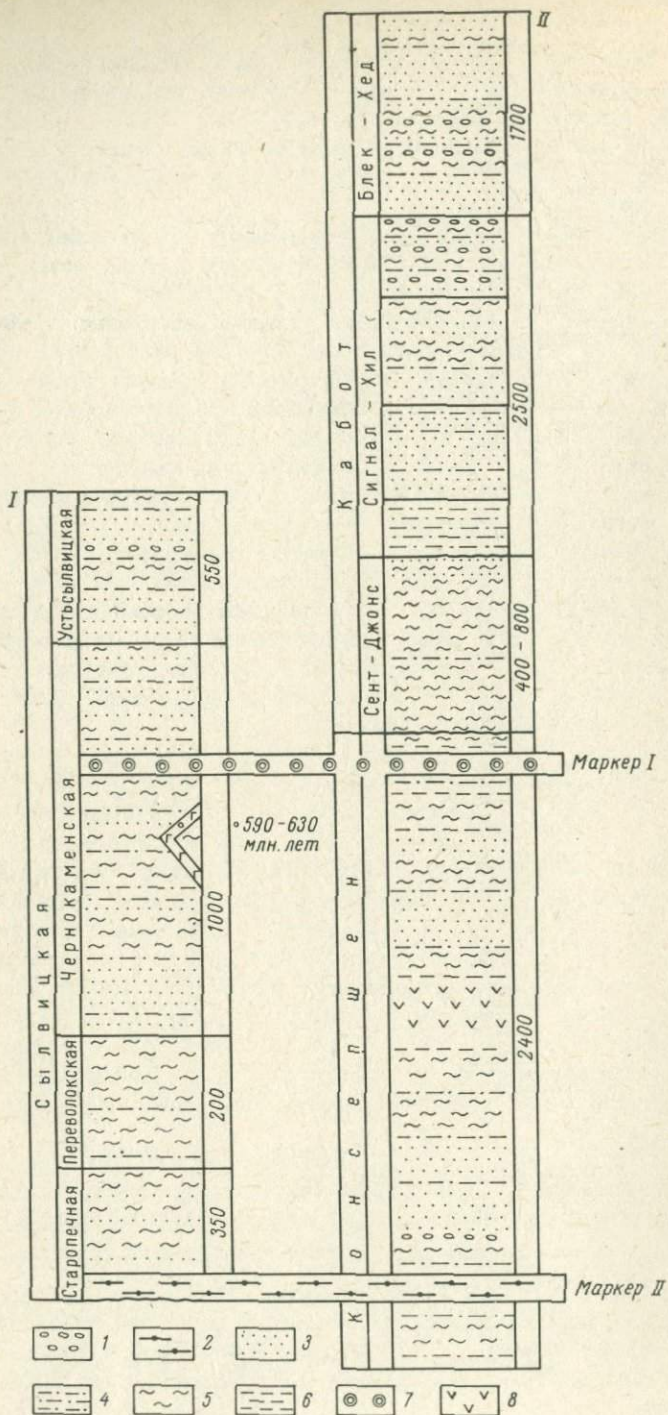
Известные докембрийские молассы складчатых систем фанерозоя тяготеют к самым верхам протерозойских разрезов. Интересно их расположение относительно ледниковых горизонтов и слоев с фауной эдиакарского типа. Альпинотипные молассы докембрия обычно располагаются выше гиллитов. В разрезах, где развито несколько ледниковых горизонтов, в состав моласс иногда входит верхний горизонт лапландского оледенения.

Слои с фауной эдиакарского типа на Урале входят в состав позднедокембрийских моласс, а в Аппалачах они непосредственно подстилают авалонские молассы (рис. 2). И те и иные соотношения свидетельствуют о преимущественно вендском возрасте моласс докембрия в фанерозойских складчатых поясах. В тех случаях, когда соотношения с ледниковыми и фаунистически охарактеризованными горизонтами неизвестны, имеются указания и о довендском, позднерифейском возрасте моласс в складчатых зонах фанерозоя. Однако формационная природа этих комплексов обычно недостаточно обоснована. Во всяком случае, довендские молассы в областях фанерозойской складчатости — скорее исключение из правил, чем общая закономерность. Но даже и в этих случаях сохраняется приуроченность моласс докембрия к верхним горизонтам верхнего протерозоя (рис. 1).

2. Структурное положение. Для верхнедокембрийских моласс устанавливается их локализация как во внешних, так и во внутренних зонах складчатой области. Преимущественное их развитие на-

---

машакская свита, 12 — айская свита, 13 — вендские отложения Преддобруджского прогиба, 14 — Западный Лонгминдиан, 15 — Чарниан, 16 — Торридон, 17 — Мойн, 18 — Кабог, 19 — Ходжуотер, 20 — Масгрейвгаун, 21 — Окои (Грейт-смоки), 22 — Маунтин Роджерс.





блюдается во внешних зонах, в краевой пограничной части платформ и складчатой области, где они протягиваются на сотни километров вдоль простирания складчатой системы. В сторону Восточно-Европейской платформы молассы складчатого обрамления сменяются разновозрастными, более тонкозернистыми платформенными молассами. Зоны развития верхнедокембрийских моласс рассматриваются (Пейве и др., 1977) в качестве гомологов будущих краевых прогибов. Ширина подобных депрессий достигает в Предуралье 250–300 км. Во внутренних зонах фанерозойских складчатых областей докембрийские молассы не имеют сплошного развития, они образуют изолированные мульды (Тирлянская мульда Южного Урала) и грабены (Криволукский грабен Южного Урала).

**3. Степень позднейших изменений.** Хотя докембрийские молассы вовлекались в фанерозое в новое геосинклинальное развитие, они во многом сохранили свои первичные особенности. Степень метаморфизма докембрийских моласс фанерозойских складчатых систем не превышает низких ступеней зеленосланцевой фации. Так, например, палеозойский метаморфизм авалонских моласс не превышает ступеней пренита и хлорита (Брюкнер и др., 1977). Докембрийские молассы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, в фанерозойских складчатых областях неизвестны. Другой примечательной чертой докембрийских моласс является их почти полная амагматичность. Только дайки габбро-диабазов, конго-диабазов и редкие штоки небольших массивов гранитов наблюдаются в зонах распространения моласс.

**4. Сравнительный анализ мощностей.** Относительно мощностей молассовых формаций в геологической литературе высказаны различные представления. Широкое распространение получили представления о малых мощностях докембрийских моласс по сравнению с огромными мощностями их фанерозойских аналогов. Подобные соотношения трактовались как результат слабой интенсивности процессов древнего орогенеза. В связи с тем, что фанерозойские и позднедокембрийские молассы развиты в одних и тех же складчатых поясах и принадлежат к однотипным формациям, сравнительный анализ их мощностей представляет определенный интерес.

Наибольшие мощности докембрийских моласс в фанерозойских складчатых системах Евразии установлены в каледонидах Британских островов, где мощность лонгмайндских моласс оценивается в пределах 3360–4880 м (James, 1956; Андерсон, 1968). Значительные мощности верхнедокембрийских моласс установлены в Америке в Северных Аппалачах, на п-ове Авалон. Разобщенные

---

Рис. 2. Сопоставление среднеуральских и авалонских моласс позднего докембрия.

1 – конгломераты; 2 – гиллиги и гиллоиды; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – глинистые сланцы, алевропелиты, пелиты; 6 – кремнистые породы; 7 – горизонт с эдиакарской фауной; 8 – эффузивы среднего состава.



Рис. 3. Сопоставление максимальных мощностей моласс в фанерозойских складчатых областях.

серии авалонских моласс имеют мощности 5000 м (Кабот), 5400 м (Ходжуотер) и 4200 м (Масгрей-

втаун). Близкие значения мощностей приводятся для верхнедокембрийских моласс Южной Америки, но вне зон фанерозойской складчатости. В остальных случаях мощности позднедокембрийских моласс являются меньшими, что обусловлено различными причинами, в том числе и сокращением мощностей в результате позднейших размывов. Исходя из имеющихся данных, значения 4500–5000 м следует признавать максимальными для докембрийских моласс в зонах фанерозойской складчатости.

Мощность альпийских складчатых моласс в литогических разрезах оценивается различными авторами в пределах 4500 (Трюмпи, 1965)–8000 м (Schuppli, 1958). Примерно в тех же значениях (6000–9000 м) определяется мощность альпийских моласс и в других горных системах и, в частности, на Кавказе и в Карпатах. Таким образом, значения в 8000–9000 м могут быть признаны близкими к максимальным и для альпийских моласс, и в целом для данного типа формации. Приводимые иногда в литературе большие значения (до 20 000 м) основаны на данных, полученных для палеоген–неогеновых отложений Бирмы, мощность которых оценивается неоднозначно (Бруншвайлер, 1977; Кау, 1955; Кришнан, 1954) и некоторые включают как флишевые, так и молассовые отложения.

Известные мощности герцинских моласс близки к альпийским и позволяют считать, что максимальные мощности альпийских и герцинских моласс характеризуются сопоставимыми значениями.

Отложения древнего красного песчаника со времен М. Бертра на вплоть до современных сводок (Беннисон, Райт, 1972) относятся к молассам межгорных бассейнов. Их мощность устанавливается в пределах 3600–6000 м и не намного превышает максимальные мощности позднедокембрийских моласс.

Таким образом, сравнительный анализ максимальных мощностей моласс кайнозоя, палеозоя и позднего докембрия в фанерозойских складчатых системах показывает, что альпийские и герцинские молассы по значениям максимальных мощностей примерно в 1.5–2 раза превышают позднедокембрийские их гомологи (рис. 3).

Необходимо, однако, учесть, что альпийские и герцинские молассы формировались в сравнительно узких краевых прогибах, а докембрийские молассы в значительно более широких депрессиях. Поэтому непосредственное сравнение мощностей не в полной мере

Измерения		Альпийские молассы (Houten, 1974)					Позднедокембрийские молассы		
		Прогибы							
		Альпийский	Аквитанский	Эбро	Южно-Уральский	Средне-Уральский	Северо-Уральский		
Средняя мощность, м		2.5	0.75-1	1	0.6	0.75	0.75		
Площадь распространения, км <sup>2</sup>		100 x 650	100 x 300	100 x 400	220 x 275	350 x 375	325 x 50		
Объем, км <sup>3</sup>		162 500	22 500-30 000	40 000	36 300	98 447	12 187		
							$\Sigma = 146.934$		

характеризует различие в характере орогенических движений в фанерозое и криптозоое. Большое значение приобретает сравнительный анализ объемов разновозрастных моласс.

5. Сравнительный анализ объемов разновозрастных моласс. Объем кайнозойских моласс подсчитан (Houten, 1974) в ряде седиментационных бассейнов, в том числе и в литотипическом Альпийском прогибе. Сходные подсчеты проведены нами для докембрийских моласс в прогибах Приуралья. Исходные данные получены с помощью измерений по „Карте докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления со снятыми фанерозойскими отложениями“ (1978) масштаба 1:2 500 000. Результаты измерений сведены в таблицу.

Анализ данных, приведенных в таблице, показывает, что по объему обломочного материала, вовлеченному в размыв в процессе орогенеза, вендские молассы Урала вполне сопоставимы с альпийскими молассами литотипического разреза. Эти несколько неожиданные результаты позволяют по-новому оценить интенсивность орогенических движений в докембрии Урала и, возможно, в других фанерозойских складчатых системах. Процессы вендского горообразования в восточном складчатом обрамлении Восточно-Европейской платформы вовлекли в размыв огромный объем терригенного материала, который сравнительно равномерно распределялся на обширной территории, ограниченной с запада Волго-Камским массивом, а с востока — горным хребтом. Меньшие мощности моласс докембрия, скорее, результат их размещения в более широких прогибах по сравнению с узкими фанерозойскими системами, а не отражение меньшей интенсивности процессов докембрий-

ского горообразования. Таким образом, выявляются новые черты сходства древних и более молодых орогенезов в фанерозойских складчатых областях.

Альпинотипные молассы докембрия завершают крупный тектонический цикл и несут ценную информацию о его строении и типах пород.

Наличие альпинотипных докембрийских моласс свидетельствует о полициклическом развитии фанерозойских складчатых систем и самостоятельности рифейского этапа их эволюции.

## Л и т е р а т у р а

А н д е р с о н Дж.Г.К. Докембрий Британских островов. - В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., "Мир", 1968.

Б е н н и с о н Д., Р а й г А. Геологическая история Британских островов. М., "Мир", 1972.

Б р у н ш в а й л е р Р.О. Индо-Бирманские хребты. - В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М., "Мир", 1977.

Б р ю к н е р В.Д., Ф о р-М ю р э А., Ш у б е р Ю.А. Сравнение докембрийских серий Ньюфаундленда (Канада) и Анти-Атласа (Марокко). - В кн.: Корреляция докембрия. Т. 2. М., 1977.

К а р г а докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления со снятыми фанерозойскими отложениями. М 1 : 2 500 000. Мингео СССР, 1978.

К р и ш н а н М.С. Геология Индии и Бирмы, М., ИЛ, 1954.

П е й в е А.В. и др. Тектоника Урала. М., 1977.

Т р ю м п и Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. - В кн.: Тектоника Альпийской области. М., 1965.

Н о u t e n F.B., V a n. Northern Alpine molasse and similar Cenozoic sequences of Southern Europe. - Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. a. Miner, 1974, N 19.

J a m e s J.H. The structure and stratigraphy of part of the Pre-Cambrian outcrop between Church Stretton and Linley Shropshire. - Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London, 1956, v. 112, pt. 3, N 447.

К а у М. Sediments and subsidence through time. - Geol. Soc. of America, Special paper, 1955, N 62.

С c h u p p l i H.M. Zur Geologie und den Erdölmöglichkeiten des Schweizer Molassebeckens. - Zeitschrift der Deutsch. geol. Gesellschaft, 1958, Bd. 109, T. 2.

## ДОКЕМБРИЙ И ФАНЕРОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Результаты изучения различных аспектов докембрийской геологии древних щитов, накопленные за последнее десятилетие, все с большей остротой обнажают сложность проблемы соотношения докембрия и фанерозоя. Прежде всего это касается соотношения фанерозойских складчатых поясов с докембрийской корой кратонов. В литературе известны различные, нередко взаимоисключающие точки зрения по этому вопросу. Именно в связи с этим авторам статьи представляется целесообразным кратко изложить современные данные по этой проблеме и рассмотреть ряд вопросов, с ней связанных.

1. Действительно ли в фанерозойских складчатых поясах широко развит докембрий? Как известно, ранее и сейчас вопрос о присутствии докембрийских образований в фанерозойских складчатых поясах является дискуссионным. Встречающиеся в них геологические комплексы, в том числе метаморфические и плутонические, часто относятся к единому этапу формирования континентальной земной коры, т.е. к единому геосинклинальному комплексу или циклу развития. По мере познания строения и эволюции фанерозойских поясов и накопления геохронологических данных становится все более очевидным, что большинство метаморфических и других кристаллических пород, слагающих многочисленные массивы или обнажающихся в ядрах геантиклинальных структур, являются докембрийскими и даже раннедокембрийскими. Такие древние комплексы ныне известны в фанерозойских складчатых поясах самого разного возраста, вплоть до современных окраинно-континентальных поясов (рис. 1). Этот вопрос широко освещен в литературе.

2. Второй вопрос — где в фанерозоиде встречается докембрий, т.е. каково его геологическое положение в них? В настоящее время установлено, что докембрийские комплексы часто составляют основание фанерозойских складчатых поясов. Их выходы известны не только в миогеосинклинальных, но даже в эвгеосинклинальных зонах. Природа докембрийских образований как комплекса основания наглядно иллюстрируется примерами таких поясов, где этот докембрийский комплекс можно проследить последовательно от смежного со складчатым поясом кратона через миогеосинклинальную зону в эвгеосинклиналь. Это каледониды Шотландии и Аппалачей, герциниды Урала (рис. 2), каледониды и герциниды Центрально-Азиатского пояса (Ф.П. Митрофанов и др., см. настоящий сборник).

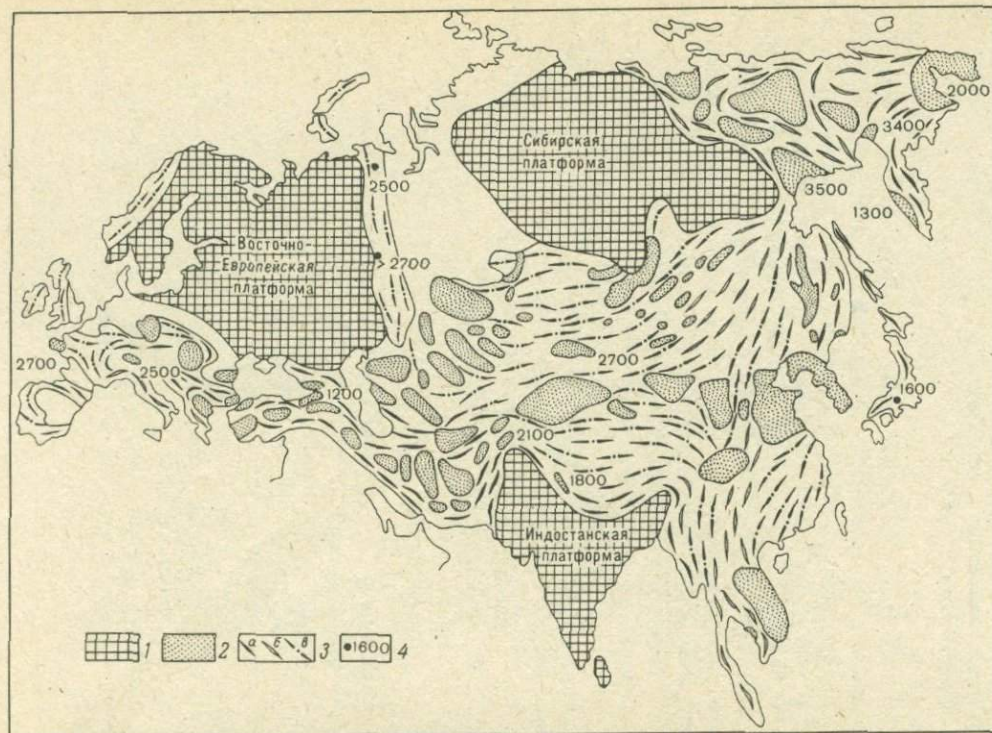


Рис. 1. Схема размещения докембрийских блоков в разновозрастных фанерозойских поясах (Чиков, 1978 с изменениями и дополнениями) и некоторые геохронологические данные (Кратц и др., 1981; Васильев, 1980 г., Волобуев и др., 1981г.; Кузьмин, Чухонин, 1980 г. и др.).

1 - древние платформы; 2 - срединные массивы; 3 - фанерозойские пояса (а - альпиды, б - мезозойды, в - палеозойды); 4 - значения радиометрического возраста.

Рис. 2. Схема размещения гнейсово-мигматитовых комплексов Урала (Дорофеев, 1976 г.).

1 - гнейсово-мигматитовые комплексы; 2 - антиклинории; 3 - синклинории; I - Предуральский прогиб; II - Западно-Уральский синклиниорий; III - Центрально-Уральский антиклинорий; IV - Тагильско-Магнитогорский синклиниорий; V - Восточно-Уральский антиклинорий; VI - Восточно-Уральский синклиниорий; VII - Зауральский антиклинорий; VIII - Тюмень-Кустанайский синклиниорий.

3. Какой же была докембрийская кора, на которой закладывались фанерозойские складчатые пояса? В ряде поясов фанерозой установлено, что фундаментом для них являлась уже достаточно зрелая докембрийская сиалическая кора. На это указывают характерные параметры высокого содержания  $K_2O$  и  $SiO_2$  в средних составах комплексов основания, близкие к таковым для древних докембрийских щитов (рис. 3). Зрелость сиалической коры фундамента здесь выражена в широком развитии кислых чарнокит-гранулитовых и мигматитовых образований, в массивах докембрийских поздне- и посторогенных калиевых гранитоидов.

4. Возникает и такой вопрос: имеется ли какая-нибудь зависимость возраста и характера фанерозойских складчатых поясов от возраста и строения докембрийского складчатого фундамента? Представляется, что такая прямая зависимость отсутствует. Так, в каледонидах Скандинавии складчатый пояс в своем простирании залегает и на дальсландидах, и на свекофеннидах, а затем на карелидах и на археидах (рис. 4). Уральский пояс на Южном и Среднем Урале закладывался на архейско-карельском складчатом



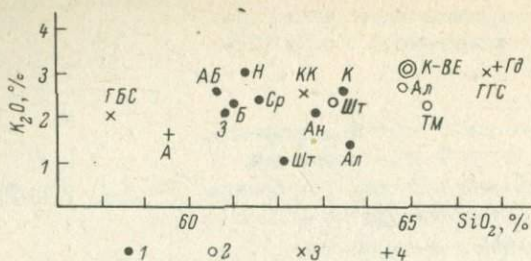


Рис. 3.  $K_2O$  и  $SiO_2$  в средних составах раннедокембрийских (дорифейских) комплексов основания фанерозойд в сравнении с комплексами шитов и фундаментов древних платформ.

1 - средние составы гранулитовых комплексов; Э - эрзинского в Центрально-Азиатском поясе (по Ф.П. Митрофанову, И.К. Козакову), Н - в каледонидах Норвегии, Шт - в каледонидах Шотландии, Ал - Алданского шита (по Е.А. Кулишу), Ан - Анабарского шита, К - Канадского шита, Ав - Австралии, Б - Бразилии, Ср - вычисленный из всех; 2 - средние составы: ТМ - дорифейских комплексов западной Монголии и Южной Тувы в комплексе основания каледонид (по Ф.П. Митрофанову, И.К. Козакову), Шт - докембрия Шотландии, Ал - Алданского шита (по Е.А. Кулишу), К - Канадского шита, ВЕ - фундамента Восточно-Европейской платформы (по А.Б. Ронову); 3 - средние составы: КК - континентальной коры, ГБС - гранулитобазитового слоя континентальной коры, ГГС - гранито-гнейсового слоя континентальной коры; 4 - средние составы: А - андезитов, Гд - гранодиоритов. Составы, специально не оговоренные, взяты из книги Б.Г. Лугца (1975).

основании, а на Северном и на Полярном Урале - на байкальском фундаменте. Аналогичная картина характерна для Монголо-Охотского и фанерозойского пояса Аппалачей Северной Америки (рис. 5).

5. Сопоставимы ли типы развития мобильных поясов докембрия и фанерозоя? Мы выделяем две категории мобильных поясов докембрия (Кратц и др., 1981): 1) с геосинклинальной подготовкой, т.е. мобильных поясов, в которых имела место временная сопряженность эндогенных процессов в фундаменте и в геосинклинальных супракрусальных формациях, и 2) без геосинклинальной подготовки, т.е. мобильных поясов, развивающихся в пределах стабильных структур и лишенных накопления геосинклинальных толщ, сопряженных с эндогенными процессами. Для раннедокембрийских поясов первой категории характерна интенсивная тектоническая и вещественная переработка комплекса основания и супракрусального комплекса, т.е. инфра- и супраструктур, нередко с утратой четких границ между ними (см. статьи в настоящем сборнике К.О. Кратца и др.



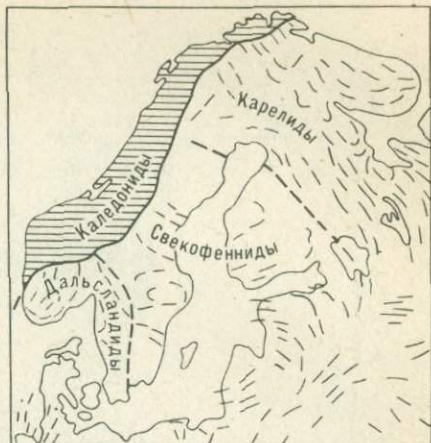
Рис. 4. Соотношения каледонид Скандинавии с разновозрастными докембрийскими структурами.

„Принципы и методы...“ и Ф.П. Мигрофанова и др). В поясах позднего докембрия эта переработка несколько ослабевает, а для фанерозойских она вообще не характерна.

Для поясов второй категории, которые появились в конце позднего архея и широкое развитие получили в позднем докембрии, характерна интенсивная структурная и вещественная переработка инфраструктуры и осадочных чехлов (если они имели место), по возрасту более древних, чем эндогенные процессы.

В фанерозое пояса этой категории встречаются реже и характеризуются специфическими региональными особенностями, как, например, Иртышская зона смятия и Монголо-Охотский пояс на мезозойском этапе. Наряду с этим среди раннефанерозойских поясов, заложившихся в позднем докембрии, отчетливо выделяются обе категории поясов. Одни из них развиваются по типу фанерозойских поясов, т.е. поясов с геосинклинальной подготовкой, например мобильные пояса юга Восточной Сибири, другие — Мозамбикский пояс и др. — в фанерозое развиваются как пояса без геосинклинальной подготовки.

6. Существуют ли глобальные закономерности пространственного размещения фанерозойских складчатых поясов и зависят ли они от докембрийской истории Земли? Опираясь главным образом на палеомагнитные данные, К.Конди (Condie, 1976) и некоторые другие исследователи показывают, что по крайней мере до палеозоя все существующие ныне материки составляли единый суперконтинент — Пангею (рис. 6). В его контурах расположение каледонско-герцинских поясов резко отличается от положения мезо-кайнозойских поясов. Каледонско-герцинские пояса представляются интраконтинентальными, они отмечают собой границы расчленения Пангеи на палеозойские материки. Мезо-кайнозойские пояса по отношению к этому реконструированному суперконтиненту являются периконтинентальными и отмечают собой главные структуры типа „континент-океан“. Этим подчеркивается или, возможно, определяется наличие двух крупнейших и резко отличных друг от друга этапов фанерозойского тектогенеза: каледонско-герцинского и мезо-кайнозойского.





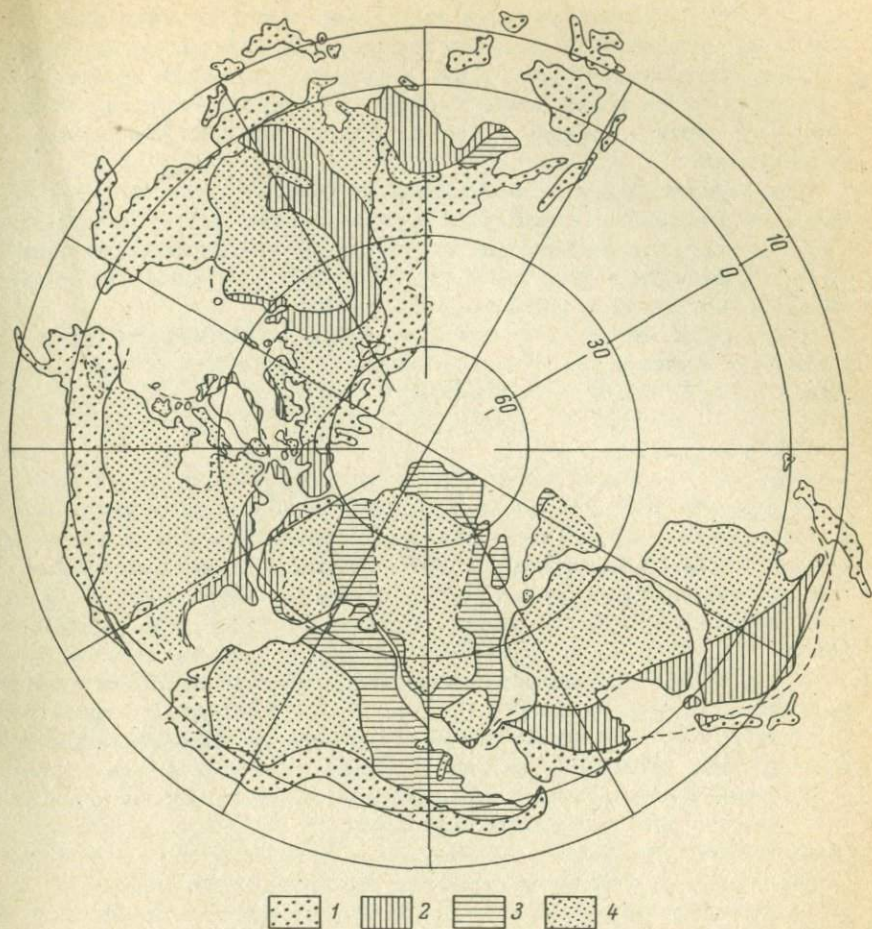


Рис. 6. Размещение фанерозойских поясов на суперконтиненте Пангея (Condie, 1976, упрощено).

Разновозрастные области земной коры: 1 - < 200 млн. лет, 2 - 200-600 млн. лет, 3 - 600-800 млн. лет, 4 - докембрийские кратоны.

Для первого тектогенеза ведущим процессом являлась, по-видимому, деструкция континентальной коры, определявшая расчленение Пангеи на отдельные материковые массы. Для мезо-кайнозойского этапа характерны, вероятно, и деструктивные, и конструктивные процессы, выраженные в явлениях различного взаимодействия континентов и океанов.

В том, что касается докембрийских мобильных поясов, то большая часть их являлась, видимо, интраконтинентальными (Кратц

и др., 1981). Однако развитие их, скорее всего, не приводило к широкому нарушению сплошности сиалической коры, к расчленению крупных материковых масс. Лишь в позднем докембрии некоторые мобильные пояса (пояс Белт, Коронейши Северной Америки) обнаруживают черты, сходные с мезо-кайнозойскими маргинальными структурами.

Как следует из приведенных данных, фанерозойские складчатые пояса обнаруживают своеобразие и определенную автономность, независимость от докембрийских структур. Это обстоятельство должно настораживать в отношении применимости „фанерозойских“ тектонических понятий и терминов к докембрию.

Несомненно, затронутые вопросы требуют дальнейшего, более глубокого изучения. Авторы надеются, что настоящая статья послужит импульсом для таких работ.

### Л и т е р а т у р а

К р а т ц К.О., Х и л ь т о в а В.Я., В р е в с к и й А.Б., З а п о л ь н о в А.К., К р ы л о в И.Н., М а н у й л о - в а М.М., П л а г у н о в а А.П. Этапы и типы корообразования в докембрии древних щитов. Л., „Наука“, 1981.

К и н г Ф. Докембрийская геология США. М. „Мир“, 1979. 95 с.

Л у т ц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., 1975. 167 с.

S o n d i e К.С. Plate Tectonics Crustal Evolution. USA, 1976.

Н.И. Московченко

ОБ ЭВОЛЮЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ  
ЦЕНТРАЛЬНО-ЕВРОПЕЙСКОГО ПОЯСА ГЕРЦИНИД

Среди кристаллических образований пояса герцинид Центральной Европы лишь породы пентеврия с возрастом 2.6 млрд. лет, развитые в Северной Бретани и на островах прол. Ла-Манш, могут быть достоверно отнесены к фундаменту (рис. 1). Большинство же метаморфических пород молданубской зоны герцинид знаменуют начальные этапы развития этого складчатого пояса, представляющего тектонотип длительно развивающегося орогена со сквозным проявлением процессов кадомского, каледонского и герцинского тектогенеза (La chain ..., 1977). В осевой части зоны среди Молданубского ядра Чешского массива, Овернского ядра Центрально-Французского массива, покрова Шантос на юге Армориканского массива и в массиве Кабо Ортегаль Северо-Западной Испании обнажаются эклогито-гнейсовые комплексы, для которых сходство вещественного состава, условий, направленности и возраста эндогенных преобразований настолько очевидны, что их относят к единому катазональному уровню кристаллического основания (Forestier, 1977), становление которого произошло в процессе кадомского цикла орогении (900-750 млн. лет назад). Субстрат этих комплексов, сформированный не ранее 1.5 млрд. лет назад (Jager, 1977), представлен породами лептинито-амфиболитовой фации, залегающей среди монотонных гнейсов, например нижних частей разреза молданубикума, и пестрых серий разнообразных, в том числе основных, гнейсов и сланцев, карбонатных пород, кварцитов, часто не содержащих признаков высокобарического метаморфизма.

Интенсивные эндогенные процессы второго - раннекаледонского (позднеассинтского) цикла проявились в интервале 600-480 млн. лет назад, охватили породы позднего докембрия и разрезы молданубикума, не участвующие в метаморфизме первого цикла, а также подвергли переработке глубинные эклогито-гнейсовые комплексы. Цикл начинался низкотемпературными преобразованиями в процессе железногорской и чешской фаз складчатости и завершился

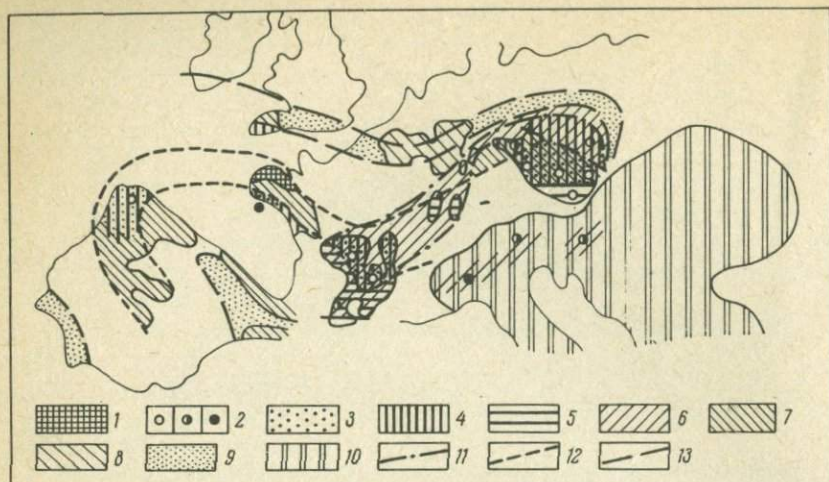


Рис. 1. Метаморфические пояса герцинских складчатых сооружений Центральной Европы.

1 - выходы гранитизированных гнейсов и амфиболитов пентеврианского фундамента ( AR ); 2 - участки распространения эклогитов; 3 - области распространения пород эклогито-гнейсовой (гранулитовой) формации позднего докембрия. Области проявления позднеассинтского или раннекаледонского метаморфизма: 4 - кианит-силлиманитового типа, 5 - андалузит-силлиманитового типа. Области проявления герцинского метаморфизма: 6 - кианит-силлиманитового типа, 7 - андалузит-силлиманитового типа; 8 - области проявления позднегерцинского регионально-контактного высокоградиентного зонального метаморфизма; 9 - передовые прогибы позднекарбового возраста, ограничивающие Центрально-Европейский пояс герцинид; 10 - область альпийского тектогенеза; 11 - границы герцинского метаморфического пояса с низкоградиентными режимами; 12 - границы области проявления протерозойского низкоградиентного метаморфизма; 13 - границы передовых прогибов.

становлением метаморфической зональности при различном вертикальном градиенте температур. По периферии ядер проявился низкоградиентный метаморфизм, где на кульминационном этапе, отвечающем границе O и S, сформировались эклогитоносные сланцевые комплексы. Суперструктура этих же зон в начале среднего палеозоя характеризуется геосинклинальным типом осадконакопления (Тектоническое развитие ..., 1963).

На рубеже S и D отмечается новая вспышка эндогенных процессов, представляющих собой третий - бретонский цикл (350-400 млн. лет назад). В это время были сформированы поздние

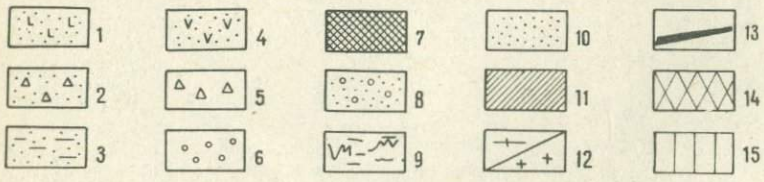
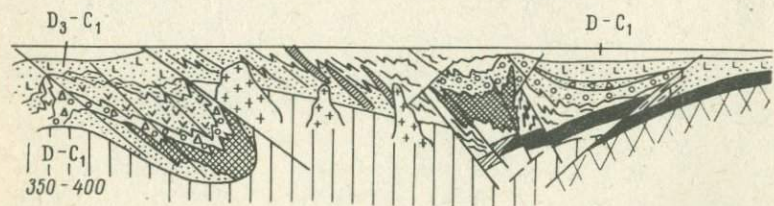
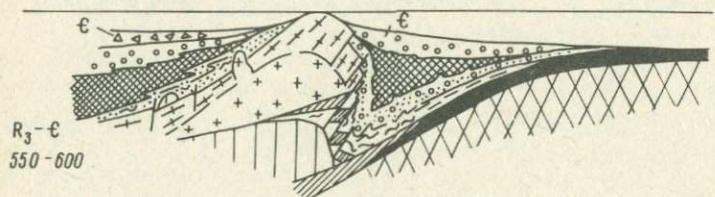
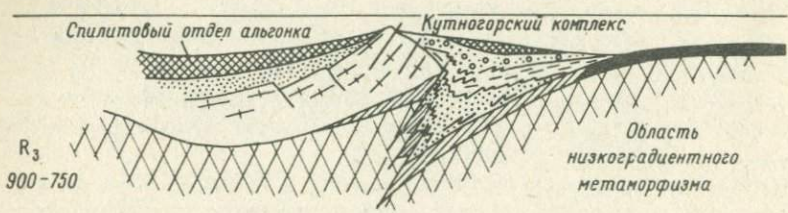
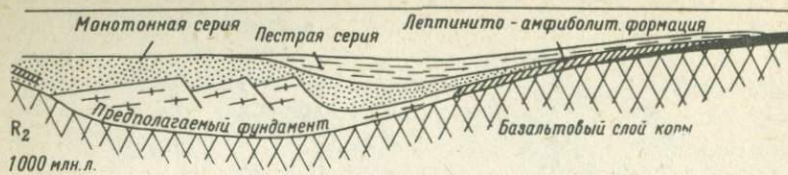
метаморфические пояса, срезающие старые структурные направления (рис. 1). Процессы метаморфизма охватывали отложения  $\epsilon$ ,  $O$  и  $S$ . Бретонский цикл также был неоднороден по геотермическому режиму. Пояса с зональностью кианит-силлиманитового типа развивались под углом к молданубской зоне, как бы разделяя блоки ранней стабилизации. Эти же пояса контролировали накопление позднепалеозойского кульма ( $D_3 - C_1$ ).

Последний, четвертый, эндогенный цикл связан с судетской и рудногорской фазами складчатости позднегерцинского времени (250–350 млн. лет назад). Он сопровождался становлением основной массы гранитоидов и высокоградиентным метаморфизмом регионально-контактового типа, локализованного преимущественно в пределах ядер ранней стабилизации.

Кратко рассмотренная история эндогенных преобразований и данные о 1) временных соотношениях эндогенных и экзогенных процессов, проявленных соответственно в инфра- и суперструктуре, 2) вещественном составе новообразованных осадков и пород, подвергающихся метаморфизму, 3) геотермической характеристике глубинных процессов и их направленности и 4) особенностях деформаций и плутонизма положены в основу предлагаемой геодинамической модели развития Центрально-Европейского пояса герцинид, учитывающей главным образом особенности развития Чешского массива (рис. 2). В модели находят отражение концепция трехстадийного развития подвижных областей, включающего раскрытие океанического бассейна, его сокращение и закрытие (Дьюи, Берд, 1974а, б).

Особое внимание следует обратить на ранние этапы развития, когда в условиях растяжения и деструкции сиалического фундамента возникала формация пород, давшая начало эклогито-гнейсовым комплексам, чрезвычайно характерным для разновозрастных геосинклинальных систем. Такие комплексы часто относят к фундаменту. Однако история сквозного развития длительно живущего орогена Центральной Европы показывает, что формирование эклогито-гнейсовых комплексов отражает ранний этап становления герцинид, а непрерывная и направленная эволюция структуры не позволяет отрывать этот этап от всей истории Центрально-Европейского пояса.

Необходимо также подчеркнуть, что саморегулирующим механизмом развития подвижного пояса являются процессы дифференциации вещества, обусловленные эндогенными факторами. Эндогенные режимы, с одной стороны, зависят от типа тектонических движений, а с другой стороны, определяя характер глубинной дифференциации, предопределяют заложение и развитие структурно-тектонических зон. Так, латеральная вещественная неоднородность, возникающая на стадии спрединга, предопределяет место заложения зоны ранних нисходящих движений, в которых возникают низкоградиентные геотермические режимы. Последние, в свою очередь, обеспечивают на нижних урвах литосферы соответствующие условия для селективного плавления глубинного вещества. Магматичес-





кое фракционирование и подъем расплавов с разных уровней дают начало инверсии оротектонической зоны и комплементарному заложению смежных прогибов, выполненных плотными базальтоидами. Дальнейшее центробежное разрастание орогена и появление контрастных структурно-тектонических зон также связано с типами эндогенных режимов и характером глубинной дифференциации вещества.

Интересной особенностью длительно развивающихся складчатых систем является возрастная и генетическая связь процессов в инфра- и суперструктуре. Такая связь наиболее отчетливо проявляется в периоды эндогенных циклов, которые могут неоднократно повторяться в истории развития подвижной области. Комплексы пород, связанные с ранними эндогенными циклами, визуально не отличаются от истинного фундамента. Расчленение этих различных по тектонической природе глубокометаморфизованных комплексов требует историко-геологического анализа с использованием всех формационных, структурных, петрогенетических и радиометрических данных.

### Л и г е р а г у р а

Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали. В кн.: Новая глобальная тектоника (Тектоника плит). М., "Мир", 1974а, с. 130-190.

---

Рис. 2. Модель тектоно-метаморфического развития Центрально-Европейского пояса герцинид.

1 - эвгеосинклинальные формации (Грац, Каринтия, Сауальпы)  $D-C_1$  и формации кульма в Центральной Европе  $D_3-C_1$ ; 2 - кислые вулканиды и герригенные образования (Грац, Каринтия, Сауальпы); 3 - силурийские сланцы и силициты Рудногорско-Тюрингской области; 4 - осадочно-вулканогенные геосинклинальные отложения ордовика и силура в Рудногорско-Тюрингской области и в Тепла-Баррандовой области; 5 - кварцито-карбонатно-сланцевые голши и кислые вулканиды эокембрия тех же областей; 6 - грубокластические голши эокембрия (конгломераты, граувакки, псаммиты) и позднего альгонка; 7 - формация основных вулканидов спилитового отдела альгонка; 8 - герригенные образования кутногорского (Северо-Молданубского) и сваргенцкого комплексов; 9 - пестрая группа пород молданубской серии (сланцы, кварциты, кальцифиры, мраморы); 10 - монотонная группа молданубской серии (парагнейсы, сланцы); 11 - лептиниты и амфиболиты молданубского эоклогито-гнейсового комплекса; 12 - древняя континентальная кора и области ее переплавления; 13 - новообразованная океаническая кора; 14 - базальтовый слой коры; 15 - комплекс глубинных магматических пород, возникающих при длительном фракционировании базальтовых магм и наращивающих оротектоническое мобильное ядро подвижной области.

Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника (тектоника плит). - Там же, 1974б, с. 191-219.

Тектоническое развитие Чехословакии. М., ИЛ, 1963.

Forestier F.H. Les domaines du metamorphisme de plus haut degre en Armorique meridionale, correlations a travers l'Europe moyenne. - In: La Chaine varisque d'Europe moyenne et occidentale, Paris, 1977, p. 57-60.

Jager E. The evolution of the central and west European continent. - In: La chaine varisque d'Europe moyenne et occidentale. Paris, 1977, p. 227-239.

La chaine varisque d'Europe moyenne et occidentale, Paris, 1977.

Г.М. Заридзе

#### О ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ В СОСТАВЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СУБСТРАТА КАВКАЗА

Территория Кавказа представляет собой северную часть Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского геосинклинального пояса. Крайне северной альпийской структурой является мегантиклинорий Большого Кавказа. Схема строения Кавказа с севера на юг рисуется следующим образом (см. рисунок).

I - Предкавказская (скифская) плита; I<sub>1</sub> - Северо-Кавказский краевой массив (зоны: а - Передового хребта, б - Бечасынская, в - Лабино-Малкинская, г - Северо-Кавказская моноклираль); II - мегантиклинорий Большого Кавказа (поднятия зоны Главного хребта: 1 - Чугушское, 2 - Софийское, 3 - Теберда-Дигорское, 4 - Шхара-Адайхохское); III - Закавказская межгорная область - Срединный массив (зоны: а - Грузинская глыба, б - Аджара-Триалетская складчатая зона, в - Артвино-Болнисская глыба, г - Азербайджанская глыба); 1У - мегантиклинорий Малого Кавказа (зоны: а - Локско-Карабахская, б - Севано-Акеринская, в - Кафанская, г - Мисхано-Зангезурская, д - Еревано-Ордубадская, е - Тальшская); У - Араксинский межгорный прогиб; У1 - прогнущии домезозойских серпентинитов; VII - выходы домезозойского кристаллического субстрата (метаморфитов и гранитоидов).

Субстрат территории Крыма сложен верхнедокембрийскими кристаллическими породами, к северу от него, в районе Кривого Рога и Курской магнитной аномалии, установлен нижнепротерозойский складчатый пояс.

Древние кристаллические образования территории Кавказа всегда привлекали внимание геологов. О возрасте входящих в них пород высказывались различные мнения. Все геологи, работающие на Большом Кавказе, допускали наличие в его составе как палео-

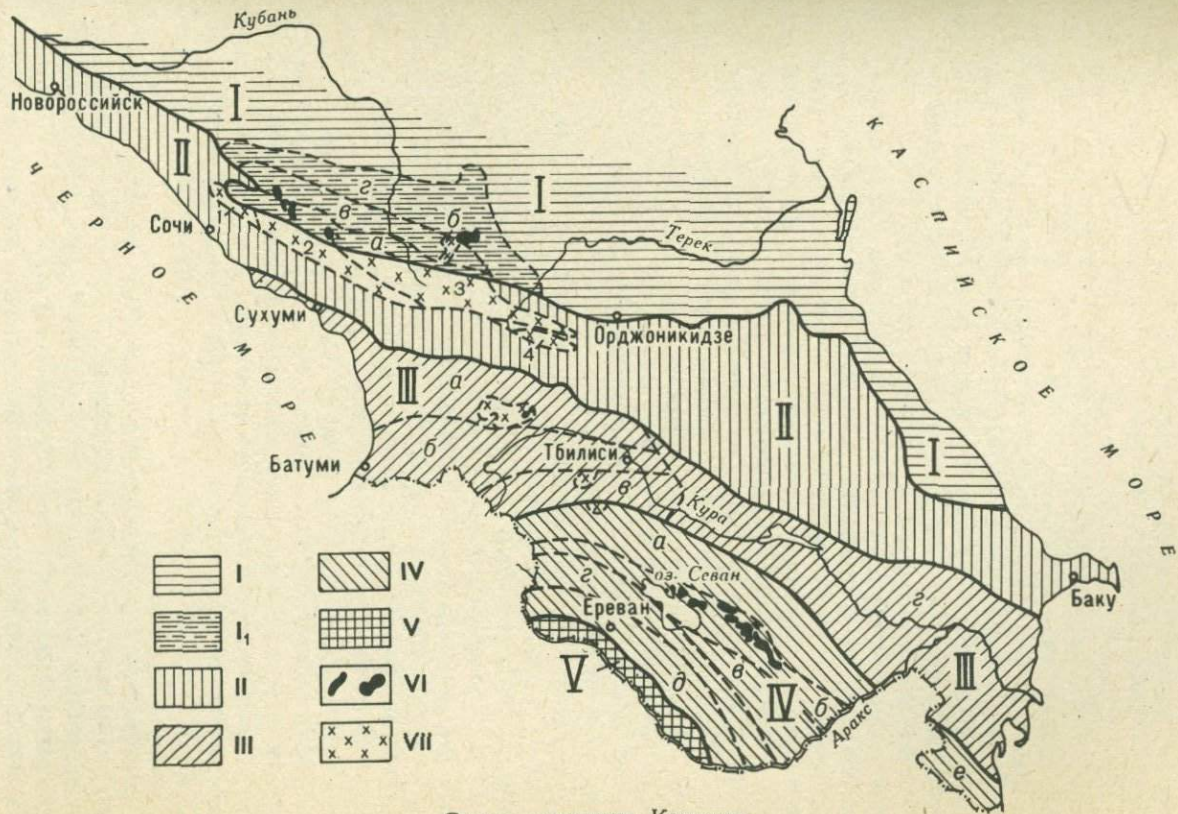


Схема строения Кавказа

зойских, как и допалеозойских кристаллических сланцев (Герасимов, 1929; Кузнецов, 1942; Заридзе, Тагришвили, 1947, и др.). То же следует сказать о выступах пород субстрага (см. рисунок). Закавказской межгорной области (Закавказского срединного массива): Дзирульского, Храмского, Локского и территории Армении (Аракелян, 1964; Геология ..., 1974).

Интересующие нас древние образования Кавказа объединяются в две группы. Первая — амфиболиты и ультрамафиты, вторая — кристаллические сланцы и гнейсы.

Амфиболиты и ультрамафиты. На территории Кавказа докембрийскими образованиями, видимо, являются породы древней океанической коры (амфиболиты), встречающиеся в виде небольших выходов (останцов), уцелевших от многократной, начиная с верхнего докембрия (верхний протерозой), переработки (Заридзе, 1970). Они были описаны на Северном Кавказе и в выступах Закавказского срединного массива (Заридзе, Тагришвили, 1953а-в, 1959; Заридзе, Тагришвили, Джавахишвили, 1958), к югу от которого развит малокавказский (Севано-Акеринский) офиолитовый пояс (абсолютный возраст полевого шпата пегматитового габбро  $583 \pm 30$  млн. лет; средняя цифра возраста секущих офиолиты плагиогранитов 512 млн. лет). Западное продолжение Севано-Акеринского пояса допускается в Северной Анатолии и Вардарской зоне, которые фиксируют положение палеоокеана Тегис, переставшего существовать, по-видимому, в конце мела в связи с конвергенцией Африкано-Аравийской и Европейско-Азиатской плит.

В пределах Центральной зоны воздымания антиклинория Главного хребта (зона Главного хребта) выделены три древние серии (Сомин, 1971). Первая из них, распространяющаяся в восточной части южного края Софийского поднятия, в междуречье Большой Лабы и Кодори, названная буульгенской серией, представлена преимущественно амфиболитами; вторая, стратиграфически вышележащая, наблюдающаяся на северном краю того же поднятия — макерская — сложена слюдяными сланцами, гнейсами и мигматитами; третья, верхняя, серия — лабинская — снизу сложена хлоритовыми и амфиболитовыми плагиогнейсами с горизонтом мраморов, кварцевыми, кварц-хлоритовыми, кварц-эпидот-роговообманковыми сланцами, конгломератами с хлорит-микрогнейсовым цементом, кварц-хлорит-мусковитовыми и другими сланцами, амфиболитами и в верхней части слюдяными сланцами с гранатом, ставролитом, кианитом и линзами мраморов.

В начале пятидесятых годов и позже (Заридзе, Тагришвили, 1953 а-г, 1959; Заридзе, 1970) амфиболиты буульгенской серии нами были отнесены к наиболее древним (докембрийским) образованиям Большого Кавказа и высказано мнение, что они составляли переработанное базитовое ложе древнего океана (океаническую кору), в которой закладывались древние геосинклинали.

Следует отметить, что во многих местах, в частности на Балтийском и Украинском щитах, в гранитоидах отмечаются значитель-

ные останцы габбро-амфиболитов и биотит-амфиболитовых гнейсов (Муратов, 1966). Высказывается мнение, что эти породы относятся к наиболее древней земной коре, исходные породы которой представляли мафиты, подвергшиеся впоследствии переработке под воздействием процессов гранитизации, обусловившей в конечном счете образование гранито-метаморфитовой протоплатформы (абсолютный возраст 2800-2700 млн. лет).

Наряду с древними амфиболитами в тектонической зоне Передового хребта отмечаются мелкие выходы офиолитов (амфиболиты, серпентиниты) со спорадическими мельчайшими включениями эклогитов (Татришвили, 1969, 1970). Офиолиты представляют собой шарьированные пластины древней (докембрийской) земной коры (Гамкрелидзе, 1976; Заридзе, Шенгелиа, 1978; Zaidze, Shengelia, 1978).

Наиболее крупные выходы гипербазитов (серпентинитов) известны в Бечасынской зоне, такие как Беденский и Нижнегебердинский, являющиеся, по всей вероятности, одновозрастными с вышеупомянутыми мелкими пластинами офиолитов Передового хребта и имеющими аналогичное с ними происхождение (см. рисунок).

Беденский и Нижнегебердинский массивы секутся соответственно плагиогранитами (абсолютный возраст 500 млн. лет) и гранитоидами (470-450 млн. лет). Это указывает на то, что возраст рассматриваемых гипербазитов не моложе кембрия и, скорее всего, они являются докембрийскими образованиями, поднятыми к поверхностным горизонтам герцинскими тектоническими движениями.

В Дзирульском выступе Закавказского срединного массива (Западная Грузия) к наиболее древним образованиям следует отнести также те переработанные мафиты (амфиболиты), которые инъецированы всеми другими эндогенными образованиями. В состав этих пород входят амфибол и разрушенный плагиоклаз основного состава. Изменение амфиболитов выражено в появлении сланцеватости, обусловленной превращением роговой обманки в биотит, местами, в свою очередь, подвергшийся хлоритизации. В амфиболитах фиксируются инъекции кварца и калиевого полевого шпата. В поле можно наблюдать, как амфиболиты постепенно трансформируются в роговообманково-биотитовые сланцы и далее в гнейсовидные гранитоиды. И в данном случае амфиболиты нами рассматриваются в качестве пород, составляющих в верхнем кембрии океаническое ложе, в котором закладывались древние геосинклинали (Заридзе, 1970).

Кроме указанных древних амфиболитов в восточной части Дзирульского выступа Г.М. Заридзе были отмечены фрагменты офиолитов (Гамкрелидзе, Заридзе, Лобжанидзе, 1965). Здесь в бассейнах рек Лопанисцкали и Чератхеви развита нижнепалеозойская исходно вулканогенно-терригенная толща преимущественно филлитового состава, которая с юга и севера тектонически ограничена герцинскими гранитоидами. В северной части развития толщи имеются небольшие выходы (протрузии) серпентинитов и ассоциирую-

шихся с ними амфиболитов, по-видимому, позднепротерозойского (рифей) возраста. Позже офиолиты Даирульского выступа были охарактеризованы И.П. Гамжрелидзе, Г.Д. Думбадзе, М.А. Кекелия и др. (1979).

Древние базиты имеются и в Локском выступе Закавказского срединного массива, находящегося в 100 км южнее г. Тбилиси. Они представлены в виде различных габброидов и амфиболитов, нередко преобразованных в полосчатые меланократовые биотитовые сланцы, инъецированные кварц-полевошпатовым материалом. Мы и в данном случае допускаем, что на докембрийском океаническом ложе заложилась геосинклиналь, породы которой в настоящее время представлены гнейсами и кристаллическими сланцами (мусковитовыми и двуслюдяными), инъецированными кварцем и плаггиоклазом вместе либо порознь, а также графитовыми, слюдисто-графитовыми и хлорит-мусковитовыми сланцами и линзами окварцованных известняков. Со сланцами связаны синхронные дайки и пластовые тела метаморфизованных диабазов, габбро-диабазов и порфириров.

Храмский выступ Закавказского срединного массива, так же как и Локский выступ, расположен вблизи г. Тбилиси, юго-западнее от него и недалеко от Локского выступа. Предполагаемая базитовая океаническая кора (амфиболиты) в этом выступе в отличие от Локского выступа замаскирована либо переработана полностью. Однако здесь встречаются фрагменты (мелкие останцы) верхнепротерозойско-нижнекембрийской офиолитовой серии пород (серпентиниты и ассоциирующиеся с ними пироксениты и габброиды), взаимоотношение которых с нижнерассмотренными кварцевыми диоритовыми гнейсами нечеткое. Следует отметить, что в Храмском выступе определенные габброиды имеют относительно более молодой возраст, чем гнейсы (Заридзе, Тагришвили, 1953в; Заридзе, 1961).

Кристаллические сланцы и гнейсы. Начиная с 1953 г. (Заридзе, Тагришвили, 1953а-г; Заридзе, 1961, с. 84-87) нами неоднократно отмечалось, что указанные выше останцы океанической коры и заложённые в них древние геосинклинальные образования подвергнуты метаморфизму и метасоматизму, особенно интенсивно в герцинском цикле, в связи с процессом регионального гранитообразования, вызвавшего существенную минералого-структурную нивелировку пород различного возраста, нередко обнаруживающих взаимопереходы. Эти процессы привели также к аргонному их омоложению. Например, возраст мусковита из жилы пегматита, связанного с локскими гранитоидами,  $370 \pm 20$  млн. лет. Другим примером могут служить кристаллические сланцы так называемой буронской свиты (Северный Кавказ), развитые вблизи так называемых кассарских метасоматических гранитоидов. Под воздействием наложенных процессов сланцы буронской свиты мигматизированы. Большинство цирконов (80%) идентичны цирконам кассарских гранитоидов. Они образуют прозрачные сиреневые удлинённые призматические кристаллы с четкими кристаллографическими головками. Цифры возраста цирконов буронских кристаллических сланцев и кассарских

гранитоидов идентичны ( $\sim 250$  млн. лет) по всем  $Rb/U$  и  $Rb/Th$  отношениям. Следовательно, в данном случае произошла полная переработка (перекристаллизация) ранних цирконов, т.е. цирконов буронских кристаллических сланцев.

Упомянутая выше макерская серия, развитая между бассейнами рек Малая Лаба на западе и Ардон на востоке, сложена, как отмечалось, слюдяными сланцами, гнейсами и мигматитами. Подчиненную роль играют кварциты, мраморы и амфиболиты; наблюдаются секущие гранитоиды.

Если цифры возраста, полученные соответственно  $K-Ar$  и  $Rb-Sr$  методами, надежные —  $860 \pm 40$  и  $750$  млн. лет (Афанасьев, Бекеш, Бойко, 1973), то макерскую серию следует отнести к докембрию.

Изотопным  $U-Th-Rb$  методом был определен возраст аксессуарных цирконов из кристаллических сланцев, развитых в бассейне р. Урух (Северный Кавказ, Теберда-Дигорское поднятие), которые, возможно, являются аналогами макерской серии ( $1300 \pm 50$  млн. лет). Проба взята в  $200$  м от контакта так называемых садонских гранитоидов (Тугаринов, Бибилова, Грачева, Макаров, 1978). Сколько-нибудь существенного воздействия гранитоидов на кристаллические сланцы не наблюдается. Содержание циркона в сланцах низкое (в пределах  $5$  г/т); он мелкий, прозрачный, со сглаженными головками. Другого вида цирконы (их  $20\%$ ) несколько удлиненные; они имеют четкие кристаллографические очертания.

В Бечасынской зоне к палеозойскому и допалеозойскому возрасту, возможно, соответственно относятся метаморфиты хасаутской и чегемской серий. Первая из них дислоцирована и метаморфизована слабее (исходные породы вулканогенно-терригенные), нежели расположенная южнее от нее чегемская серия (исходные породы терригенные с примесью туфогенного материала) и, по-видимому, по сравнению с последней более поздняя (Кизевальтер, 1968). Общая мощность этих серий  $6000$  м. Породы обнаруживают метаморфизм в условиях филлитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Возраст хасаутской серии по растительным остаткам синийско-нижнекембрийский (Тимофеев, 1972; Поталенко, Греков и др., 1965), а чегемской серии (шаукельская свита), по-видимому, докембрийский, если принять во внимание абсолютный возраст ( $865$  млн. лет) кристаллических сланцев ущелья р. Даут, определенный по мусковиту  $Rb-Sr$  методом. Шаукельская свита, согласно Д.С. Кизевальтеру (1968) и нашим исследованиям (Заридзе, Татришвили, 1959), является альбитизированной частью чегемской серии. Позднепротерозойско-раннепалеозойские цифры возраста ( $760-490$  млн. лет) получены по  $K-Ar$  методу в метаморфитах и гранитоидах Даховского массива (Аянов, Бессонов, Лебедев, 1974).

Рассмотрим метаморфиты, входящие в состав Закавказского срединного массива. Вполне вероятно, что часть из них является докембрийскими образованиями.

В Локском выступе развиты кристаллические сланцы, секущиеся кварцевыми диоритами и гранитоидами (роговообманковыми, биотитовыми, двуслюдяными, лейкокраговыми). Исходные породы сланцев седиментогенные. Э.В. Собонович и Н.С. Вардзелашвили (1977, 1978) провели радиометрическое исследование цирконов гранитоидов (роговообманковых, мусковитовых, лейкокраговых) и кварцевых диоритов Локского выступа по урану, торию и свинцу. Были изучены мономинеральные фракции четырех 200-килограммовых проб гранитоидов. Ими установлено, что распространенность урана и тория в составе локских гранитоидов значительно ниже, нежели это вообще характерно для их однотипных палеозойских разновидностей; содержание же свинца в них находится в пределах нормы. Это обусловило повышенное значение свинцово-уранового отношения как в гранитоидах в целом, так и в отдельных акцессорных минералах, что вызывает относительно ничтожное содержание радиогенного свинца в таких минералах-концентраторах урана и тория, какими являются сфен, апатит и циркон.

Учитывая разное влияние преобразовательных процессов (метаморфических, метасоматических) на различные минералы, авторы отдельно проинтерпретировали результаты, полученные по циркону, представляющему собой наиболее устойчивый минерал. Изохронный возраст цирконов показал  $1300 \pm 300$  млн. лет. Обработка данных методом согласованных разностей выявила истинный возраст  $1200 \pm 100$  млн. лет при практически современном изменении свинцово-урановых отношений. Необходимым, хотя не всегда достаточным критерием генетической общности локских гранитоидов является изохрона цирконов, которая с хорошим приближением проходит через точку современного свинца с координатами  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.12$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.95$ . В связи с тем, что исследованные цирконы образуют окатанные зерна в метасоматических гранитоидах, авторы допускают их реликтовый характер. Они приходят к заключению, что полученные ими результаты подтверждают высказанное ранее нами мнение о метасоматическом генезисе локских гранитоидов. Таким образом, с достаточной уверенностью определяется возраст цирконов и содержащих последние исходных пород (гнейсов), ныне подвергшихся метасоматической гранитизации.

Изохрона, полученная для мусковитового гранита, с уверенностью определена в  $1550 \pm 200$  млн. лет. На составленной авторами диаграмме точки для кварца, слюды, апатита и других минералов на изохроне расположены довольно равномерно для соотношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  от 18.17 до 25.85, указывающих на то, что названные минералы имеют позднпротерозойский возраст и что они примерно одновозрастны с реликтовым цирконом. Исходя из приведенных данных допускается наличие в Локском выступе докембрийских пород (гнейсов). Румынские геологи на западном берегу Черного моря вблизи г. Констанцы изучили вскрытые буровыми скважинами под мезозойскими отложениями кристаллические породы, слагающие один из реликтовых срединных массивов Кавказской



геосинклинали. В основании этих пород залегают гнейсы с абсолютным возрастом по мусковиту 1700 млн. лет. Выше развиты амфибол-гранатовые и куммингтонитовые сланцы, переслаивающиеся с кварцитами. Румынские геологи эти метаморфиты сопоставляют с криворожской серией Украинского кристаллического щита.

В Храмском выступе большим развитием пользуются кварцевые диоритовые гнейсы, которые в позднем протерозое слагали первый жесткий сиалический субстрат, впоследствии, особенно в герцинском цикле, претерпевший тектоническую и метаморфическую переработку и гранитизацию.

Материнскими породами кварцитовых диоритовых гнейсов являлись геосинклинальные, преимущественно осадочные породы с подчиненным развитием вулканогенов (туфов). На седиментогенную природу большей части рассматриваемых гнейсов указывают слюдистые массы, в шлифе напоминающие исходное цементирующее вещество песчаника. В пользу указанного мнения говорит и наличие в составе этих пород небольших пачек мелкогалечных конгломератов, цемент которых мелкообломочный, содержащий также слюдистые массы с кварцем и полевым шпатом и напоминающий кварцевые диоритовые гнейсы (Заридзе, Татришвили, 1953 в; Заридзе, 1961).

Минеральный состав этих гнейсов: кварц, калиевый полевой шпат (иногда), плагиоклаз, биотит, мусковит, хлорит, слюдистые массы и аксессуарии – рудный минерал, апатит, циркон, топаз, сагениит, оргит, сфен, лейкоксен и гранат.

Под воздействием последующих метаморфических и метасоматических процессов кварцевые диоритовые гнейсы трансформируются. По ним и мафитам развиваются герцинские гранитоиды.

В шлифе можно наблюдать возникновение биотита и хлорита за счет слюдистых масс (скоплений) под воздействием принесенного материала. По мере уменьшения количества слюдистых масс возрастает количество биотита и хлорита. В слюдистой массе наблюдается также зарождение мусковита и мелких зерен прозрачного плагиоклаза (альбита), кварца, в некоторых же случаях калиевого полевого шпата, местами образующего скопления. В результате данного процесса, протекающего с различной интенсивностью, возникают различные гранитоиды (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты) – гнейсовидные и негнейсовидные (массивные). Они мелко- и среднезернистые розовые и серые породы. Последние сравнительно с розовыми разновидностями содержат калишпат в небольшом количестве.

В состав гранитоидов входят: кварц, калишпат (нерешетчатый и решетчатый микроклин) и плагиоклаз кислого состава, а также мусковит, биотит, хлорит и реже роговая обманка; в отдельных случаях наблюдаются слюдистые массы (реликт исходных гнейсов). Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, графитом, сфеном, оргитом и рудным минералом.

В гранитоидах нередко содержатся различной величины и формы останцы кварцевых диоритовых гнейсов и базитов, в той или иной

степени подвергшихся метасоматической гранитизации. Процессы кремниевого, нагриевого и калиевого метасоматоза накладываются не только на гнейсы, но и на секущие их дайки основных магматических пород (Заридзе, Тагришвили, 1953в; Заридзе, 1961).

Н.С. Вардзелашвили и Э.В. Собонович подвергли исследованию изотопный состав свинца цирконов трех типов храмских гранитоидов. Неопубликованные результаты этих исследований любезно были предоставлены мне первым из названных авторов, за что выражаю ей мою искреннюю благодарность.

Авторами были определены изотопное содержание  $U$ ,  $Th$  и  $Pb$  и их атомные отношения в цирконах. В результате выявились высокие  $Pb/U$  и низкие  $Th/U$  отношения, не характерные для цирконов. Отношение  $^{207}Pb/^{204}Pb$  свидетельствует о довольно древнем (не моложе позднего протерозоя) возрасте цирконов при любой модели развития свинца в земной коре.

Для изученных цирконов методы свинцово-изохронный и согласованных разностей являются надежными, так как исходные породы гранитоидов — кварцевые диоритовые гнейсы — подверглись по крайней мере трем процессам преобразований. Первый — это их появление в исходных геосинклинальных осадках гнейсов, в которые цирконы попали как вторичный материал; второй преобразовательный процесс, несомненно, связан с метаморфизмом во время становления гнейсов в позднем протерозое. Кроме того, следует принять во внимание, что первичные акцессорные цирконы содержались также в секущих гнейсы основных магматических породах, которые вместе с гнейсами подверглись переработке (метасоматической гранитизации) с различной интенсивностью в герцинском тектоно-магматическом цикле. Упомянутые выше авторы для расчета цирконов считают более надежным свинцово-изотопный возраст по всем возможным отношениям с поправкой на обыкновенный свинец, содержащийся в существенном количестве. В качестве первичного свинца был принят тот же вид свинца, что и для локских гранитоидов с абсолютным возрастом  $1200 \pm 100$  млн. лет.

Из проб цирконов трех типов гранитоидов (розовый гранит крупнозернистый, розовый гранит мелкозернистый, гнейсовидный) лишь одна проба цирконов дает согласующиеся значения возраста по свинцово-свинцовому и свинцово-урановому отношениям. Этот возраст составляет 1130–1350 млн. лет.

В заключение следует отметить, что на основании данных геологических исследований и абсолютного летосчисления докембрийские позднепротерозойские (рифей + венд) кристаллические породы на Большом Кавказе и в выступах древнего субстрата Закавказского срединного массива имеются. Последующее исследование этих пород даст более полную информацию о их развитии.

Изучение докембрия в настоящее время приобретает большое значение. А.В. Сидоренко (1975) отмечает, что стали очевидными грандиозные масштабы экзогенеза в докембрии, открылись принципиально новые пути познания коренных процессов развития жизни,

понимания закономерностей породо- и рудообразования и т.п. К сожалению, приходится нам констатировать, что исследование докембрия Кавказа и метаморфитов вообще находится на начальной стадии. Все же на основании изложенного выше весьма ограниченного фактического материала можно полагать, что территория Кавказа в протерозое представляла собой часть древнего обширного палеоокеана Тегис с океанической корой. Возникновение и постепенное наращивание континентальной земной коры внутри этого океана началось в позднем протерозое, когда произошло последовательное заложение вулканогенных и терригенных геосинклиналей. Сказать что-либо определенное о временно-пространственном их размещении пока нет достаточных оснований. Далее следует предполагать, что зачаточное обособление Закавказского срединного массива произошло в герцинском тектоно-магматическом цикле, а окончательное его формирование — с наступлением альпийского цикла.

Принимая во внимание высказывания А.В. Сидоренко (1975) о методах изучения докембрия вообще, дальнейшее исследование пород субстрата территории Кавказа в целом следует вести в структурно-страгиграфическом, петрологическом, литологическом, геохимическом, биогеохимическом, электронно-микроскопическом направлениях и одновременно надежными методами определения абсолютного возраста. Это позволит восстановить этапы "экзогенного дометаморфического развития земной коры, условий седиментогенеза в древнейшие геологические эпохи, а также особенностей геохимических обстановок, обуславливающих осадконакопление" (Сидоренко, 1975). Кроме того, всестороннее изучение метаморфитов позволит установить историю развития процессов вулканизма и плутонизма и их связь с седиментогенезом.

### Л и т е р а т у р а

А р а к е л я н Р.А. Палеозой. — В кн.: Геология Армянской ССР, Т. II. Ереван, 1964.

А ф а н а с ь е в Г.Д., Б е к е ш К., Б о й к о А.К. Предварительные результаты научного сотрудничества Чехословакии и СССР по проблеме корреляции докембрийских формаций и этапов развития подвижных поясов на их сочленении с платформами. — Изв. АН СССР, сер. геод., 1973, № 11.

А я н о в В.М., Б е с с о н о в О.А., Л е б е д ь к о Г.И. Некоторые петрологические выводы в связи с новыми определениями абсолютного возраста пород Дозоского кристаллического массива на Северо-Западном Кавказе. Тезисы докл. Ессентуки, 1974.

Г а м к р е л и д з е И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, "Мешниереба", 1976.

Г а м к р е л и д з е И.П., Д у м б а д з е Г.Л., К е к е л и я М.А., Х м а л а д з е И.И., Х у ц и ш в и л и О.Д. Фрагмент офиолитов в Дзирульском кристаллическом массиве. — Сообщ. АН ГрузССР, 1979, 96, № 2.

Гамкрелидзе П.Д., Заридзе Г.М., Лобжанидзе Г.П. Хашури-Широша. Путеводитель экскурсии по маршрутам А, В, С. — В кн.: Междунар. коллоквиум по тектонике альпийск. складч. области Европы и Малой Азии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1965.

Геология Армянской ССР. Т. 5, 1974.

Герасимов А.П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. — Изв. Геол. ком., 1929, № 7.

Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Заридзе Г.М. О базальтовом субстрате древнейшего геосинклинального пояса Кавказа. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7, М., „Наука“, 1970.

Заридзе Г.М., Тагришвили Н.Ф. Введение в магматическую геологию Грузии. Тбилиси, „Техника да Шрома“, 1947.

Заридзе Г.М., Тагришвили Н.Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. 1. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1953а.

Заридзе Г.М., Тагришвили Н.Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. — Тр. ГИН АН ГрузССР, сер. минер.-петрогр., 1953б, т. 3.

Заридзе Г.М., Тагришвили Н.Ф. О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмского массива. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1953в, № 3.

Заридзе Г.М., Тагришвили Н.Ф. К петрографии верхней части бассейна рек Большой и Малый Зеленчук. — Труды ГИН АН ГрузССР, сер. минер.-петрогр., 1953г, т. 3.

Заридзе Г.М., Тагришвили Н.Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Заридзе Г.М., Тагришвили Н.Ф., Джавахишвили Ш.И. Гранитоиды и кристаллические сланцы Большого Кавказа в пределах Клухорского района. — Труды ГИН АН ГрузССР, сер. минер.-петрогр., 1958, № 4.

Заридзе Г.М., Шенгелия Д.М. Магматизм и метаморфизм в палеозое Большого Кавказа в свете тектоники лигосферных плит. — Геотектоника, 1978, № 4.

Кизевальгер Д.С. Докембрий. Бечасынская зона. — В кн.: Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. М., „Недра“, 1968.

Кузнецов И.Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Фонды Ин-та геол. и минерал. АН ГрузССР, 1942.

Муратов М.В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. — Изв. вузов, сер. геол. разв., 1966, № 3.

Потапенко Ю.Я., Греков И.И., Снежко В.А., Момонг О.П. Стратиграфия метаморфических гонд Северного Кавказа. Ессенгуки, СКГУ, 1965.

Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия – состояние науки, проблемы и задачи. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 1 (под ред. акад. А.В. Сидоренко). М., „Недра“, 1975.

Собогович Э.В., Вардзелашвили Н.С. Радиологическая характеристика гранитоидов Локского поднятия (Южная Грузия). – В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. Сессия 19. М., „Наука“, 1978, с. 57–82.

Собогович Э.В., Вардзелашвили Н.С., Слущцкий Ю.А., Цьонь О.В. Докембрийские породы на Кавказе. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 10.

Сомин М.Л. Доюрские основания Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М., „Наука“, 1971.

Тагришвили Н.Ф. Обнаружение пород эклогитовой фации на Северном Кавказе. – Сообщ. АН ГрузССР, 1969, т. 56, № 3.

Тагришвили Н.Ф. Об открытии эклогитов на Большом Кавказе. – Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 4.

Тимофеев Б.В. О возрасте древних осадочных свит Северного Приэльбрусья. – ДАН СССР, 1972, т. 144, № 1.

Тугаринов А.И., Бибикова Б.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Геохронологическое расчленение магматических комплексов Северного Кавказа и связь с ними полиметаллического оруденения. – В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. Сессия 19. М., „Наука“, 1978.

Zaridze G.M., Schengelia D.M. Hercynian magmatism and metamorphism of the Great Caucasus in light of plate tectonics. – Bull. Soc. (7), t. 20, N 3, Paris, 1978.

С.Г. Рудаков

#### О ПРИСУТСТВИИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ МАРМАРОШСКОГО МАССИВА ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Объектом анализа являются древнейшие комплексы Восточных Карпат, выведенные на дневную поверхность только в Мармарошском массиве во внутренней части региона. Большая часть площади массива располагается в пределах Румынии, и потому анализ вопроса о возрасте метаморфических комплексов советской части

массива невозможен без привлечения фактов, собранных на румынской территории. Установленное советскими и румынскими авторами участие метаморфических комплексов в основании различных покровных единиц Мармарошского массива требует отдельного рассмотрения вопроса о возрасте этих комплексов, первоначально принадлежавших к самостоятельным зонам. Основание паравтохтонной единицы сложено гнейсами и слюдяными сланцами серий белопотокской (Брегила) и Ребра-Барнар; основание наиболее крупного покрова образует зеленосланцевая деловецкая (Тульгеш) серия, а в качестве основания останцов наиболее высокого покрова выступают гнейсы Рарэу и хр. Черный Див. Перемещение покровов имело место в середине мелового периода и было направлено на восток-северо-восток; таким образом, белопотокская серия представляет собой основание первично наиболее внешней зоны, деловецкая серия — центральной зоны, а гнейсы Рарэу и хр. Черный Див сформировались в наиболее внутренней зоне.

Начнем анализ с вопроса о вероятном возрасте деловецкой (Тульгеш) серии. Верхний возрастной рубеж определяется несогласным перекрытием этой серии филлигово-карбонатной кузинской серией, аналог которой в Румынии был назван серией Цибэу и палинологически датирован ранним карбоном (В. Илиеску, Крейтнер). Прямые аргументы о возрасте деловецкой (Тульгеш) серии принадлежат к двум группам — палинологических и радиологических данных.

Палинологические определения имеются как для советской, так и для румынской частей массива. Независимо друг от друга Б.В. Тимофеев, В. Илиеску, А. Висарион и М. Мурешан выявили сходные микрофлористические ассоциации, принадлежащие к верхнему протерозою—нижнему кембрию. Оценивая возможность переотложения этих органических остатков в более позднее время за счет разрушения соседних районов, нужно подчеркнуть ряд обстоятельств: а) находки микрофоссилий обнаружены на всем протяжении (более 200 км) останца Деловецкого покрова; б) определения, выполненные различными авторами в СССР и СРР, выявили постоянные весьма устойчивые микрофлористические ассоциации. Число мест определений достигает 15–20; в) в установленных комплексах полностью отсутствуют микрофитофоссилии нижнего-среднего палеозоя, что было бы естественным в случае переотложения древних остатков; г) погенициальными источниками скелетных остатков микроорганизмов при переотложении могли бы служить смежные тектонические зоны с ранее консолидированным основанием, т.е. гнейсово-сланцевые комплексы Рарэу и Белопотокской зон. Но палинологическое опробование комплекса первой из названных зон не дало положительных результатов, а в породах серии Ребра-Барнар из второй зоны были выявлены иные микрофлористические ассоциации, нежели в зеленосланцевой деловецкой серии.

Приведенные соображения делают очень маловероятным переотложенный характер микрофоссилий и тем самым позволяют опереть-

ся на палинологические определения при датировании деловецкой (Тульгеш) серии как позднпротерозойской—раннекембрийской.

Породы деловецкой (Тульгеш) серии изучены и различными радиологическими методами. Хотя основная масса (более половины) опубликованных калий—аргоновых определений располагается в интервале 250—330 млн. лет и датирует собой переработку пород на герцинском рубеже, следует принять во внимание ряд определений, достигающих 430, 450 и 470 млн. лет. Возникает предположение, что „растянутость” спектра определений от 470 до 330 млн. лет связана с частичным и неравномерным омоложением догерцинских комплексов на герцинском и более поздних рубежах. Наибольшая величина (470 млн. лет) может служить некоторым ориентиром, указывающим на минимальное время раннего метаморфизма. Другие радиологические методы позволяют проверить намеченную схему. а) Изохронная рубидий—стронциевая датировка порфиридов деловецкой серии, по И.М. Горохову и др., равна  $299 \pm 12$  млн. лет и отражает герцинскую радиологическую переработку пород. б) Свинцово—изотопные определения по галениту из проявлений в серии Тульгеш дали румынским авторам величины 500 и 515 млн. лет. в) Изучение акцессорных идиоморфных цирконов в одной из проб метаморфизованных эффузивов деловецкой серии в советских Карпатах по изотопным отношениям свинца привело к сходящимся результатам в 665, 645 и 640 млн. лет, которые были интерпретированы Н.П. Шербаком и другими как время проявления палеовулканизма, что согласуется с приведенными выше палинологическими данными и со сделанным предположением о времени наиболее раннего метаморфизма пород этого комплекса (не позднее 470 млн. лет назад). Суммируя сведения о деловецкой (Тульгеш) серии, нужно подчеркнуть, что весьма вероятным является ее позднпротерозойско—раннекембрийский возраст.

Вследствие принадлежности гнейсово—сланцевых комплексов к первично иным тектоническим зонам, нежели зеленосланцевых, стратиграфические контакты между этими комплексами в Восточных Карпатах отсутствуют. По степени метаморфизма гнейсово—сланцевые комплексы традиционно считались более древними, чем зеленосланцевые. Скудость имеющейся информации о возрасте вынуждает рассматривать вместе комплексы первично внешней (Белопотокской) и наиболее внутренней (Рарэу) зон. Отчасти это оправдывается близостью степени метаморфизма и сходством минеральных парагенезисов в породах обоих комплексов. Не исключено также, что обе названные зоны принадлежат к первично единой области, центральная часть которой в позднем протерозое была втянута в активное прогибание.

Верхний возрастной рубеж гнейсово—сланцевых комплексов определяется принадлежностью к ордовику—силуру наиболее древних из перекрывающих отложений, датированных палеонтологически. Эти отложения установлены румынскими авторами как в первично внешней зоне (серии Репеда и Русая), так и в останце наиболее

внутренней зоны (серия Дэмук). Палинологические определения из пород гнейсово-сланцевой серии Ребра-Барнар указывают на верхи среднего-верхний протерозой. Изохронный рубидий-стронциевый (И.М. Горохов и др.) и изотопно-свинцовый (Н.П. Щербак и др.) методы указывают на метаморфизм белопотожской серии 530-550 млн. лет назад. Заметим, что этот метаморфизм мог быть не первичным для этого комплекса пород, а отразить наложенные позднее изменения. Изотопно-свинцовое изучение галенитов из пород этой же серии привело к результату 610 млн. лет. По биотиту из амфиболитов серии Ребра-Барнар С. Мынзату опубликованы калий-аргоновые определения 595 и 650 млн. лет.

Совокупность приведенных данных, по мнению автора, позволяет считать весьма вероятным присутствие верхнепротерозойских образований среди как зеленосланцевых, так и гнейсово-сланцевых комплексов Восточных Карпат. Это заключение косвенно может быть подкреплено сведениями о возрасте аналогичных метаморфических комплексов Южных Карпат и гор Северные Апусени, принадлежащих единому Карпатскому региону.

Ю.Р. Беккер, Б.М. Келлер

#### КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ В ФАНОРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

Один из основных критериев выделения докембрия — залегание ниже палеонтологически доказанного кембрия — имеет на Урале весьма ограниченное значение. Нижний кембрий по-прежнему известен в двух районах (бассейн рек Сакмары и Санарки) в виде включений в меланже. Надежных коренных выходов не обнаружено и поэтому соотношение нижнего кембрия с докембрием остается неизвестным.

Вышележащие отложения верхнего кембрия, ордовика, силура, девона залегают резко трансгрессивно и несогласно на различных древних комплексах. Между ордовикскими и более древними отложениями описаны в ряде мест угловые несогласия. Какие-либо постепенные переходы от докембрия к палеозою на западном склоне Урала повсеместно отсутствуют.

На восточном склоне Урала они нередко указываются и, по мнению некоторых исследователей, широко распространены. Один из наиболее характерных подобных примеров обычно приводился в южном замыкании Ильменогорского антиклинория в районе оз. Кундравинского. Проведенные нами исследования показали, что здесь непосредственных постепенных переходов от фаунистически охарактеризованных отложений к более древним комплексам наблюдать нельзя. Повсеместно они разделены тектоническими соотношениями. Не подтверждаются постепенные переходы и в другом, Кумакском,



разрезе Северных Мугоджар. Как показало изучение цирконов из диоритов, рвущих черносланцевую рудовмещающую толщу, она имеет докембрийский возраст. Между тем считалось, что рудовмещающая толща связана постепенным переходом с нижним карбоном.

Широкое распространение на Урале перерывов и размывов на границе палеозоя с древними комплексами заставляет осторожно подходить к каждому указанию о наличии между ними постепенных переходов и требует более полного обоснования приводимых соотношений.

На Урале известны превосходные и очень полные разрезы верхнего докембрия, менее полно изучен нижний докембрий, выходящий в сводовых частях антиклинальных поднятий. Критерии выделения верхнего и нижнего докембрия заметно различаются и поэтому рассматриваются раздельно.

### I. Критерии выделения и расчленения рифея и венда

Эти критерии неоднократно обсуждались на различных совещаниях, в том числе и на последнем Уральском стратиграфическом совещании. И рифей, и венд выделены на Урале на основе историко-геологических обобщений. Позднее существенное значение приобрели геохронологические и биостратиграфические данные.

Типы разрезов верхнего докембрия различаются по их формационным особенностям.

Анализ „Карты докембрийских формаций...“ (1978) показывает, что отчетливо намечается латеральная изменчивость рифейских формаций в пределах Уральской складчатой области. Она заключается в резком исчезновении карбонатных и карбонатно-терригенных формаций по мере перехода от Башкирского антиклинория к зоне Уралтау и смене их терригенными, а еще восточнее — углесто-кремнистыми и вулканогенными формациями. В этом же направлении устанавливается постепенное возрастание метаморфизма пород от очень „свежих“, почти неизмененных отложений верхнего докембрия, вскрытых бурением в пределах восточной окраины плагформы, к эпигенетическим измененным метаморфизованным толщам антиклинория Уралтау.

На Южном Урале известно несколько типов разрезов верхнего протерозоя.

1. Терригенно-карбонатный тип, развитый в пределах Башкирского антиклинория и в Волго-Уральской области.

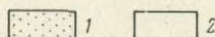
2. Терригенный тип, в котором прослои и пачки карбонатных пород занимают резко подчиненное положение; этот тип свойствен антиклинорию Уралтау.

3. Проблематичный пока вулканогенный тип отложений.

Критерии выделения рифея в разных типах разреза неоднозначны.

Терригенно-карбонатный тип разреза верхнего докембрия Башкирского антиклинория взят в качестве стратотипа рифейских отложений. Слабая измененность рифейских толщ и общее сходство их

Горизонты	Литостратиграфические подразделения	Строматолитовые горизонты	Распределение строматолитов и состав пород											
			Вид	Род										
Тамьян	Укская свита	Укский	23	24	25	7	15							
			Миньярская свита	Бьянский	19	20	21	22	7	8	5	4		
					Миньярская свита	Минский	15	16	17	18	7	13	5	14
			Инзерская свита	Верхне-кислярский			8	9	10	12	13	14	7	8
					Подинзерская свита	Нижне-кислярский	5	7	6	5	6	4		
							Катавская свита	Верхне-катавский	3	4	3			
			Катавская свита	Нижне-катавский	1	2			1	2				
					Кипчак	Зильмердакская свита								



Распределение строматолитов в карагауской серии рифея Южного Урала [по В.А. Комару (1978) с дополнениями].

Стратиграфические подразделения: 1 – герригенные, 2 – карбонатные. Цифрами показаны формальные виды и ряды строматолитов.

с покрывающим палеозоем явились основанием для отнесения этих отложений к палеозою. Долгое время ашинская серия венда относилась к кембрию, ордовику и даже к девону, а нижележащая карагауская серия верхнего рифея – к кембрию.

М.И. Гарань (1937) первый дал анализ общего литологического облика рифейских отложений, переполненных строматолитами, и отнес их к докембрию, однако вопрос о возрасте карагауской серии был решен только после того, как Г.А. Казаковым и Н.И. Полевой (1958) было установлено, что в них содержатся глаукониты, K/Ar возраст которых значительно превышает рубеж, принятый для границы кембрия и докембрия.

В настоящее время возраст пород верхнего докембрия Башкирского антиклинория устанавливается по ряду палеонтологических и радиометрических данных. К их числу относятся следующие.

1. Состав строматолитов, дающий возможность выделить комплексы видов, характерных для бурзяния, юрмагиния, каратавия и кудаша (Крылов, 1975). Особенно интересен среди них бурзянский комплекс видов, включающий *Kussiella kussiensis* (Maslov) и ряд других форм, встречающихся в нижнем рифее Сибири. Как уже отмечалось, этот комплекс видов резко отличен от известного в нижнем докембрии (ятулии) Балтийского шита. Последние работы В.В. Макарихина подтвердили своеобразие ятулийского комплекса. Среднерифейские строматолиты найдены в авзянской свите (представители группы *Baicalia* и *Jacutophyton*). Богатые верхнерифейские ассоциации, установленные на Урале, включают представителей групп *Inzeria*, *Gymnosolen*, *Minjaria*. В.А. Комаром (1978) обособляется несколько строматолитовых горизонтов, но анализ распределения таксонов показывает, что резкие изменения (см. рисунок) приурочены к границам кипчанского и гангаурского горизонтов, прослеживающихся за пределами Урала. Наконец, в низах укских отложений характерные верхнерифейские формы исчезают. Здесь известны только две формы из группы *Linella*.

2. Микрофитоциты рифея (Журавлева, 1979) наряду со строматолитами дают возможность выделить те же 4 подразделения. Особенным богатством и разнообразием отличается комплекс видов укской свиты, включающий около 40 форм. Эта ассоциация видов может быть прослежена по всему Уралу.

3. Акритархи рифейского разреза были подробно изучены сравнительно недавно. По данным Т.В. Янкаускаса (1978, 1980), намечаются резкие рубежи, связанные с обособлением состава акритарх в основании верхнего рифея и в основании венда.

4. Существенное значение для стратиграфии венда Урала прибрегают бесскелетные животные. В настоящее время на западном склоне Урала известно два месторождения этой фауны, удаленных друг от друга на расстояние более 100 км. Одно местонахождение приурочено к чернокаменским слоям и образовано *Tirasiana*, другое обнаружено в устьесыльвицких отложениях, где найдены *Arumberia*. Таким образом, Урал принадлежит к немногим регионам мира, где эдиакарская фауна установлена на двух разновозрастных уровнях верхней части докембрийского разреза. Найденные *Tirasiana* и *Arumberia* решают вопрос о возрасте докембрийских моласс Урала, которые многими авторами причислялись то к кембрийским, то к ордовикским, то к силурийским или девонским отложениям.

5. Радиометрические данные, полученные для рифейских и вендских отложений Башкирского антиклинория, хорошо согласуются с палеонтологическими данными (Геохронология СССР, 1973; Гаррис, 1974). Их пока немного. Имеются несколько U - Pb

определений для среднего и низов верхнего рифея, многочисленные „глауконитовые“  $K/Ar$  цифры, а также данные по  $K/Ar$  возрасту диабазов, внедрившихся на рубеже среднего и верхнего рифея.

Возраст гранитов рапакиви, рвущих саткинскую свиту нижнего рифея, неоднозначно оценивался исследователями. По последним данным А.А. Краснобаева и др. (1979), возраст массива оказался равным 1350 млн. лет. Все эти значения позволяют определить нижнюю границу рифея в 1650 млн. лет, нижнюю границу юрматиния в 1400 млн. лет, нижнюю границу каратавия в 1050 млн. лет, нижнюю границу венда в 650–600 млн. лет (Келлер, Красилова, 1980). Даты, принятые на Всесоюзном совещании по расчленению докембрия (1977 г.), должны быть пересчитаны в соответствии с вновь принятыми константами.

Терригенный тип разреза антиклинория Уралтау. Выделение и расчленение докембрийских отложений в разрезах Уралтау становятся значительно более сложными. Радиометрические даты, полученные  $K/Ar$  методом по различным породам, отражают возраст байкальского и каледонского метаморфизма. Глауконитов здесь нет вообще. Поэтому оценка возраста докембрийских толщ зоны Уралтау проводилась путем соотношения их с известными гранитными массивами, а также прослеживания маркирующего уровня тиллитоподобных пород, известных на крыльях Тирлянской синклинали.

Такие же трудности в обособлении пород докембрия возникают в области Восточно-Уральского антиклинория. Карбонатные линзы с фитолитами докембрия и археоциатами кембрия встречаются здесь редко и их соотношения со смежными терригенными толщами являются дискуссионными.

Радиометрические данные свидетельствуют о заведомо докембрийском возрасте ряда свит, но их значение интерпретируется не всегда правильно. Все эти трудности приводят к длительным дискуссиям о возрасте докембрийских толщ Восточно-Уральского антиклинория, которые относятся то к докембрию, то к нижнему палеозою, то даже к карбону.

Вулканогенный тип разреза. Проблема выделения вулканогенных типов разреза рифея на Урале сопряжена с рядом трудностей методического плана. Изотопное датирование вулканогенных пород  $K/Ar$  методом дает значения, близкие к палеозойским. Планомерное  $Rb - Sr$  датирование не проводилось. Выделение достаточных мономинеральных фракций циркона не во всех случаях является возможным. Микрофитоциты из отдельных карбонатных линз не всегда дают надежные результаты. Все это затрудняет обособление вулканогенных типов разрезов рифея на Урале, хотя первые обнадеживающие результаты известны (Мамаев, 1967; Гауэр, 1970).

Таким образом:

- 1) основными критериями выделения докембрия в платформен-

ных и миогеосинклинальных областях является нахождение органических остатков и наличие надежных радиометрических дат, хорошо привязанных к разрезу;

2) во внутренних частях геосинклинальных областей палеонтологический метод может быть использован в редких случаях, а радиометрические даты относятся к породам, испытавшим два или более этапов метаморфизма. Это напоминает фотопленку, в которой на кадр наложено несколько снимков; распознать первый из них можно с большим трудом. Калий-аргоновый метод в этих условиях оказывается неприменимым, рубидий-стронциевые даты также обычно омоложены, и только изучение цирконов в некоторых случаях может пролить свет на возраст вмещающих пород. Все изложенное показывает, что методическая база для выделения рифея во внутренних зонах Уральской складчатой области явно недостаточна. Главное внимание исследователей привлекает совершенствование, дальнейшая разработка уже существующих методов выделения и расчленения рифея. Однако они пригодны главным образом для внешних зон складчатых областей. Для выделения и расчленения рифея во внутренних зонах фанерозойских складчатых областей необходима разработка новых методов и, в частности, изучение микробиот в кремнистых породах.

## II. Критерии выделения дорифейских комплексов

В отличие от рифея критерии выделения дорифейских комплексов на Урале только начинают обсуждаться и применяться (Беккер, 1978). Они основаны главным образом на историко-геологических данных и требуют дальнейшей разработки.

Многие гранито-гнейсовые комплексы Урала залегают стратиграфически ниже доказанных рифейских отложений. Разновозрастные рифейские отложения залегают с перерывом на гранито-гнейсовых толщах и нередко содержат продукты их размыва. Впервые подобные соотношения были с наибольшей полнотой обоснованы М.И. Гаранем (1946) в пределах Тараташского поднятия. Позднее залегание гранито-гнейсовых толщ под разновозрастными рифейскими образованиями было установлено и в других местах (Белякова, 1972 г.; Баранов, 1971, и др.). Но отмеченные соотношения еще не всегда окончательно решают вопрос о возрасте гнейсовых толщ и не исключают их принадлежности к рифейским образованиям.

Существенное значение приобретают структурные особенности толщ. Полагали, что дорифейские толщи в отличие от рифейских имеют на Урале широтное и субширотное простирания. Подобные простирания действительно иногда наблюдаются. Например, на Полярном Урале близкое простирание имеет Париквасьшорский клин. Однако картирование показало, что куполовидный структурный план является наиболее характерной особенностью гранито-гнейсовых комплексов Уральской складчатой области. Подобные структуры выявлены в Ильменогорском, Уфалейском, Салдинском, Сысертском,

Мугоджарском поднятиях (Чеснаков, 1967; Кейльман, 1974). Столь широкое развитие куполов является обычным для дорифейских комплексов восточной части Балтийского щита. Однако в отличие от куполов на щитах подобные структуры на Урале нередко деформированы, растащены позднейшими палеозойскими движениями. Линейные меридиональные структуры, характерные для рифейских отложений, слабо проявлены в гранито-гнейсовых комплексах.

Примечательной особенностью гранито-гнейсовых комплексов Урала является последовательная смена в разрезе определенных структурно-вещественных образований. Общая закономерность заключается в смене гранито-гнейсовых толщ, в строении которых существенное место занимают биотитовые гнейсы, преимущественно амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, которые, в свою очередь, переходят вверх по разрезу в высокоглиноземистые гнейсы и кристаллосланцы. Подобная последовательность установлена (в полном виде или частично) в Харбейском, Мугоджарском, Салдинском, Ильменогорском поднятиях. Вверх по разрезу глиноземистые комплексы сменяются амфиболовыми и зеленосланцевыми толщами. Общая последовательность напластования обнаруживает определенное сходство с разрезами Беломорья, где биотитовые гнейсы сменяются амфиболитовыми и переходят вверх по разрезу в глиноземистые сланцы. Разрез гранито-гнейсовых толщ Урала наращивается преимущественно терригенными, терригенно-карбонатными и вулканогенными толщами, в составе которых преобладают филлитизированные сланцы и мраморы. Они несколько напоминают ятулийские образования Балтийского щита, но отличаются от них меньшей ролью олигомиктовых кварцитов. Остается открытым вопрос о наличии позднеорогенных образований карельского возраста на Урале. Их отсутствие нельзя считать твердо установленным.

Степень регионального метаморфизма дорифейских образований, представленных породами амфиболитовой с реликтами гранулитовой фации метаморфизма, во многих разрезах резко отделяет их от более слабо метаморфизованных толщ рифея. По мнению ряда исследователей, гранулитовая фация метаморфизма особенно характерна для архейских образований. Хотя степень регионального метаморфизма не является прямым указанием на возраст геологических толщ, особенности метаморфизма гранито-гнейсовых комплексов в сочетании с другими признаками необходимо учитывать при их возрастной датировке.

Сложность вопроса состоит в том, что скачок в метаморфизме на границе рифейских и дорифейских образований может и отсутствовать. Известно, что верхние дорифейские горизонты, возможные аналоги карельских образований, по степени метаморфизма существенно не отличаются от рифейских толщ. Это обстоятельство порождает представления о постепенных переходах от гранито-гнейсовых толщ к рифейским или даже палеозойским образованиям. Правомерность подобных построений требует обоснования детальным стратиграфическим анализом.

Геохронология гранито-гнейсовых комплексов Урала основывается преимущественно на  $K - Ar$  датах. Учитывая длительную историю формирования комплексов, можно полагать, что широко распространенные датировки калий-аргонового метода, даже тогда, когда они образуют гистограммные максимумы, показывают во многих случаях явно омоложенные результаты, которые не следует принимать за истинный возраст отложений. Так, например, многочисленные калий-аргоновые датировки мономинеральных фракций биотита, плагиоклаза, амфибола из кумацких гнейсов Северных Мугоджар обычно составляют 220–340 млн. лет и лишь в одиночных случаях превышают эти значения. Между тем возраст циркона из биотитовых гнейсов Кумака достигает  $1640 \pm 40$  млн. лет (Беккер и др., 1979). То же можно отметить для пород ильменского комплекса, где рубидий-стронциевым методом получены значения более 2100–2500 млн. лет, которые, по-видимому, приближаются к истинному возрасту этих образований. Несомненно, что датировка дорифейских комплексов должна базироваться на комплексном применении ряда методик ( $K/Ar$ ,  $Rb - Sr$ ,  $Pb - Pb$ ).

Минералогический облик гранито-гнейсовых комплексов весьма специфичен и характеризуется широким развитием проявлений неметаллических полезных ископаемых – мусковита, графита, кианита, силлиманита, талька, антофиллит-асбеста. Значительное распространение имеют железистые кварциты и проявления титановых руд.

По минерагеническим особенностям дорифейские комплексы Уральской складчатой области отделяются от структурных зон с обычной герцинской и рифейской металлогенией и обнаруживают определенное сходство с дорифейскими образованиями Балтийского щита.

Каждый из названных критериев является существенным, но только всесторонний комплексный подход гарантирует успешное отделение рифейских образований Урала от более древних дорифейских серий. Резкие различия устанавливаются для рифейских и нижней части дорифейских образований Урала, что упрощает их расчленение и картирование. Наибольшие трудности возникают при разделении рифейских образований и пород верхней части дорифейского комплекса, которые обнаруживают определенную близость в общем наборе пород, степени их метаморфизма, а иногда и других особенностях. Со временем, когда будут детально изучены дорифейские строматолиты и микрофитолиты, реальную помощь можно ожидать от биостратиграфического метода.

На современном этапе основное значение приобретают историко-геологические данные и, в частности, детальный стратиграфический и структурный анализ разрезов.

Выделение и изучение дорифейских комплексов имеет принципиальное значение для познания строения и основных этапов развития фундамента Уральской складчатой области.

Рассмотренные критерии обеспечивают надежное обособление докембрия в фанерозойских поясах и, в частности, во многих структурах Уральской складчатой области.

## Л и т е р а т у р а

- Баранов В.В. Тектоника метаморфических толщ южной части Восточно-Уральского поднятия. Автореф. 1971.
- Беккер Ю.Р. Урало-Тиманская складчатая область. - В кн.: Докембрий континентов. Новосибирск, „Наука“, 1978.
- Беккер Ю.Р., Акимова Г.Н., Чухонин А.П. О возрасте цирконов из куманских гнейсов Северных Мугоджар. - В кн.: Тезисы докладов XXI сессии Комиссии по определению возраста геологических формаций. Уфа, 1979.
- Гарань М.И. Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые. - Тр. XVII МГК, т. II, М., 1937.
- Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М., Госгеолтехиздат, 1946.
- Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М., „Наука“, 1977.
- Гауэр К.Э. Уйско-Санарский выступ верхнего докембрия на восточном склоне Южного Урала. - Тр. Ин-га геологии и геохимии, вып. 89. Свердловск, 1970.
- Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л., „Недра“, 1973.
- Журавлева З.А. Онколиты докембрия. - В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л., 1979.
- Казачков Г.А., Полева Н.И. Некоторые предварительные данные по разработке позднедокембрийской шкалы абсолютной геохронологии по глауконитам. - Геохимия, 1958, № 4.
- Карга докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями) масштаба 1: 2 500 000. Ред. Ю.Р. Беккер. Мингео СССР, 1978.
- Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., „Недра“, 1974.
- Келлер Б.М., Красилова И.Н. Геохронология позднего докембрия. - В кн.: Итоги науки и техники. Общая геология, Т. II, М., 1980.
- Комар В.А. О строении и строматолитах гипсовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 8.
- Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И. и др. Геохронология Бердяшского массива. - В кн.: Тезисы докладов XXI сессии комиссии по определению возраста геологических формаций. Уфа, 1979.
- Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М., „Наука“, 1975. (Тр. ГИН, вып. 274).
- Мамаев Н.Ф. Древние голщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М., „Наука“, 1967.
- Чеснаков С.В. Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция. Автореф. М., 1967.



Я н к а у с к а с Т.В. Растительные микрофоссилии из рифейских отложений Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 4.

Я н к а у с к а с Т.В. Шишиньякская микробиота верхнего рифея Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 1.

С.Н. Иванов, А.А. Краснобаев,  
А.И. Русин

## ДОКЕМБРИЙ УРАЛА

Проблема докембрия складчатых поясов фанерозоя включает ряд общегеологических аспектов, связанных с палеореконструкциями эндогенных режимов развития кристаллического фундамента платформ, его осадочного чехла и собственно геосинклинальных систем фанерозоя, т.е. в конечном итоге с теорией геосинклинального процесса. Разработка этой теории на основе мобилистской концепции предусматривает не только восстановление последовательности процессов преобразования океанической коры в континентальную, но и рассмотрение событий, предшествующих заложению и развитию геосинклиналей и характеризующих собой первую половину крупного цикла формирования земной коры.

Предгеосинклинальная история (диасхизис-рифтогенез-интра- и перикрагонное опускание), обусловленная эндогенными процессами разрыва континентальных плит, может охватывать громадные интервалы времени, она отмечается спецификой магматической деятельности, метаморфизма, тектоники и соответствующими наборами осадочных формаций. Понимание этих образований с позиций классической теории геосинклиналей приводит к очень громоздким и сложным построениям типа гипотез *ad hoc*. Вместе с тем именно события, предшествующие развитию фанерозойских складчатых поясов, наиболее полно отражаются в докембрийском платформенном обрамлении геосинклиналей и часто отмечаются в толщах кристаллического фундамента, затрудняя их корреляцию с типовыми размерами шитов. В последние годы эти вопросы рассматривались на примере Урала, в типичной палеозойской эвгеосинклинали которого и ее западном обрамлении может быть реконструирован один из наиболее полных разрезов докембрия (см. таблицу).\*

### Ранний докембрий

История изучения раннедокембрийских образований Урала включает периоды констатации внешнего сходства гнейсовых комплексов с кристаллическим фундаментом платформ и острых дискуссий о

---

\* В составлении верхней части разреза Башкирского и Кваркушского поднятий принимала участие М.А. Ключина.

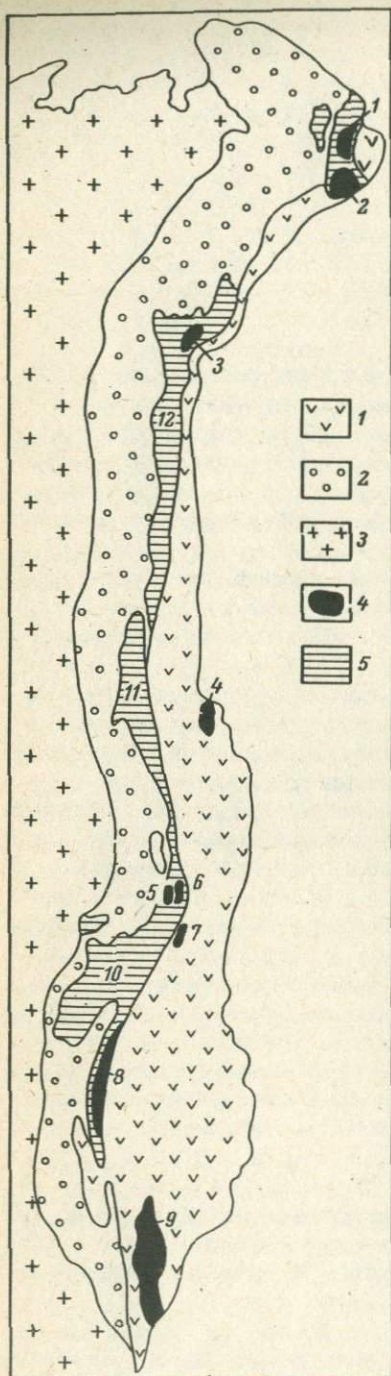


Схема распространения докембрийских образований Урала.

1 - палеозойские формации палеоокеанического сектора; 2 - палеоконтинентального сектора; 3 - осадочный чехол Восточно-Европейской платформы; 4 - раннедокембрийские глыбы-клинья (1 - Марукеуская, 2 - Харбейская, 3 - Хобеизская, 4 - Салдинская, 5 - Тараташская, 6 - Уфалейская, 7 - Селякинская, 8 - Максюговская, 9 - Мугоджарская); 5 - верхнепротерозойские платформенные (рифтогенные интра- и перикратонные) образования (10 - Башкирское поднятие, 11 - Кваркушское поднятие, 12 - Центрально-Уральская зона).

полном отсутствии, либо чрезвычайно широком развитии докембрия в эвгеосинклиальной области с безуспешными попытками корреляции стратиграфических разрезов метаморфических толщ по особенностям литологического состава. Недостаточное внимание к особенностям метаморфизма коррелируемых толщ приводило к недоразумениям, когда к раннедокембрийским сериям (свитам) относились крайне высокотемпературные члены метаморфической зональности палеозойских комплексов либо линейные зоны бластокатаклазитов (бластомилонитов). Так, в стратиграфические подразделения докембрия включались „гнейсы“ кочкарского комплекса, в которых позже были отмечены остатки брахиопод, зональные комплексы восточных Мугоджар с обнаруженной позже органикой ордовика, бластомилониты „бельдышской серии“ тараташского комплекса, „каменнодольской и каслинской свит“, западного об-

рамления Мурзинско-Адуйского плутона и др. Задерживало правильное выделение раннего докембрия и представление о широком развитии на Урале диапиродных гнейсовых куполов с многократно преобразованным в ядрах докембрийским субстратом и гипотетическим сланцевым обрамлением.

Типизация метаморфических комплексов Урала и изучение магматитов позволили с новых позиций, с учетом мобилистских реконструкций, рассмотреть вопрос о выделении раннедокембрийских образований (Русин, Маркс, 1977; Русин, 1979а). В общей структуре Урала глубокометаморфизованные комплексы раннего докембрия слагают отдельные глыбы (тектонические „клинья“) в эвгеосинклинальной области и ее обрамлении (см. рисунок). В палеоконтинентальном секторе с хорошо развитым платформенным кристаллическим фундаментом они как будто тяготеют к изгибам Уральско-го пояса, а в палеоокеаническом — к зонам с увеличенной мощностью земной коры и новообразованным „гнейсо-гранитным“ слоям. Размеры глыб, ограниченных часто зонами бластокатаклазитов, достигают первых сотен (редко тысяч) квадратных километров. Стратиграфические разрезы их уверенно не сопоставляются, что можно объяснить разрозненностью и значительной удаленностью глыб друг от друга. Их ранняя история связана с формированием кристаллического фундамента платформы, поэтому успехи в изучении комплексов щитов имеют первостепенное значение для выделения древних блоков и региональных палеореконструкций. Использование данных о последовательности метаморфических событий в областях широкого развития докембрия (Глебовицкий, 1973; Метаморфические комплексы ..., 1977, 1978; Цикличность ..., 1977) и рассмотрение собственно позднегеосинклинального (орогенного) метаморфизма Уральской геосинклинали приводит к выводу об удовлетворительной сохранности признаков раннего метаморфизма в древних глыбах и возможности корреляции их с комплексами платформенного фундамента (Русин, 1979б). Однако если для архейских амфиболит-гранулитовых комплексов такие сопоставления правомерны (Метаморфические комплексы ..., 1977; Митрофанов и др., 1977), то для нижнего протерозоя, характеризующегося уже значительной дифференциацией тектонического и теплового режимов метаморфизма, они не могут рассматриваться как однозначные без надежного радиологического обоснования (Краснобаев, Русин, 1979).

Имеющиеся датировки в раннедокембрийских глыбах Урала характеризуют конкретные эндогенные процессы и хорошо сопоставимы с рубежами общей шкалы докембрия (см. таблицу).

К древнейшим образованиям на Урале относится тараташский комплекс, радиологические датировки которого допускают возраст исходного субстрата 3.0–3.2 млрд. лет ( $\alpha$  - Pb, K - Ar методы). Гранулитовый метаморфизм ( $\geq 2.7$  млрд. лет), характеризующийся умеренными давлениями ( $Alm_{64-78} + Cord + Sill + Q$ ), проявлен в участках с наиболее ранними субширотными складчатыми структурами, сложенными двупироксеновыми кристал-

лическими „сланцами“, гнейсами с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, гиперстеном, иногда графитом, магнетитсодержащими кварцитами, магнетит-гиперстеновыми породами, гиперстеновыми габбро-диорито-гнейсами и диорито-гнейсами, оливин-бронзитовыми породами и эвлизитами (Ленных и др., 1978; Ленных, Краснобаев, 1978). С этим этапом связано формирование гиперстенсодержащих мобилизатов плагиомигматитов и жильных тел, иногда значительной мощности, высокоглиноземистых гранитоидов, эндебитов и чарнокитов. Появление более поздних гранитоидов горы Шигир вызвано диастрофизмом с возрастом 2.4 млрд. лет ( $U - Th - Pb$  метод). Интенсивно проявлен этап высокотемпературного диафореза амфиболитовой фации (2.1-2.2 млрд. лет,  $U - Th - Pb, Rb - Sr, K - Ar$  методы) с региональным ультраметаморфизмом (плагиомигматизация, фельдшпатизация, анатексис), обусловившим сложные взаимоотношения и значительную насыщенность комплекса гранитоидным материалом. Характер метаморфизма пород и минерализации, последовательность эндогенных процессов и радиологические датировки с достаточной надежностью позволяют коррелировать тараташский комплекс с ареальными гранулитовыми комплексами алданской фации глубинности (кольская, иенгская серии), положение которых в основании архейского кристаллического фундамента шитов сомнений не вызывает (Глебовицкий, 1973; Келлер, Кратц, 1979).

Ареальный однородный метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов с региональной плагиомигматизацией и развитием автохтонных массивов плагиогнейсо-гранитов и гнейсо-гранитов, относимый к беломорскому (стансовому) уровню (Глебовицкий, 1973), проявлен в крупнейшей на Урале Мугоджарской глыбе. Различные типы амфиболитов и гнейсов с гранатом, кианитом, силлиманитом, кварцитами, мелкозернистые лейкократовые гнейсы (лептиниты), часто с магнетитом, слагающие южноугоджарскую и галдыкскую серии, собраны в брахиформные складки северо-западного, субширотного и северо-восточного простираний, сформированные в результате нескольких этапов деформаций. Метаморфические преобразования пород носили неоднотипный характер, на что указывает неравновесность некоторых минеральных ассоциаций, но протекали в температурном интервале амфиболитовой фации при постоянно повышенных давлениях, подтверждаемых и присутствием симплектитозых эклогитоподобных пород с высокомагнезиальным гранатом и жадеитовым пироксеном. С процессами метаморфизма в Мугоджарской глыбе связано формирование месторождений мусковитовых и керамических пегматитов, высокоглиноземистого сырья и антофиллит-асбеста. Устанавливается значительное сходство в стратиграфических разрезах, особенностях слагающих их пород, минеральных парагенезисах, характере ультраметаморфических преобразований, типах структур и наборах полезных ископаемых мугоджарского и беломорского комплексов (Русин, Маркс, 1977; Русин, 1979а; Цикличность ..., 1977). Единичные определения

возраста  $K-Ar$  и  $Rb-Rb$  методами не превышают 1.3–1.5 млрд. лет, однако аналоги мугоджарского комплекса в типовых районах развития протерозойских образований отсутствуют. В то же время последовательность формирования незональных тарагашского и мугоджарского комплексов хорошо согласуется с известными гранулитовым и амфиболит-мигматитовым уровнями архея.

Нижнепротерозойские комплексы на Урале выделяются достаточно определенно. Однако латеральные малоградиентные зональности, хорошо изученные для этого периода в пределах щитов, могут быть построены лишь гипотетически, так как масштабность этих зональностей несопоставима с размерами древних блоков, в каждом из которых узнаются фрагменты отдельных средне-, высокотемпературных зон. Поэтому свекофенно-карельский метаморфизм конкретных комплексов картируется как однородный монофациальный на уровнях эпидот-амфиболитовой (хобеизский), амфиболитовой (уфалейский, харбейский), редко с реликтами гранулитовой (салдинский, селянкинский) фаций. Радиологически наиболее обоснован возраст амфиболитового метаморфизма (1850 млн. лет,  $\alpha - Rb$   $U - Th - Rb$  методы с изотопным контролем) селянкинского комплекса эвгеосинклинальной области (Краснобаев и др., 1974), обнажающегося в виде тектонических клиньев в Ильменогорской полиметаморфической зоне. Изучение изотопного состава стронция (Краснобаев и др., 1978) из пород этого комплекса показало, что они сложены существенно сиалическим материалом, развивающимся за счет гранито-гнейсового докембрийского фундамента, в отличие от обычно сопоставляемых с ними палеозойских гнейсов так называемой шумихинской свиты, субстратом которых были мантийные офиолиты океанического типа. Корреляция нижнепротерозойских комплексов с типовыми разрезами Балтийского щита (Земная кора ..., 1978; Проблемы геологии ..., 1976) носит условный характер. Иногда удается наметить сходную последовательность накопления и преобразования пород в древних блоках с хорошо изученными комплексами Северной Карелии (Русин, Маркс, 1977), но для однозначных сопоставлений материалов чаще оказывается недостаточно. В то же время однородный метаморфизм этих комплексов, часто в режимах меняющихся давлений, и плаггиомигматизация ареального типа (Русин, 1979а) в большинстве случаев, позволяют с достаточной уверенностью относить их к дорифейским образованиям.

Наиболее проблематично в настоящее время обоснование верхних частей разреза нижнего протерозоя. Сходящиеся геохронологические датировки для этого периода отсутствуют, и отнесение к интервалу 1950–1650 млн. лет эклогит-глаукофансланцевых максютовского и марункеуского комплексов основано не на корреляции эндогенных процессов, как как аналоги их среди образований нижнего протерозоя неизвестны, а на косвенных геологических данных. Метаморфические толщи максютовского комплекса слагают сильно

уплощенный блок или клин длиной около 260 км при ширине 10-15 км, ограниченный с востока на всем протяжении Главным уральским разломом (надвигом) с телами серпентинитов и зонами меланжа, а с запада — терригенными зеленосланцевыми образованиями верхнего рифея (?). Породы комплекса собраны в сложные антиформные складки не уральского простираия (СВ и ССВ) с падением осевых плоскостей к северо-западу, Метаморфизованы они в условиях фации глаукофановых сланцев с широким зеленосланцевым диафторезом и исходно представляли, вероятно, гипербазиты (очень мало), базитовые вулканиты, кварциты (много), глинистые сланцы (много), аркозовые песчаники (?), изредка углистые сланцы, кварцевые порфиры и др. (Ленных, 1977 и др.). Зональности в распределении метаморфических минералов не наблюдается. Фигурирующее в литературе определение возраста максютовского комплекса  $Rb-Sr$  методом (1100 млн. лет) не подтверждено аналитическими данными и нуждается в проверке. Ближе к истине следует считать  $K-Ar$  возраст слюд для марункеуского комплекса (1560 млн. лет), сопоставляемого с максютовским. Все материалы по максютовскому комплексу не противоречат отнесению его к фрагментам эпикарельской платформы, а метаморфизм высоких давлений находит удовлетворительное объяснение в новой гипотезе (Иванов, 1979), связывающей дополнительные давления с внедрением диапира разуплотненной мантии в период предрифтогенной активизации.

#### Поздний докембрий

Позднедокембрийские (верхнепротерозойские) образования, включающие стратотипические разрезы рифея, развиты в западном обрамлении Уральской эвгеосинклинали на протяжении от Южного до Полярного Урала и на Тимане. Изучение их в значительной мере способствовало разработке общепринятых в настоящее время палеонтологических (биостратиграфических) принципов расчленения позднего докембрия (Келлер и др., 1979). Основные стратиграфические подразделения уральского рифея лежат в основе общей шкалы докембрия, характеризую ее верхнюю часть как наиболее наполненную геологическим содержанием. Проблема границ этих подразделений, их геохронологическое обоснование, а также вопросы внутреннего расчленения и корреляции выходят за пределы региональных (Келлер, Кратц, 1979; Козлов, 1978). Наиболее дискуссионна проблема нижней границы рифея и стратиграфической принадлежности бурзянской серии (Нижняя граница..., 1978), определяемой реперным положением Бердяшского массива рапакиви. Первоначальные сходящиеся значения различных методов позволяли оценивать возраст массива в 1400 млн. лет. Однако публикация датировки 1560 млн. лет (Салоп, Мурина, 1970) поставила под сомнение единство стратотипического разреза уральского рифея и явилась основанием для отнесения бурзянской серии к нижнему протерозою и, соответственно, к целому ряду спорных корреляций.

Новые петролого-геохронологические исследования Бердяшского массива (Краснобаев и др., 1979) дали устойчивые значения возраста  $1350 \pm 10$  млн. лет (Rb - Sr, U - Th - Pb и K - Ar методы) по породам и минералам, не претерпевшим наложенных преобразований. Эти определения согласуются с первоначальными при пересчете последних на новые константы. На одну изохрону попадают габброиды, сиенит-диориты, граниты, автолиты и нефелиновые сиениты. Низкие значения первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  ( $0.7034 \pm 0.0007$ ) свидетельствуют о мантийной природе и подтверждают петрологические выводы о генетической связи гранитов и нефелиновых сиенитов с базальтовой магмой. Таким образом, постулирование „неповторимости формаций ралакиви с возрастом 1600-1800 млн. лет“ оказывается неправомерным. Верхняя граница нижнего рифея не может опускаться ниже  $1350 \pm 10$  млн. лет, а основа длительной дискуссии по бурзянской серии и ее удревнению устраняется. Вместе с тем проблема геохронологического обоснования границ верхнего протерозоя требует дальнейших исследований.

Рифей-вендские образования Урала традиционно, начиная с работ Н.С. Шатского, оценивавшего длительность их формирования не более 200 млн. лет, рассматриваются как геосинклинальные, отвечающие завершённому байкальскому тектоно-магматическому циклу (Келлер, 1973 и др.), либо нескольким циклам - у исследователей, сопоставляющих их с фанерозоем. Обсуждаются вопросы об особенностях и местоположении байкальской геосинклинали (или геосинклиналей), предлагаются различные названия („миогеосинклинали“, „криптогеосинклинали“, геосинклинали неполного либо особого пути развития и др.), отмечающие отличия от элементарных циклов Г. Штилле. С позиций классической геосинклинальной теории проводится формационный анализ, а проявления небольших тел гранитоидов, метаморфизма и стратиграфических несогласий используются для обоснования эпох (фаз) складчатости. В то же время разными исследователями отмечались платформенные черты вулканизма на западном склоне Урала (Штейнберг, 1968; Румянцева, Смирнов, 1972, и др.), спокойный антиформный негеосинклинальный тип деформаций (Пронин, 1971 и др.), проблематичность выделения той или иной эпохи складчатости, незакономерность проявления либо своеобразии геологических формаций, но это никогда не приводило к постановке вопроса о правомерности выделения верхнепротерозойского геосинклинального режима на Урале. Тем не менее именно вопрос о последовательности геологических событий в стратотипическом регионе рифея и возможности отождествления их с геосинклинальными может иметь решающее значение для объективного истолкования геологической истории верхнепротерозойского периода, знание которой важно и для палеорекострукций раннедокембрийских эндогенных режимов.

Анализ всех материалов по рифейско-вендским образованиям Урала и предварительное сопоставление их с аналогичными комп-

лексами континентов (Иванов, 1977, 1978, 1979; Иванов и др., 1979) показали уязвимость доводов о байкальских геосинклинальных режимах и позволили обосновать выводы о континентальных рифтогенных и пострифтогенных условиях формирования верхнепротерозойских комплексов обрамления уральской геосинклинали.

Типичные геосинклинали (ортогеосинклинали, эвгеосинклинали) должны нести следы океанической земной коры и ее превращения в кору континентальную. Это значит, что в них обязательно должны присутствовать офиолитовые и островодужные формации, быть ясные признаки гранитизации в виде водных синорогенных гранитоидов, проявления высокоградиентного зонального метаморфизма.

Магматическая деятельность и тектонические деформации известны и на платформах. В поясах современных и палеорифтов задолго до появления самих рифтов отмечается проявление эндогенных процессов, характерных для зон диасхизиса (тектоно-магматической активизации). Эти процессы, обусловленные внедрением в литосферу разуплотненного (частично расплавленного) материала астеносферы, сопровождаются куполовидным подъемом земной коры и формированием расчлененного горного рельефа. Значительные площади поднятий, во много раз превышающие критические возможности коробления литосферы под действием тангенциальных сил, черты растяжения приповерхностных толщ (грабены, сбросы), внедрения даек и присутствие магматических пород с признаками мантийного происхождения свидетельствуют не о боковом сжатии, с которым связывается орогенная складчатость, а об общих условиях растяжения, приводящих к рифтогенезу. Рифтогенный процесс может протекать очень долго с неодинаковой интенсивностью и не всегда завершаться полным разрывом континентальной плиты, раздвижением образовавшихся частей и созданием океанического бассейна, но только такое развитие ведет к образованию типичных эвгеосинклиналей. В общую последовательность событий крупного цикла развития земной коры (подъем земной коры и диасхизис-рифтогенез-внутрикратонное, а затем перикратонное опускание-океаническая структура-эвгеосинклинальная подвижная область-эпиplatforma) хорошо укладывается верхнепротерозойско-фанерозойская геологическая история Урала (Иванов, 1979).

Разрыв мощной континентальной плиты не может произойти сразу на всю ее глубину, а должен сопровождаться пластическим растяжением на нижних и сбросами на верхних горизонтах коры. Хрупкие деформации верхнего этажа, денудация куполовидного поднятия с формированием контрастного рифтового рельефа обеспечивают накопление закономерного ряда осадочных формаций. Он начинается своеобразными континентальными рифтогенными молассоидами и фалаховой формацией, которые затем сменяются алевролитами и сланцами при подчиненном значении песчаных пород и завершаются стратолитовыми карбонатными толщами. Активизация рифтогенных процессов может приводить к повторению этой последовательности, обуславливая цикличность осадконакопления в связи



с повторным подъемом и денудацией поверхности, что мы и видим в стратогипических разрезах рифея и венда в Башкирском антиклинории (Келлер, 1973; Козлов, 1978, и многие более ранние работы других исследователей) и на Северном Урале (Клюжина и др., 1979). Выполненные на Урале палеогеографические реконструкции не обнаруживают крупных постепенно и длительно формирующихся зон поднятий и межгорных прогибов, а указывают на весьма динамическую картину непостоянных, относительно узких, но контрастных форм рельефа. Об этом говорят прослои грубых (иногда валунных) конгломератов, многократная смена в течение позднего протерозоя направлений и источников сноса обильного кластического материала на весьма ограниченной площади Башкирского и Уралауского поднятий Южного Урала (Романов, 1973). На грабенный тип рельефа убедительно указывают большие мощности (до 2–3 км) преимущественно обломочных пород в узких депрессиях (15–20 км при длине 100–200 км) при исключительно медленном, в сотни раз ниже геосинклинального, накоплении осадков по всему району Башкирского антиклинория.

В стратогипических разрезах рифея Башкирского антиклинория мощностью около 12 км, охватывающих период осадкообразования свыше 1 млрд. лет, несогласия, часто локальные и только стратиграфические, отмечаются лишь в основаниях осадочных циклов, базальное положение в которых занимают конгломераты и фалаховые формации. Нижние их границы принимаются за естественные рубежи главных подразделений рифея в общей стратиграфической шкале докембрия и иногда рассматриваются как проявления эльсонской, гренвильской и байкальской складчатостей. Однако заключения о складчатостях базируются на стратиграфических перерывах и лишь иногда на угловых несогласиях, которые вполне могут быть объяснимы глыбовой тектоникой и особенностями рельефа в периоды активизации (диасхизиса) рифтогенной структуры и (или) отдельными импульсами сжатия на фоне преобладающего растяжения. Отсутствие пликативных деформаций в верхней протерозойских гольцах Южного Урала и Тимана, сопоставимых с геосинклинальной складчатостью, отмечалось в работах А.А. Пронина, Г.А. Смирнова, П.Е. Оффмана.

С этапами активизации рифтогенной структуры связано проявление магматической деятельности, незначительной по объему на Южном Урале и сравнительно интенсивной на Приполярном. Магматические породы имеют очень разнообразный и в то же время характерный состав. Это щелочно-ультраосновные, ультраосновные, в том числе пикриты, часто тоже со щелочным уклоном, обогащенные титаном и магнием габбро-диабазы, эссекиты, трахитовые базальты, щелочные натриевые и калиевые базальты и липариты. Известны рапакиви и псевдострагифицированные тела габбро-гипербазитов (кусинские и сарановские хромитоносные), имеющие геологические и геохимические черты сходства с расслоенными комплексами Южной Африки. Особенности платформенного рифтогенного

вулканизма сохраняются на протяжении всего протерозоя. Лишь в ордовике, как показал В.Н. Пучков (1974), сопряженно со сменой континентальной молассы с характерным аркозовым материалом отложениями континентального склона и открытого моря (граувакки, фтаниты, яшмы), вулканизм приобретает характеристику рифтового океанического (начального геосинклинального), типичную для средних океанических хребтов.

Эндогенные процессы утонения, предшествующего полному разрыву мощной континентальной коры, протекают в неодинаковых  $P - T$  -условиях, меняющихся во времени и пространстве, и захватывают как платформенный фундамент с подстилающими его горизонтами верхней мантии, так и синхронные раздвижению рифтогенные образования (Иванов, 1978, 1979). Подъем в подкоровые и нижележащие зоны разуплотненного материала с глубин 100–200 км и более обеспечивает на начальных этапах предгеосинклинального диасхизиса повышение давления. Последнее контролируется скоростью и объемом выдавливаемых из глубины частей мантии щелочных флюидов, прочностью земной коры на изгиб, скоростью подъема диапира и вязкостью астеносферного слоя. За повышением давления следуют прогрев и деформация. Реализуются условия низкоградиентного режима метаморфизма (максюговский комплекс). Пластические деформации в нижних зонах земной коры в зависимости от ее мощности могут охватывать большие или меньшие объемы либо фиксировать плоскости латерального перемещения пластин. При этом в основании земной коры утоняющегося края платформы формируются разнотемпературные диафториты – бластомилониты амфиболитовой, эпидот–амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а в верхней мантии – дупироксеновые бластомилониты. В современном эрозионном срезе они картируются в виде линейных субмеридиональных зон мощностью до нескольких километров в раннедокембрийских блоках–клиньях (Тараташском, Александровском, Уфалейском) и, видимо, в габбро–гипербазитовых массивах (Войкарском) и по структурно–текстурным особенностям аналогичны бластокатаклазитовым комплексам глубинных надвигов эвгеосинклинальной области (Русин, 1979а). Вероятно, с этим этапом связаны катакластические деформации и перекристаллизация в полях слюдоносных пегматитов Мугоджарской глыбы. Формирование линейных зон бластомилонитов носило прерывистый характер в интервале 1400–500 млн. лет. Оно началось в зонах разрыва (которые стали позже краями разорванной платформы), перемещалось в глубь частей платформы, а со временем захватило нижние горизонты депрессионных отложений верхнего протерозоя.

Омолождение рифтогенных формаций в сторону утоняющегося края платформы, т.е. в сторону возрастающей проницаемости для тепловых потоков, приводит к тому, что наиболее древние и удаленные от океанической структуры толщи оказываются не затронутыми зональным метаморфизмом. В разрезах Башкирского антиклинория лишь в нижних толщах бурзянской серии нижнего рифея

можно видеть низкотемпературные преобразования на уровне мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. В более восточных районах рифтогенные карбонатно-терригенные и вулканогенно-терригенные толщи в термальных аномалиях испытывают зональный прогрессивный метаморфизм в режимах дистен-силлиманитовой (златоустовский, белорецкий комплексы) и андалузит-силлиманитовый (кваркушский комплекс) серий. Сопряженность в отдельных случаях с этими зональностями небольших тел гранитоидов (Губенский массив) служила одним из основных аргументов для отнесения их к орогенным продуктам рифейских геосинклинальных циклов.

Закрытие в палеозое океанической структуры, первый импульс которого проявился уже в раннем девоне, привело к замыканию континентальных плит и орогенезу с характерными меридиональными структурами (Пейве, Иванов и др., 1977). При сжатии и складчатости верхнепротерозойские рифтогенные образования и глыбы-клинья дорифейского фундамента заняли закономерное положение в обрамлении и (или) внутри геосинклинальной области. В последнем случае это небольшие срединные массивы („микроконтиненты“). При этом они были подвергнуты новому метаморфизму, но уже вызванному не раздвижением, а смыканием плит и заключительной орогенной гранитизацией. Преобразования верхнепротерозойских рифтогенных комплексов в палеозое имели прогрессивный характер и часто полностью заглушевывали следы ранних деформаций. В последнем случае исключается возможность по особенностям метаморфизма без специального формационного анализа выделения их из состава орогенных зональных метаморфит. Жесткие же глыбы раннедокембрийского кристаллического фундамента в палеозойской геосинклинали испытывали преимущественно разломные деформации и лишь локальный низкотемпературный диафторез. В результате в них сохранились признаки раннего метаморфизма, позволяющие коррелировать древние блоки с типовыми комплексами шитов.

Присутствие докембрийских образований в геосинклинальной области сказывается на характере позднепалеозойского гранитоидного магматизма, обуславливая особенности вещественного состава массивов, что отчетливо проявлено, например, в Мугоджарах (адамеллит-гранитовая формация, нефелиновые сиениты) и в Ильменогорской зоне (миаскиты).

Геологические события позднепротерозойско-фанерозойского периода (цикла) развития земной коры Урала характеризуются не полигеосинклинальностью (полициклическостью), а длительной (около 1 млрд. лет) эволюцией, включающей этапы диасхизиса, рифтогенеза, утонения земной коры и последующего полного разрыва с образованием в палеозое океанической структуры, замыкание которой привело к формированию Уральской складчатой области.

Изучение последовательности и характера геологических событий в предыстории типичных эвгеосинклиналей в рассмотренном выше аспекте впервые было выполнено на Урале (Иванов, 1977,

1978, 1979). Возможности подобного пути трансформации кристаллического фундамента платформ в складчатых поясах никем не оценивались. Приложение же результатов данных исследований к другим регионам может способствовать расширению наших знаний в понимании общих закономерностей истории геологического развития земной коры.

## Л и т е р а т у р а

Г л е б о в и ц к и й В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., „Наука“, 1973. 128 с.

З е м н а я к о р а в о с т о ч н о й ч а с т и Б а л г и й с к о г о ш и т а. Л., „Наука“, 1978. 232 с.

И в а н о в С.Н. О байкалидах Урала. — ДАН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1144–1147.

И в а н о в С.Н. Метаморфизм разрыва плит. — ДАН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 908–911.

И в а н о в С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических голц в обрамлении эвгеосинклиналей. Препринт. Свердловск, 1979. 78 с.

И в а н о в С.Н., Р у с и н А.И., М а р к с В.А. Тектонические аспекты эволюции метаморфизма (на примере Урала). — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1979, с. 35–37.

К е л л е р Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. — Общая геология, т. 5, сер. „Итоги науки и техники“. М., ВИНТИ, 1973. 120 с.

К е л л е р Б.М., К р а т ц К.О. Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР. — В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., „Наука“, 1979, с. 127–146.

К е л л е р Б.М., К р а т ц К.О., Т у г а р и н о в А.И. Принципы и методы расчленения и корреляции докембрия. — В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л., „Наука“, 1979, с. 8–16.

К л ю ж и н а М.Л., К у р б а ц к а я Ф.А., К у р б а ц к и й А.М. Об объеме вендского комплекса на Урале. — Ежегодник ИГиГ УНЦ АН СССР 1978 г. Свердловск, 1979, с. 10–14.

К о з л о в В.И. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Башкирского Урала. — Докембрийские голцы Башкирского мегантиклинория на Урале и их мегаллогения. Свердловск, 1978, с. 3–15.

К р а с н о б а е в А.А., Б и б и к о в а Е.В., Г р а ч е в а Т.В. Беломорский метаморфизм гнейсов Сысертско-Ильменогорского антиклинория. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Т. II. Свердловск, 1974, с. 159–160.

К р а с н о б а е в А.А., Б и б и к о в а Е.В., С т е п а н о в А.И., Р о н к и н Ю.Л., Г р а ч е в а Т.В., Л е п и х и н а О.П., М а к а р о в В.А. Геохронология Бердяуш-

кого массива. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Уфа, 1979, с. 7-8.

Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Степанов А.И., Лепихина О.П. О возрасте гранитизации и природе субстрага гнейсов Сысертско-Ильменогорского комплекса. — Ежегодник ИГиГ УНЦ АН СССР 1977 г. Свердловск, 1978, с. 3-6.

Краснобаев А.А., Русин А.И. Схематический геолого-радиологический разрез докембрия Урала. — Ежегодник ИГиГ УНЦ АН СССР 1978 г. Свердловск, 1979, с. 7-9.

Ленных В.И. Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М., „Наука“, 1977. 160 с.

Ленных В.И., Краснобаев А.А. Абсолютный возраст метаморфических пород. — В кн.: Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск, 1978, с. 69-76.

Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса. — В кн.: Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск, 1978, с. 3-45.

Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, „Наука“, 1977. 350 с.

Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л., „Наука“, 1978. 222 с.

Мигрофанов Ф.П., Козаков И.К., Зингер Т.Ф. Раннедокембрийские конгломераты с валунами гранулитов в Сангиленском срединном массиве каледонид Тувы. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., „Наука“, 1977, с. 232-238.

Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М., „Наука“, 1978. 198 с. (Труды ГИН, вып. 312).

Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечехин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Тектоника Урала (Объяснительная записка к тектонической карте Урала). М., „Наука“, 1977. 120 с.

Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976. 72 с.

Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Л., „Наука“, 1971. 215 с.

Пучков В.Н. Рифогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Докл. на заседании Президиума КФАН СССР. Сыктывкар, 1974. 47 с.

Романов В.А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М., „Наука“, 1973. 132 с.

Румянцева Н.А., Смирнов Ю.Д. Формационный анализ магматических образований западного склона Урала. — В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972, с. 9-12.

Русин А.И. Мигматиты метаморфических комплексов Урала. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1979а, с. 62–100.

Русин А.И. Раннедокембрийские комплексы Урала и некоторые вопросы их корреляции с кристаллическими образованиями Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев, „Наукова думка“, 1979б, с. 224–225.

Русин А.И., Маркс В.А. Вопросы геолого-тектонической типизации метаморфических комплексов Урала. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977, с. 83–101.

Салоп Л.И., Мурина Г.А. Возраст Бердяушского плутона ралакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея. — „Сов. геология“, 1970, № 6, с. 15–27.

Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. Л., „Наука“, 1977. 285 с.

Штейнберг Д.С. О специфике магматизма западного склона Урала. — В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968, с. 17–24.

С.Н. Иванов

## ДОКЕМБРИЙСКАЯ ПРЕДЫСТОРИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Успехи формационного анализа позволили получить в последние 10–15 лет подтверждение заметной роли геосинклинального процесса в развитии земной коры в протерозое и даже в архее. В то же время было установлено как в фанерозое, так и в докембрии значительное распространение негеосинклинальных форм эволюции земной коры — путем диасхизиса (дейтероорогенеза — Боголепов, 1968; Хаин, 1976, и др.). Одновременно выяснилось широкое развитие рифтового процесса в истории формирования земной коры.

Изучение предьстории уральской палеозойской геосинклинали, а затем и байкалид юга Сибири показало, что байкальской верхнепротерозойской геосинклинали в этих районах не было (Иванов, 1977, 1980а). За байкальские геосинклинальные образования до настоящего времени принимались рифтогенные и предрифтогенные образования готского (эльсонского) и дальсландского (гренильского) времени и сопровождающие их отложения пострифтогенных интра- и перикрагонных опусканий. Сравнивая такой ход событий на основе формационной характеристики их этапов с соответствующими этапами истории других палеорифтов и современных рифтов (Борукаев и др., 1977; Божко, 1978; Развальяев, 1979; Иванов, 1980б и др.), автор пришел к выводу о существовании единой цепи событий

развития земной коры (литосферы). Главными звеньями этой цепи являются:

1) подъем высокошелочных флюидов с глубин 100—200 км. Образование столба разуплотненной мантии, поднимающего земную кору. Метаморфизм высоких давлений и высоких температур. Образование в нижнем этаже земной коры амфиболитов и гранулитов, иногда, видимо, эклогитов. Появление локальных вздутий земной коры, постепенно разрастающихся и сливающихся в одно обширное (тысячи и десятки тысяч квадратных километров) пологое сводообразное поднятие, разбитое сбросами и грабенами. Формирование габбро-анортозитовых и расслоенных базито-гипербазитовых массивов. Интрузии и вулканизм разнообразного состава, часто щелочного. К концу стадии массовое образование гранитоидов. Радиоактивное омоложение вмещающих толщ. Сильная денудация поверхности. В депрессиях образование континентальной молассы;

2) прогибание поверхности, образование обширного пологого интракратонного бассейна, превращающегося в перикратонный (в следующую стадию при разрыве платформы), в котором происходит частично компенсирующее мощное осадконакопление терригенных, глинистых и карбонатных осадков. Массовое излияние базальтов. На средних и нижних этапах земной коры образование сланцеватости и простой, большей частью слабой, складчатости в связи главным образом с поперечным растяжением неоднородной земной коры;

3) разрыв в осевой части пояса и образование океанической коры (отмечается не во всех поясах). Подъем блоков коры, испытавшей „шейковый“ метаморфизм (Иванов, 1978). Местами внедрение гранитоидов и щелочных пород, богатых редкими элементами, с локальным радиоактивным омоложением.

Далее события продолжают по известной эвгеосинклинальной схеме: образование и замыкание океанического бассейна, скупивание геосинклинальных осадков. Субдукция, гранитизация и постгеосинклинальный орогенез.

В некоторых случаях цепь событий завершается вторым звеном, затем вновь начинается подъем земной коры, и цикл повторяется, охватывая несколько десятков или сотен миллионов лет.

Каждый эрозионно-осадочный цикл, начинаясь с подъема земной коры и образования контрастного горного рельефа, обуславливает скопление грубых, а затем и более тонких молассоидов в протяженных, сравнительно узких (обычно до первых десятков, реже до 80 км) депрессиях, где преимущественно сосредотачиваются извержения базальтоидов. Затем на их месте образуются зоны более обширных опусканий, сопровождающихся образованием пресных или осолоненных пологих бассейнов, выполняющихся глинистыми, а затем карбонатными отложениями. Такая последовательность событий очень характерна для рифтовых зон, как современных и кайнозойских, так и более древних, включая зоны диасхизиса докембрия. Возникающие при этом рифтогенно-депрессийные комплексы большей частью относят к хемизвгеосинклиналям или миогеосинклина-

лям, хотя их появление в крупном цикле развития земной коры в действительности предшествует образованию настоящих геосинклиналей (эвгеосинклиналей).

### Л и т е р а т у р а

Боголепов К.А. О двух типах орогенеза. — Геология и геофизика, 1968, № 8, с. 15–26.

Божко Н.А. Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., «Наука», 1978, с. 33–40.

Борукеев Ч.Б., Башарин А.К., Берзин Н.А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск, 1977. 264 с.

Иванов С.Н. О байкалидах Урала. — ДАН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1144–1147.

Иванов С.Н. Метаморфизм разрыва плит. — ДАН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 908–911.

Иванов С.Н. О байкалидах Урала и Сибири. — Геотектоника, 1980а, № 6.

Иванов С.Н. О природе энсиалических геосинклиналей позднего докембрия на примере байкалид Урала. — В кн.: МГК, XXVI сессия. Доклады сов. геологов. М., «Наука», 1980 б.

Разваляев А.В. Эндогенные режимы, предшествующие рифтогенезу. — Геотектоника, 1979, № 6, с. 32–41.

Хайн В.Е. Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление. — В кн.: Тектоника и структурная геология, планетология. МКГ, XXV сессия. Доклады сов. геологов. М., «Наука», 1976, с. 15–19.

В.П. Парначев

### О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Вопросы строения, состава, формационной принадлежности и условий формирования позднедокембрийских вулканогенно-осадочных комплексов Башкирского мегантиклинория, являющихся стратотипом рифея, приобретают самое актуальное значение. Полученные в последние годы материалы поставили под сомнение традиционные представления о миогеосинклинальном типе геологического развития региона и обусловили разработку альтернативной модели платформенного (рифтогенного) режима указанной территории в позднем докембрии (Иванов, 1979, 1980; Парначев, 1979, 1980). Предлагаемая



концепция находит свое подтверждение при формационном анализе, исследовании морфологии тектонических структур, в характере метаморфических преобразований позднедокембрийских комплексов западного склона Южного Урала. Не касаясь всех вышеперечисленных признаков, рассмотрим некоторые особенности вещественного состава вулканогенно-осадочных ассоциаций, столь необходимые для определения их классификационной принадлежности и условий формирования.

В составе позднедокембрийских последовательностей западного склона Южного Урала вулканогенные образования отмечаются в низах нижнего и среднего рифея (айская и машакская свиты), а также в венде.

Нижнерифейские отложения айской свиты начинают бурзянский цикл осадконакопления и характеризуются парагенетической ассоциацией трахибазальтовых вулканитов (около 5%) и гетерофациальных грубообломочных терригенных пород.

Вулканогенные образования локализованы в обрамлении тарагашского комплекса, в составе нижней навышской подсвиты, где слагают отдельные пачки, покровы, штоки, силлы, субвулканические тела. Среди разновозрастных отложений других структур мегантиклинория вулканические породы отсутствуют.

Преимущественным распространением среди нижнерифейских вулканитов пользуются трахибазальтовые разности, формирование которых происходило в наземноконтинентальных и мелководных условиях (Парначев, 1980). Особенности химизма (табл. 1), содержание редких и редкоземельных элементов (табл. 4) и их распределение (рисунок) подтверждают принадлежность характеризующихся вулканитов к континентальным разностям, формирование которых связывается с заложением и развитием рифтовой структуры.

Терригенные породы в составе навышской подсвиты фациально замещают эффузивные и пирокластические образования. Ассоциируя непосредственно с последними, осадочные породы представлены пестроцветными разновидностями — красноцветными и зеленоцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, полимиктовыми конгломератами. Во всех них отмечается присутствие обломков вулканических пород и пепловых частиц. В дистальных фациях среди осадков преобладают светлые, серые и розовато-серые полевошпат-кварцевые и аркозовые арениты.

В верхних частях навышской подсвиты появляется маломощный (первые десятки метров) горизонт переслаивания доломитистых песчаников, алевролитов, доломитов, условно принимаемый нами в качестве границы раздела с вышележащей ефремовской подсвитой. Последняя представляет собой толщу сложнопереслаивающихся и содержащих в различных количествах пирокластический материал алевролитов, песчаников, аргиллитов.

Как и в предыдущем случае, среди песчаников ефремовской подсвиты преобладают аркозовые и полевошпаткварцевые разности, но встречаются мономиктовые кварцевые арениты и граувакки.

Т а б л и ц а 1

Химические составы вулканогенных и осадочных пород айской свиты Южного Урала (нижний рифей)

Окисел	1 (23)	2 (7)	3 (9)	4 (17)	5 (26)	6 (22)	7 (11)
SiO <sub>2</sub>	50.04	48.70	60.02	88.91	74.48	68.88	62.51
TiO <sub>2</sub>	2.74	2.72	2.85	0.23	0.60	0.76	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.09	16.40	16.81	3.97	11.62	14.66	18.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.96	6.13	1.64	0.74	2.26	2.37	5.20
FeO	5.93	7.10	1.17	2.07	2.22	3.18	1.86
MnO	0.17	0.10	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04
MgO	5.97	8.39	1.06	0.75	1.86	2.76	2.75
CaO	3.67	2.06	1.64	0.49	0.77	0.86	0.53
Na <sub>2</sub> O	4.15	0.56	0.27	0.28	2.19	2.04	1.00
K <sub>2</sub> O	2.54	7.24	13.73	2.47	3.80	4.25	6.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.79	0.60	0.78	0.07	0.18	0.20	0.20

Примечание. 1 - трахибазальты, 2 - микроклинизированные трахибазальты, 3 - микролиниты, 4 - песчаники кварцевые, 5 - песчаники аркозовые, 6 - алевролиты, 7 - аргиллиты. В скобках указано число анализов.

По текстурно-структурным особенностям осадочных пород свиты (наличие косослоистых и оползневых текстур, трещин усыхания, включений линзообразных тел конгломератов тиллоидного облика, флишоидной слоистости, признаков турбидных потоков, ассоциации с наземными вулканитами и г.д.) предполагается исключительно широкий спектр фациальных обстановок осадконакопления - от наземных аллювиальных у подножия склонов до лагунных и морских мелководных.

Особенности химического состава преобладающих в айской свите песчаных пород (табл. 1), так же как и характер распределения в них легких, средних и тяжелых лантаноидов (см. рисунок), указывают на накопление осадков в условиях платформенного режима.

Таким образом, на основании изучения вещественного состава айского комплекса, представляющего собой ассоциацию трахибазальтовых вулканитов и молассоидных терригенных пород, можно утверждать, что его формирование происходило в пределах платформы в результате заложения грабенообразной структуры. Этот процесс сопровождался базальтовым вулканизмом и некомпенсированным заполнением прогиба вначале грубообломочным, а затем все более тонким материалом. Существенную роль при накоплении всего объема свиты играли грязевые и турбидные потоки, продукты которых

в проксимальных фациях фиксируются в виде линзовидных тел конгломератов.

Принадлежность характеризуемых пород к группе платформенных образований подтверждается также сходством стратиграфической последовательности, близостью состава и мощностей бурзянской серии Башкирского мегантиклинория с одновозрастными отложениями Камско-Бельского авлакогена Восточно-Европейской платформы (Солонцов и др., 1979), на юго-восточном продолжении которого в пределах западного склона Южного Урала вскрывается описываемая нами айская вулканогенно-осадочная ассоциация.

Среднерифейский (юрмагинский) цикл осадконакопления начинается с формирования машакского вулканогенно-осадочного комплекса, перекрывающего с угловым несогласием нижнерифейские отложения юшинской свиты (Ротарь, 1974, и др.).

Отложения комплекса вскрываются в нескольких изолированных структурах, выделяемых в качестве структурно-формационных зон и известных под различными названиями — машакская и шатакская свиты (Ямантаусская зона), кувашская свита (Кувашская зона), белятурская и аюсапканская свиты (Белоречская зона). В пределах каждой из зон наряду с общими чертами строения и состава машакского комплекса проявляются и отличия, позволяющие судить об условиях проявления и латеральной изменчивости вулканических и осадочных парагенезов.

В пределах Ямантаусской зоны (машакская и шатакская свиты) вулканогенные породы слагают от 30 до 60% объема свит и представлены кислыми и основными разностями, отмечающимися в покровной, субвулканической (силловой) и жерловой фациях.

Вулканиды базальтового состава, формирование которых происходило в мелководных, по-видимому морских, условиях, слагают как основание комплекса, так и несколько мощных горизонтов в его средней и верхней частях. Эти породы метаморфизованы на уровне зеленосланцевой фации. По особенностям химического состава и содержанию ряда редких и рассеянных элементов (табл. 2, 4) характеризуемые породы обнаруживают субщелочной уклон и сходство с базальтами рифтовых зон (Восточно-Африканская рифтовая система, 1974). Кислые вулканиды слагают относительно мощный горизонт (до 200 м) в нижней части разреза свиты, встречаются в виде отдельных прослоев на более высоких уровнях (Ротарь, 1974) и, кроме того, отмечаются в жерловых структурах Ямантаусской зоны (Ямаев, Швецов, 1973). Они представлены различными по текстурно-структурным особенностям липаритами, базокварцевыми порфирами, грахилипаритами и даже грахитами в шатакской свите, их туфами, также несущими следы мелководного формирования.

Среди осадочных пород машакской и шатакской свит преобладают конгломераты, гравелиты, разнообразные песчаники, алевролиты. Все они содержат переменное количество вулканического материала.

Характерной особенностью грубообломочных пород свиты является преобладание хорошо окатанного кварцитового материала серици-

Т а б л и ц а 2

Химические составы вулканогенных и осадочных пород машакского комплекса Южного Урала (средний рифей)

Окисел	Машакская свита			Шатакская свита			Аюсапканская и белогарская свиты			Кувашская свита		
	1 (26)	2 (2)	3 (3)	4 (56)	5 (18)	6 (1)	7 (6)	8 (3)	9 (5)	10 (5)	11 (10)	14 (3)
SiO <sub>2</sub>	50.90	72.10	70.85	49.22	71.35	80.14	49.50	72.53	87.77	50.30	73.18	71.31
TiO <sub>2</sub>	1.58	0.61	0.70	1.98	0.68	0.65	2.09	0.95	0.40	1.10	0.43	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.10	13.68	15.86	14.23	13.36	12.85	13.43	15.96	4.95	15.15	13.10	15.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.75	2.35	2.24	4.72	2.40	0.97	4.67	1.22	1.17	5.79	2.35	2.43
FeO	9.85	2.35	2.33	10.13	2.41	0.75	11.43	2.51	3.60	7.15	1.68	3.30
MnO	0.20	0.10	0.04	0.26	0.05	0.01	0.23	0.03	0.01	0.20	0.05	0.05
MgO	7.63	1.02	1.48	7.17	2.05	1.40	7.05	2.18	1.19	8.78	0.50	1.28
CaO	8.97	1.02	0.70	9.03	1.23	0.15	8.14	0.28	0.42	7.86	0.86	0.70
Na <sub>2</sub> O	3.01	2.66	0.71	2.67	3.01	0.32	3.15	0.37	0.15	3.07	3.15	0.74
K <sub>2</sub> O	0.39	4.08	5.07	0.25	3.22	2.75	0.20	3.74	0.32	0.50	4.60	4.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.13	0.02	0.21	0.13	0.01	0.11	0.23	0.02	0.10	0.08	0.05

Примечание. 1, 4, 7, 10 – мегабазальты; 2, 5, 11 – металипариты; 3, 6, 8, 9, 14 – песчаники и парасланцы. В скобках указано число анализов.

го-кварцевого цемента, содержащего обильную вкрапленность магнетита, и наличие обломочного глаукофана (Ротарь, 1976). Тектурные признаки стратифицированных пород — наличие трещин усыхания, кривой слоистости, пизолитовых туфов, диагенетических брекчий — свидетельствуют о подводных (мелководных) условиях их формирования.

В Кувашской зоне возрастным аналогом машакских отложений считаются метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации породы кувашской свиты. Основание комплекса здесь не вскрыто и разрез начинается мощной толщей порфиридов, включающих как кислые вулканические, так и разнообразные осадочные породы. Порфириды прорываются трещинными телами гранитов рябиновского комплекса, которые А.А. Краснобаевым и Н.С. Бородиной (1970) совместно с метаморфизованными вулканитами липаритового состава рассматриваются в качестве единой комагматической серии. При этом следует отметить, что среди рябиновских гранитов отмечаются и щелочные разновидности. Венчается разрез кувашского комплекса толщей метабазалтов. Осадочные породы слагают в составе комплекса относительно небольшие объемы и представлены биотит-мусковит-полевошпат-кварцевыми, биотит-мусковит-кварцевыми сланцами, реже кварцевыми песчаниками и конгломератами. Особенности химизма и геохимии этих образований (табл. 2, 4) также в большой степени указывают на платформенный тип осадконакопления.

В пределах Белорецкой структурно-формационной зоны к машакскому комплексу отнесены высокометаморфизованные (эпидот-амфиболитовая фация) вулканогенно-осадочные образования белегарской и аюсалканской свит (Шведов, 1980). Здесь покровы и отдельные потоки метабазалтов (амфиболитов), обнаруживающие петрохимическое сходство с основными эффузивами машакской и шагакской свит (табл. 2), переслаиваются с мраморизованными известняками и доломитами, кварцитами, мусковит-полевошпат-кварцевыми, хлорит-мусковит-кварцевыми, графитсодержащими кварцитовыми сланцами, иногда с прослоями конгломератов. Появление в разрезе графитсодержащих и карбонатных пород свидетельствует об относительно более глубоководных условиях проявления вулканизма, а специфика химизма терригенных осадков свидетельствует об их платформенной природе (табл. 2).

Анализируя особенности вещественного состава машакского комплекса, образуемого парагенетическую ассоциацию кислых и основных вулканитов (липарито-базальтовую формацию по Ротарю, 1974, или грахилипарито-базальтовую по автору) с терригенными грубозернистыми мелководными осадками молассоидного облика, представляется возможным связать его формирование с заложением и развитием грабенообразной (рифтогенной) структуры. Ограничение отдельных грабенов (в частности, Кувашского), появление в восточно-юго-восточном направлении все более глубоководных осадков, отсутствие среднерифейских отложений в прилегающем Камско-

Т а б л и ц а 3

Химические составы вулканогенно-осадочных пород аршинской свиты Южного Урала (кудаш-венд)

Окисел	1 (29)	2 (5)	3 (4)
SiO <sub>2</sub>	48.66	55.16	73.39
TiO <sub>2</sub>	3.00	2.57	0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.87	14.80	13.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.00	17.73	2.35
FeO	4.33	2.63	4.59
MnO	0.24	0.16	0.05
MgO	4.29	1.60	1.28
CaO	6.52	1.28	0.54
Na <sub>2</sub> O	3.03	1.46	0.91
K <sub>2</sub> O	0.51	1.82	2.99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.79	0.11

Примечание. 1 - метабазальты, 2 - туфы метабазальтов, 3 - хлорит-мусковит-кварцевые сланцы (апопесчаниковые). В скобках указано число анализов.

Бельском авлакогене Восточно-Европейской платформы, наличие в составе кластического материала машакской свиты обломков глаукофана и глыб кварцитов, источником сноса которых, по-видимому, были отложения максютовского комплекса зоны Уралтау, позволяют предполагать первичное север-северо-восточное (близкое к современному) простирание авлакогена (рифта).

Наиболее молодая кудашско-вендская ассоциация вулканогенных и осадочных пород аршинской свиты на Южном Урале пользуется ограниченным распространением в пределах Верхне-Бельской структурно-формационной зоны Тирлянского района (Парначев, Козлов, 1979). В ее строении принимают участие метавулканиды трахибазальтового состава, среди которых преобладают пирокластические разности (от 70 до 100%), реже встречаются лавовые потоки и, по-видимому, силлы. Породы метаморфизованы на уровне зеленокаменной фации и их первичный минеральный состав не поддается определению. Вместе с тем особенности химизма аршинских грахибазальтов (табл. 3), выражающиеся в высоком содержании TiO<sub>2</sub> (до 3%), окислов железа (до 18.5%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 1.5%) так же как и содержание и характер распределения легких, средних и тяжелых лантаноидов в составе редкоземельных элементов (табл. 4, рисунок), Ni/Co отношение (равное в среднем 0.15) и грахитоидный тип структуры основной массы позволяют отнести указанные породы к трахибазальтовым разностям, близким по своим характеристикам к сходным породам рифтовых зон.

Т а б л и ц а 4

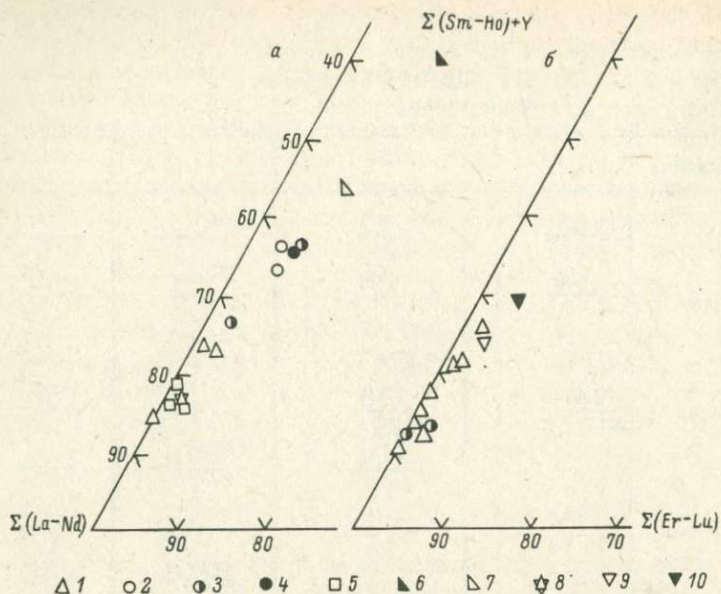
Средние содержания элементов-примесей  
в эффузивных породах айского, машакского  
и аршинского комплексов, г/т

Элементы	1	2	3	4
Никель	$\frac{86}{(21)}$	$\frac{65}{(21)}$	$\frac{5}{(1)}$	$\frac{17}{(11)}$
Кобальт	$\frac{90}{(15)}$	$\frac{50}{(21)}$	-	$\frac{108}{(6)}$
Хром	$\frac{63}{(21)}$	$\frac{67}{(21)}$	$\frac{15}{(1)}$	$\frac{40}{(8)}$
Ванадий	$\frac{250}{(21)}$	$\frac{278}{(21)}$	$\frac{25}{(1)}$	$\frac{180}{(10)}$
Барий	$\frac{740}{(12)}$	$\frac{210}{(1)}$	$\frac{920}{(3)}$	$\frac{340}{(7)}$
Стронций	$\frac{210}{(11)}$	$\frac{100}{(1)}$	$\frac{72}{(3)}$	$\frac{430}{(7)}$
Фтор	$\frac{300}{(2)}$	$\frac{400}{(25)}$	$\frac{1200}{(15)}$	$\frac{650}{(2)}$
Редкие земли	$\frac{175}{(4)}$	$\frac{90}{(5)}$	$\frac{292}{(4)}$	$\frac{147}{(7)}$

Примечание. Айский комплекс: 1 - грахибазальты; машакский комплекс: 2 - метабазаьты, 3 - металипариты; аршинский комплекс: 4 - грахибазальты. В скобках указано число анализов.

Вулканические породы переслаиваются и сменяются вверх по разрезу туффидами, полевошпат-кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками, гравелитами, различными парасланцами. Эти породы характеризуются отчетливыми реликтовыми псаммитовыми и алевроитовыми структурами, тонкими слоистыми текстурами, свидетельствующими о водных условиях их формирования. Специфика химического состава осадочных пород, выражающаяся в резком преобладании среди щелочей окиси калия (табл. 3), подчеркивает их платформенный характер.

Таким образом, аршинский комплекс можно рассматривать как ассоциацию вулканитов грахибазальтового состава и осадочных пород типа моласс, накопление которых происходило в пределах субмеридиональной Камско-Бельской грабеновой (рифтовой) структуры. Возрастными аналогами аршинского грахибазальтового комплекса, по-видимому, являются миселинские диабазы и авашлинские сиениты. В северном направлении зона проявления кудашско-вендского магматизма трансформируется грахибазальтовыми вулканитами



Состав редкоземельных элементов в metabазальтах (а) и песчано-глинистых породах (б) позднедокембрийских вулканогенно-осадочных комплексов Башкирского мегантиклинория.

1 - айская свита; 2 - шагакская свита; 3 - машакская свита; 4 - кувашская свита; 5 - аршинская свита; 6 - толеиты континентов; 7 - толеиты океанов; 8 - базальты Восточно-Африканской рифтовой зоны (Восточно-Африканская рифтовая ..., 1974); 9 - песчано-глинистые породы платформ; 10 - песчано-глинистые породы геосинклиналей (6, 7, 9, 10 - по Ю.А. Балашову, 1976).

и щелочными метасоматитами Бакальского района, щелочно-ультраосновными породами Суроямского массива, субщелочными и щелочными базальтоидами серебрянской серии (трошкский, вильвенский, дворецкий комплексы), щелочно-ультраосновными породами благодатского комплекса, содержащего обломки кимберлитов и карбонатитов (Зильберман, Чернышева, Кичигин, 1980). Не исключена возможность, что с вендским рифтогенезом связано формирование щелочных пород и карбонатитов Ильменских-Вишневых гор.

Анализ пространственного размещения самых молодых позднедокембрийских магматических (вулканогенных и интрузивных) ассоциаций (в том числе и аршинского грахибазальтового комплекса), как бы трассирующих современную структуру Урала, позволяет предположить, что именно вендский рифтогенез подготовил основу для последующего развития Уральской палеозойской геосинклинали.



Таким образом, изучение вещественного состава позднедокембрийских вулканогенных комплексов Башкирского мегантиклинория (айского, машакского, аршинского) позволяет переопределить или уточнить формационную принадлежность и на более надежной основе реставрировать палеотектонические условия их формирования. Изложенный выше материал дает основание рассматривать западный склон Южного Урала (в частности, Башкирский мегантиклинорий) в позднедокембрийское время как часть Восточно-Европейской платформы, в пределах которой многократно закладывались и развивались разноориентированные рифтоподобные структуры с соответствующим набором магматических, вулканогенно-осадочных и осадочных формаций. Во время заложения и развития Уральской палеозойской геосинклинали и в более поздний период указанные комплексы неоднократно подвергались различным дислокациям складчатого и надвигового типов и приобрели "уральское" простирание.

### Л и т е р а т у р а

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М., "Наука", 1976. 268 с.

Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III. Авт.: В.В. Белоусов, В.И. Герасимовский, А.В. Горячев и др. М., "Наука", 1974. 288 с.

Зильберман А.М., Чернышева Е.М., Кичигин Ю.Н. Новые проявления щелочно-ультраосновного вулканизма на западном склоне Среднего Урала. - В кн.: Доордовикская история Урала. Вып. 3. Вулканизм. Свердловск, 1980, с. 31-47.

Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических голц в обрамлении эвгеосинклиналей. Препринт. Свердловск, 1979. 78 с.

Иванов С.Н. О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще. - В кн.: Доордовикская история Урала. Вып. 1. Общие вопросы. Свердловск, 1980, с. 3-27.

Краснобаев А.А., Бородин Н.С. Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиров Златоустовского района (Южный Урал). - Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1970, с. 124-153.

Парначев В.П. Вулканизм и рифтогенез в позднедокембрийской истории восточной части Русской платформы. В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизм их образования. Тезисы 1У Всесоюз. палеовулканол. симпозиума. Хабаровск, 1979, с. 88-90.

Парначев В.П. Позднедокембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Башкирского антиклинория. - В кн.: Доордо-

викская история Урала. Вып. 1. Общие вопросы. Свердловск, 1980, с. 40-60.

П а р н а ч е в В.П., К о з л о в В.И. Новые данные о специфике вендского вулканизма Южного Урала (на примере аршинской свиты Тирлянского района). - В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1978 г. Свердловск, 1979, с. 66-70.

Р о т а р ь А.Ф. Машакская свита (рифей) на Южном Урале. - "Сов. геология", 1974, № 4, с. 116-123.

Р о т а р ь А.Ф. К вопросу о составе и стратиграфическом положении конгломератов машакской свиты на Южном Урале. - В кн.: Конгломераты и их роль в познании геологической истории Урала. Свердловск, 1976, с. 14-20.

С е р г и е в с к и й В.М. Магматизм, тектоническое развитие и основные особенности металлогении Урала. Л., "Наука", 1971. 61 с.

С о л о н ц о в Л.Ф., А к с е н о в Е.М., И г н а т ь е в С.В., К у з н е ц о в О.Б. О формационных рядах протерозоя Восточно-Европейской платформы. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 8, с. 12-26.

Ш в е ц о в П.Н. Стратиграфия белорецкого комплекса Южного Урала. - "Сов. геология", 1980, № 3, с. 43-55.

Я м а е в Ф.А., Ш в е ц о в П.Н. Белятурский вулкан в Ямантаусском антиклинории. - В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, 1973, с. 105-110.

Е.М. Аксенов, Л.Ф. Солонцов,  
Г.И. Бурд, Б.Н. Волков

## РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ УРАЛА И ЕГО МИНЕРАГЕНИЯ

За последние годы все большее внимание как объекты для поисков различных видов минерального сырья привлекают метаморфогенные комплексы шитов древних платформ и срединных массивов фанерозойских складчатых поясов, в том числе территории Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления - Урала, Кавказа, Карпат.

Различные гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы слагают значительные площади так называемых "гнейсовых ядер" многочисленных антиклинальных поднятий в Центрально-Уральской, Восточно-Уральской и Зауральской антиклинорийных зонах, о возрасте которых и геотектонической позиции существуют прямо противоположные точки зрения. Работами многочисленных исследователей (Г.А. Кейльман, Л.М. Минкин, Б.М. Роненсон и многие другие) установлено, что гнейсово-мигматитовые толщи приурочены к ядрам антиклинорийев, имеют нередко куполовидный структурный план, близкий тип и уровень метаморфизма, близкие парагенезы пород.

Проведенный формационный анализ метаморфогенных образований различных гнейсово-мигматитовых комплексов Урала (тарагашского, салдинского, уфалейского, сысерт-ильменогорского, мугоджарского, харбейского и др.) позволяет представить их сводный формационный ряд в следующей последовательности:

а) формация гиперстеновых гнейсов и основных кристаллических сланцев (низы тарагашского комплекса, нижняя часть салдинской серии); б) формация биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (шумихинская серия, селяннинская, вишневогорская свиты, низы музунинской и южномугоджарской серий, средняя часть салдинской серии); в) наиболее полно во всех „гнейсово-ядерных” структурах Урала развита формация амфиболитов и амфиболосодержащих гнейсов (егустинская свита уфалейской серии, вероятно, верхняя часть салдинской серии и емехская свита, черновская серия, ильменогорская свита, верхняя часть южномугоджарской серии в составе улыгалдыкской, чилисайской и тулпсайской свит; ханмейхойская свита, нижняя часть николайшорской свиты и др.); г) завершает формационный ряд формация кварцитов, высокоглиноземистых пород и амфиболитов [верхняя часть николайшорской и музунинской серий, париквасьшорская свита, галдыкская серия, ишкульская (заозерная) свита].

Многие исследователи отмечали, что породы, присутствующие в составе гнейсовых ядер Урала, принадлежат к типам пород, широко развитым во всех кристаллических щитах древних платформ. В целом этот сводный формационный комплекс Урала имеет определенное сходство в направленной смене типов формаций в общем формационном ряду, куполовидным и брахиформным характером структурного плана и присутствием комплекса полезных ископаемых (графит, антофиллит-асбест, апатит, вермикулит, кианит, силлиманит, гранат, мусковит) с беломорским комплексом Балтийского щита и особенно бугским (Лазыко и др., 1975) комплексом Украинского щита. В сравниваемых формационных рядах (см. таблицу), несмотря на определенные отличия, наблюдается преобладание биотитовых гнейсов в нижней части, меланократовых пород - амфиболитов, амфиболовых гнейсов - в средней и глиноземистых гнейсов и сланцев с кварцитами - в верхней. В составе музунинского комплекса вполне вероятно присутствие и кондалитовой формации, завершающей бугский комплекс.

Такое подобие с формационными рядами раннедокембрийских щитов Восточно-Европейской платформы в сочетании с геологическими условиями залегания, уровнем и типом метаморфизма, брахиформным структурным планом, радиометрическими и геофизическими данными позволяет предположить раннедокембрийский возраст и для рассматриваемых гнейсово-мигматитовых комплексов Урала.

Залегание метаморфогенных комплексов под верхнепротерозойскими (рифейскими) отложениями установлено в различных районах Урала (Гарань, 1946; Баранов, 1971; Беякова, 1972). Наряду с широко распространенными цифрами герцинского уровня по древним гнейсам (например, селяннинской свиты) рубидий-строн-

## Формационные ряды супракрустальных комплексов Урала и Восточно-Европейской платформы

Балтийский щит	Украинский щит	Дорифеиды Урала
Беломорский комплекс	Бугский комплекс	
		Кондалитовая
		Железорудно-гнейсовая
		Кварцитов и высокоглиноземистых пород
Высокоглиноземистых гнейсов	Биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов	Биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов
Биотитовых и амфиболсодержащих гнейсов	Биотитовых и амфиболсодержащих гнейсов	Кварцитов, высокоглиноземистых пород и амфиболитов
Биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов	Гиперстеновых гнейсов и основных кристаллических сланцев	Амфиболитов и амфиболсодержащих гнейсов
Биотитовых гнейсов	Биотитовых гнейсов	Биотитовых, биотит-гранатовых и биотит-амфиболовых гнейсов
		Гиперстеновых гнейсов и основных кристаллических сланцев

циевым и свинцово-изотопным методами получены значения возраста  $2100 \pm 200$  и  $1980 \pm 100$  млн. лет (Тугаринов и др., 1970 г.; Дунаев, Краснобаев, 1971). Для гнейсов ильменогорской свиты установлен возраст 2500 млн. лет (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1968), а для гранитов, рвуших древние образования Харбейского поднятия, получены цифры от 1670 до 2490 млн. лет (Пронин, 1965 г.). На основании расчетов гравитационных полей и особенно сейсмических профилей ГСЗ древний эпикарельский фундамент Восточно-Европейской платформы прослеживается под Уралом, и в пределах антиклинорных поднятий происходит резкий его подъем, вплоть до выхода на дневную поверхность (Дорофеев, 1976).

Уже давно подмечена поперечная зональность Урала и ее влияние на блоковое его строение и металлогению (Огарин, 1968 г.; Дорофеев, 1976, и др.). Основную роль в этом несомненно играют гнейсово-мигматитовые комплексы Урала, сконцентрированные в три основных „мегамассива“: 1) Полярноуральский в составе Харбейского, Салехардского, Березовского, Хобейнского массивов; 2) Центральноуральский в составе Тараташского, Уфалейского, Сысертско-Ильменогорского, Красногвардейского и Красноуфимского, расположенного в пределах платформы, массивов; 3) Мугоджарский в составе Текельдытауского, Кайрактинского, Талдыкского и Адамовского массивов.

Влияние этих трех крупных гранито-метаморфических масс до-риффея на историю развития рифеид и уралид несомненно.

Мугоджарский массив определяет южное периклинальное замыкание Урала. Центральноуральский массив вместе с погребенным под вендско-палеозойским чехлом Красноуфимским выступом на востоке платформы влияют на изменение фаций и структурного плана рифейских, вендских и палеозойских образований в центральной части пояса и на востоке платформы. В частности, территория Башкирского антиклинория и Камско-Бельский авлакоген представляли собой единый рифейский палеопргоиб северо-западного простирания, „зажатый“ между Волго-Камским и Мугоджарским массивами с одной стороны и Центральноуральским – с другой. Полярноуральский массив вместе с предполагаемым Большеземельским выступом вызвал „расщепление“ и виргацию рифеид и уралид на севере. Жесткие глыбы массивов оказали влияние на формирование общей конфигурации Уральской складчатой дуги. С этими же тремя мегамассивами практически связаны все основные проявления щелочно-базальтоидного и щелочно-гранитоидного магматизма на Урале.

К известным фактам о поперечной зональности Урала можно добавить данные о латеральной смене формационных рядов венда. На Полярном и Приполярном Урале развиты межгорные континентальные терригенно-вулканогенные молассы, южнее, на западном склоне Северного на Среднем Урале и в прилегающих районах платформы, в пределах хорошо выраженного краевого прогиба, присутствует орогенный комплекс альпийского типа в составе нижней

(морской) и верхней (континентальной) моласс. На Южном Урале и прилегающей территории платформы (Шкапово-Шиханская краевая впадина) строение молассового комплекса отличается тем, что выше относительно маломощной континентальной молассы вновь развита сероцветная морская моласса. Такое латеральное изменение вполне закономерно, если учесть, что еще юго-восточнее, в пределах Казахстана, в составе вендских образований присутствуют формации геосинклинального (доорогенного) типа. Интересно отметить, что смена типов формационных рядов венда в общем совпадает с границами „мегамаассивов“.

Остается неясным, если рассматриваемый формационный ряд метаморфитов Урала действительно имеет раннеархейский возраст, присутствуют ли на Урале образования позднего архея и раннего протерозоя? Не исключено, что к позднеархейскому уровню могут быть отнесены преимущественно амфиболитовые и кварцитовые образования истокской, первомайской, ишкульской (заозерной) свит, а существенно сланцевые образования сысертской, няровейской и других свит относиться, как это предполагает Ю.Р. Беккер, к нижнему протерозою. Однако этот вопрос требует дальнейших серьезных исследований.

Таким образом, уже имеющиеся данные позволяют рассматривать эти массивы („гнейсовые ядра“) как вероятные останцы эпикарельской континентальной земной коры (микроконтиненты), отколотые в результате раннерифейской деструкции восточной окраины палеоплатформы, в значительной степени переработанные, реоморфизованные, разбитые на ряд мелких блоков, т.е. как активизированные срединные массивы Урало-Монгольского пояса. Соответственно должны оцениваться металлогения и минерагения этих структур, характеризующихся; по данным А.Д. Шеглова (1976), совмещением месторождений трех различных типов структур земной коры: платформ, геосинклиналей и областей тектоно-магматической активизации.

Древние массивы Урала представляют несомненный интерес как вероятные регионы развития апатитоносных щелочных комплексов и в первую очередь формации щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, становление которых связано с активизацией стабильных областей. Формирование интрузивных, эффузивных и метасоматических комплексов на Среднем, Южном Урале и в Мугоджарах связано с рифейскими и фанерозойскими активизациями и особенно с позднепалеозойско-раннемезозойской посторогенной активизацией, подчеркиваемой наложением на срединные массивы грабенообразных структур, сопряженных со становлением щелочных комплексов. Последние выполнены терригенно-карбонатными, угленосными, вулканогенно-осадочными комплексами, перспективными на ряд полезных ископаемых, в том числе на вулканогенно-осадочный бор.

В пределах Урала пока неизвестны интрузии щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами центрального типа. Щелочные комп-

лексы Вишневых и Ильменских гор связаны с щелочными комплексами линейного типа, которые в пределах Индостанского и Украинского щитов нередко характеризуются промышленной апатитовой и вермикулитовой минерализацией. Не исключено, что высокое содержание апатита (до 40% по данным опробования 1938 г.) в Мурзинско-Алабашском районе связано также со щелочными апатитовыми комплексами.

С точки зрения апатитовосности перспективны и некоторые метаморфогенные формации массивов. Так, требуют специального изучения, например, графитовосные кварциты и гнейсы черновской свиты и ее аналогов, содержащие  $P_2O_5$  до 2% и более. В „хвостах“ обогатительной фабрики на графит Тайгинского месторождения его содержание достигает 5%. Апатитовосными являются и амфиболсодержащие гнейсы Мугодзар, где в секущих пегматитах присутствует апатит до 5% (в южной части вермикулитового месторождения).

Срединные массивы Урала (Мугодзары, Сысертско-Ильменогорский) являются единственной промышленной антофиллит-асбестоносной провинцией СССР. Крупнейшие месторождения антофиллит-асбеста сысертского и бугетысайского подтипов на Урале, связанные с будинированными и регионально метаморфизованными в амфиболитовой фации зональными телами метагипербазитов дунит-гарцбургитовой формации (Бурд, 1971), приурочены к полям развития формаций амфиболитов и биотит-амфиболсодержащих гнейсов, кварцитов, глиноземных пород и амфиболитов.

На основании разработанных поисковых критериев (Золоев, Бурд, Шмаина, 1976) и проведенного в 1978 г. формационного анализа „гнейсовых ядер“ Урала – перспективной и требующей постановки специальных работ на антофиллит-асбест является восточная зона Харбейского, западная часть Текельдытауского и Кайрактинский массивы, где развиты будинированные метагипербазиты в составе формаций офиолитовой ассоциации, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Обращает на себя внимание, что асбестовосные метагипербазиты приурочены чаще к тем частям формаций, где наблюдается наиболее тонкое чередование пород разной компетентности – амфиболитов, амфиболсодержащих гнейсов, аплитогнейсов, кварцитов и сланцев.

В связи с такой закономерностью – приуроченностью месторождений антофиллит-асбеста к формационным рядам нижнего докембрия активизированных срединных массивов – и в пределах щитов древних платформ (в частности, Восточно-Европейской) также перспективны архейские блоки, содержащие будинированные тела мета-дунит-гарцбургитовой формации, которые представляют собой активизированные срединные или краевые массивы по отношению к нижнепротерозойским (карельским) складчатым зонам. Примерами такого типа месторождений являются Мальясалми и Пааккила в Финляндии.

## Л и т е р а т у р а

Баранов В.В. Тектоника метаморфических толщ южной части Восточно-Уральского поднятия. Автореф. канд. дис. Свердловск, 1971. 24 с.

Беккер Ю.Р. Историко-геологические комплексы докембрия Уральской складчатой области. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Западного склона Урала. Уфа, 1976, с. 14–23.

Белякова Л.Т. Геосинклиальный рифей севера Урала. Автореф. канд. дис. М., 1972. 25 с.

Бурд Г.И. Асбест. — В кн.: Геология СССР, т. XXI, кн. 2. Западный Казахстан. М., „Недра“, 1971, с. 115–123.

Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М., Госгеолтехиздат, 1946. 48 с.

Дорофеев Б.В. Блоковое строение Урала и структурно-тектоническое положение гнейсово-мигматитовых комплексов. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Т. У. Тр. СГИ, 1976, вып. 127, с. 30–37.

Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Об абсолютном возрасте пород Ильменских гор. — Тр. ИГЗ, 1971, вып. 9, с. 148–157.

Золоев К.К., Бурд Г.И., Шмайна М.Я. Поискные предпосылки и количественная прогнозная оценка асбестонности. — В кн.: Вопросы методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста. Свердловск, 1976, с. 6–23.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., „Недра“, 1974. 198 с.

Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Грачева Т.В. Беломорский метаморфизм гнейсов Сысертско-Ильменогорского антиклинория. — В кн.: Тезисы докладов третьего Уральского петрографического совещания. Т. 2. Свердловск, 1974, с. 31–33.

Лазько Е.М., Кириллюк В.П., Сиворонов А.А. Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. М., 1975. 239 с.

Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Возрастная зональность Урала по радиологическим данным. — Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 1, с. 185–188.

Огаринов И.С. Глубинное строение Урала. М., „Наука“, 1974. 68 с.

Шеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М., „Недра“, 1976. 296 с.



А.А. Абдулин, А.В. Авдеев, М.А. Касымов,  
В.Н. Матвиенко, С.Г. Токмачева,  
Н.С. Ярославцева

## ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАССИВЫ В ПАЛЕОЗОИДАХ КАЗАХСТАНА

Территория Казахстана принадлежит к большей западной части планетарного Урало-Монгольского складчатого пояса. Сложность внутреннего строения Казахстана была отмечена еще Н.Г. Кассиным (1934), который выделил здесь изометричные глыбы и вытянутые массивы докембрийских пород, имевшие важное значение для эволюции каледонских и герцинских систем. Эта идея, постоянно находящая отражение в работах Е.Д. Шлыгина, Р.А. Борукаева, А.А. Богданова, Б.И. Борсука, В.Ф. Беспалова, Н.Г. Марковой и других классиков геологии Казахстана, обрела общесоюзное звучание в трудах тектонистов (Хаин, Шейнманн, 1960; Яншин, 1965), а в настоящее время получила как бы второе рождение, особенно в связи с развитием мобилистических идей (Абдулин, Авдеев, 1977).

В Казахстанско-Тяньшаньской каледонской системе наиболее крупные выходы докембрия известны в ядрах Кокчетавского, Ишкельмесского, Ерементау-Ниязского, Бурунтауского и Чуйского антиклинориев, а также в молодых поднятиях гор Кендыктас, хребтов Большой и Малый Каратау. В герцинской Уральской системе докембрий закартирован в Мугоджарском, Орь-Илекском и Зауральском антиклинориях. В герцинской Джунгаро-Балхашской системе, по ее периферии, докембрий обнажается в Атасу-Моинтинском и Новалы-Кзылэспинском антиклинориях, а на юге - в хребтах Центральной и Южной Джунгарии. Предполагается, что все эти выходы принадлежат более крупным полузакрытым средним массивам, понимаемым нами в историко-тектоническом аспекте (с запада на восток): Мугоджарско-Северо-Устюртскому, Кокчетав-Северотяньшаньскому или Кокчетав-Муонкумскому, Атасу-Джунгарскому (Балхашско-Джунгарскому), а также целиком погребенным Каракумскому, Кустанайско-Сырдарьинскому, или Тургайско-Сырдарьинскому, Баянаульскому и др.

История выделения докембрия даже на хорошо обнаженных территориях весьма драматична и изобилует примерами бесконечной перетасовки толщ из докембрия в фанерозой и наоборот.

Критерием правильности отнесения древних толщ к докембрию является комплекс необходимых признаков, выявленных в процессе детального структурного картирования: своеобразие состава, стратиграфического и структурного положения, внутреннего строения, метаморфизма и, наконец, радиологического возраста этих образований.

На Атасу-Моинтинском антиклинории агадырскими геологами была впервые выявлена ошибочно отнесенная к кембрию триада ме-

таморфизованных в зеленосланцевой фации толщ (снизу вверх): филлитовидные, в том числе углистые, сланцы (сулуманакская свита) и ортокварциты (таскарлинская и актауская свиты); порфиroidы (котыртасская свита) с субвулканическими аналогами и комагматами калиевых гранитов узунжалского комплекса; незрелые вулканомиктовые песчаники (алтынсынганская свита, Авдеев, 1965). Дальнейшие исследования показали, что той же триадой представлен разрез позднего докембрия Джунгарии (Никитченко, 1978), а также Уралтауского (Абдулин, Авдеев, Сеитов, 1977) и Зауральского антиклинориев.

В последние годы много древних цифр получено в лаборатории КазНИИМСа свинцово-изохронным методом для пород Чу-Илийского региона - гнейсов сарыбулакской свиты Кендыктаса ( $1930 \pm 70$  млн. лет), анрахайской ( $1800 \pm 100$ ) и каракамысской ( $1750 \pm 1800 \pm 100$ ), сланцев огизтауской ( $1755 \pm 100$  лет) свит. Радиогеохронологическими определениями решен давно дискутировавшийся вопрос о возрасте пород зон смятия юго-западного Алтая (Изотопная геохронология докембрия, 1979, с. 131-132). По U-Th-Pb изотопным отношениям получены цифры 550-1000 млн. лет для цирконов из кристаллических сланцев зоны сочленения Рудного Алтая и Калбы, а по свинец-свинцовой изохроне для цирконов из гнейсо-мигматитов Курчумо-Кальджирского антиклинория -  $870 \pm 100$  млн. лет.

В идеализированной сводной колонке докембрия Казахстана можно выделить несколько сменяющих друг друга во времени формационных комплексов.

1. Зерендинский эклогит-амфиболит-гнейсово-сланцевый надкомплекс, широко представленный на Кокчетаве, в Мугоджарском антиклинории, слабее - на Ишкеульмесе, Улутау (Эскулинский купол), в Чу-Илийском регионе (сарыбулакская свита Кендыктаса, анрахайская и каракамысская свиты Чу-Балхашского водораздела), Джунгарии (низы сарычабинской серии), Заилийском и Кунгей-Алатау (актюзская серия).

2. Аралбайский комплекс пойкилобластовых фенгит-альбит-кварцевых сланцев по туфам и туффитам кислого состава. Этот специфический комплекс, видимо, имеет региональное значение, так как его полные аналоги присутствуют далеко за пределами Казахстана, на Южном Гиссаре. С ним пространственно связаны толщи слюдястых сланцев и кварцитов дорифейского облика, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации (аралбайская серия Улутау, огизтауская свита Чуйского поднятия, верхняя часть киргизской серии одноименного хребта, верхи сарычабинской серии Джунгарии). Точное положение этого комплекса в разрезе докембрия Казахстана неизвестно.

3. Карсакпайский базит-джеспилитовый комплекс, наиболее широко развитый в Улутау и Чу-Илийском регионе (юалинско-кшикинская и жоантобинская свиты Чуйского поднятия). Фрагменты разрезов подобного типа известны в Чингизском антиклинории, Кас-

текском хребте (кеминская серия), где породы метаморфизованы в фациях эпидотовых амфиболитов и зеленых сланцев.

4. Шарыкский комплекс тонких карбонатно-терригенных пород с мощным маркирующим горизонтом черных углисто-глинистых сланцев или углистых микрокварцитов. Представлен практически повсеместно — это шарыкская свита Кокчетав, часть кумолинской и турмурзинской свит Улутау, сулуманакская Атасу-Моинты, текелийская Джунгарии, куншагызская и жайлымская свиты Чуйского поднятия, тайкеткенская свита Орь-Илека, алексеевская Зауралья, юрматинская серия Башкирского антиклинория.

5. Кокчетавский комплекс ортокварцитов — метаморфизованных кварцевых песчаников и алевролитов, развитый там же, где и шарыкский. Исследованиями В.Н. Матвиенко в основании ортокварцитовых толщ Кокчетав установлены конгломераты с галькой сланцев подстилающей шарыкской свиты.

6. Котырмас-айкарлинский комплекс из рассланцованных калиевых липаритовых порфиров и пирокластов и (или) конгломератов, залегающих с размывом на кокчетавских кварцитах. Наиболее широко развит на Атасу-Моинты, в Южном Улутау, Чу-Илийском районе и в Джунгарии. Эффузивам комагматичны нередко резкопорфировидные (зачастую неверно называемые порфиробластовыми) калиевые граниты узунжалского, жаункарского и басканского комплексов.

Более молодые комплексы докембрия обычно изменены слабо.

7. Кайнарский комплекс субшелочных базальтов и липаритов с комагматичными щелочными гранитоидами типа актасского или кумыстинского комплексов. Формируют протяженный Улутау-Каратау-Нарынский пояс. С этими породами, видимо, одновозрастны известково-щелочные вулканы и гранитоиды Орь-Илекского и Зауральского антиклинориев.

8. Акбулакский песчано-сланцевый комплекс незрелых, во многих районах преимущественно вулканомиктовых, песчаников (спарагмитов) — аналогов ашинской серии Башкирского антиклинория — это чаушская свита Орь-Илекского антиклинория, алтынсынганская свита Атасу-Моинтинского, кумкудукская и шилесайская свиты Улутау. Относился обычно к венду, но, возможно, является аналогом кудаша.

9. Улутауский комплекс, представленный зрелыми фосфатонесущими кварцевыми песчаниками, доломитами, кремнями и тиллитоподобными конгломератами. Исследователи считают, что имеется два уровня тиллитов: нижний — в сатанской свите Улутау, шопшокинской Сарытумы, ранской Большого Каратау, солдатсайской Джунгарии и верхний уровень — в байконурской свите Улутау и Большого Каратау, а также в низах бурултасской свиты Сарытумы.

10. Вероятно, ко времени формирования улутауского комплекса относится трапповое начало вулканизма по существу уже палеозойских офиолитовых зон, возникших путем раздвига континента-

лизованной, а в некоторых зонах и в какой-то мере деструктурированной коры - Чингизской, Ерементауской, Тектурмасской, Прибалхашской, Сарытумской и др.

Перечисленные выше комплексы Казахстана аналогичны главным комплексам докембрия Восточно-Европейской платформы, Балтийского и Украинского щитов. Оценить абсолютный возраст казахстанского докембрия чрезвычайно трудно в связи с большим разбросом дат. По материалам Ю.Р. Беккера и др. (Изотопная геохронология докембрия, 1979, с. 118-119) U - Pb методом по изотопному отношению  $Pb_{207}/Pb_{206}$  возраст цирконов из альмандин-ставролитовых гнейсов Мугоджар составляет  $1580 \pm 65 - 1730 \pm 120$  млн. лет. В то же время В.А. Ильиным и М.А. Касымовым получены Rb - Sr изохроны для гнейсов и сланцев мугоджарских куполов в  $580 \pm 20$ ,  $590 \pm 23$ ,  $531 \pm 30$  млн. лет, свидетельствующие о байкальском возрасте амфиболитового метаморфизма пород Мугоджарского антиклинория (там же, с. 130-131). K - Ar метод дает для них и более молодые цифры в интервале 220-340 млн. лет. Свинцово-изохронным методом из гнейсов анрахайской свиты определен возраст цирконов в  $1800 \pm 100$  млн. лет, характерный также для древнейших пород Чуйского выступа, Кендыктасского и Макбальского районов (там же, с. 9-10). Rb - Sr изохроны из пород анрахайской свиты дают  $817 \pm 74$  млн. лет для гнейсов и  $571 \pm 50$  млн. лет для сланцев, свидетельствующие о верхнерифейско-вендском возрасте метаморфизма (там же, с. 71-73). Близкие цифры получены свинцово-изотопным методом для свинцов месторождений, тяготеющих к рифейской Улутаяу-Каратау-Нарынской вулканической дуге (там же, с. 10-11) -  $900 \pm 80$  (Улутаяу, Каратау, Джунгария),  $550 \pm 80$  (Улутаяу, Каратау, Северный Тянь-Шань).

Для катаклазированных узунжалских гранитов, прорывающих рифейские толщи Атасу-Моинтинского антиклинория, характерны следующие наборы радиологических цифр, млн. лет: K - Ar метод по породам - 202-276, K - Ar метод по слодам - 332-640, U - Pb - Th метод по цирконам - от 856 ( $Pb_{206}/Th_{232}$ ) до 1410 ( $Pb_{207}/Pb_{206}$ ). Сейчас Л.И. Филатовой для гранитов и липаритов этой вулканоплутонической ассоциации получены тем же методом цифры  $1050 \pm 35$ ,  $1540 \pm 45$ ,  $1850 \pm 60$  млн. лет, причем достоверность их вызывает сомнения, так как большинство надежных дат "рапакивиобразных" плутонов Урало-Монгольского пояса подтверждает геологические данные об их рифейском возрасте (массивы Бердяушский -  $1340 - 1350 \pm 50$ , Соукталский -  $1380 \pm 105$ , Караджилга-Кызылтасский -  $1275 \pm 120$  млн. лет).

Накопленные данные указывают на возрастную миграцию, омоложение формаций Урало-Монгольского пояса по сравнению с окружающими платформами или щитами, что свойственно всем рифейско-фанерозойским поясам Земли. По намечающемуся сдвигу в 500 млн. лет можно условно определить нижнюю возрастную грани-

цу казахстанских комплексов докембрия, млрд. лет: зерендинский ~ 3, карсакпайский ~ 2.1, котырас-айкарлинский (узунжальский гранитовый) ~ 1.2.

Последние исследования конкретных докембрийских комплексов показывают, что широко распространившиеся представления об их литологической пестроте, фациальной неустойчивости и многоритмовом строении (Зайцев, Филатова, 1974) могут оказаться ошибочными. Уже сейчас ясно, что выделявшиеся в Улутау бектурганская и аралбайская, а также жийдинская и майтюбинская серии частью идентичны друг другу (Горцевский, 1977; Рошин, Буланина, 1980), а сами бектурганско-аралбайская, карсакпайская и жийдинско-майтюбинская серии имеют значительно более простые разрезы, маскирующиеся интенсивными складчато-разрывными дислокациями (комплексы изоклинальных, пережатых и опрокинутых складок, покровно-надвиговых и перфоструктур). Принципы расчленения докембрийских образований на свиты в различных регионах Казахстана в свое время были приняты разные, поэтому описанные к настоящему времени детальные разрезы выделенных свит сохраняют значение характеристик структурных сечений и мало пригодны для целей тонких послонных корреляций. Структурирование разрезов и исправление карт представляет собой весьма трудоемкую задачу, далеко не всегда разрешимую из-за неполной обнаженности и структурной сложности.

Принципиальным для геологов ИГН АН КазССР является взгляд Н.С. Ярославцевой на породы низов зерендинского комплекса как продукты гранулитового метаморфизма, претерпевшие в дальнейшем регрессивный (по  $T$ ), но более высокобарический метаморфизм дистен-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации. Хотя эта мысль была давно высказана И.Ф. Трусовой (1956), развита О.М. Розеном (Розен, Серых, 1969; Изотопная геохронология докембрия, 1979), в настоящее время она является весьма актуальной.

Широкий набор различных по составу пород, реликты гиперстена, пертитовых и антипертитовых полевых шпатов и мирмекитов — все это, по мнению А.В. Авдеева, сближает часть пород зерендинского комплекса Кокчетавского массива с архейскими гранулитами, эндербитами и чарнокитами Южного Прибайкалья, Анабарского щита и Земли Эндерби Антарктиды, принадлежащими двум суперпротоконтинентам — Лавразии и Гондване, образование которых связано с биполярной („венерианской“) конвекцией во внешней силикатной оболочке ранней Земли.

Срединные массивы Казахстана на геосинклинальных этапах развития палеозойд вовлекались в прогибание лишь частично, нередко с периферии. Сингеосинклинальные этажи в центральных частях массивов либо отсутствуют, либо размещаются в узких грабенах и представлены относительно мелководными терригенно-карбонатными отложениями венда-кембрия-ордовика или девона-карбона. Орогенные этажи сложены терригенными, вулканогенными либо смешанными молассаами.

Беглый поверхностный анализ приводит к мысли о чрезвычайной простоте структур докембрия, резком несоответствии их структурам палеозоя, т.е. о том, что породы докембрия практически не вовлекались в каледонские и герцинские деформации или иные процессы. Тщательный анализ на основе детального картирования убеждает в обратном.

В качестве примера относительно слабо переработанных докембрийских массивов приводят обычно изометричные глыбы вроде Чуйской и Кокчетавской. На самом деле Кокчетавская глыба вмещает сингеосинклинальные расслоенные перидотит-пироксенит-норитовые и щелочно-ультраосновые массивы, свойственные платформам. Вместе с тем она нарушена позднедокембрийско-палеозойскими грабенами, подвержена рифейской гранитизации, значительная ее площадь занята разноразмерными ордовикскими массивами гранодиоритов и девонскими плутонами лейкогранитов и альбитовых аляскитов, приуроченными к ядрам длительно развивавшихся куполов (Розен, Серых, 1969). По существу большинство пород зерендинской серии следует рассматривать как кинциты многоэтапных гранитных выплавов.

На примере менее крупного Атасу-Моинтинского блока докембрия, попавшего в сферу воздействия каледонских и герцинских процессов, хорошо видно, как простая готско-байкальская округлая структура вулканоплутонического типа с маломощным чехлом терригенно-карбонатных осадков венда-нижнего палеозоя в таконскую фазу складчатости превратилась в синклиорий, обрамленный пережатými веерообразными антиклинориями с габбро-серпентинитовыми протрузивными и гранодиоритовыми интрузивными ядрами, а в саурскую фазу тектогенеза, после знакопеременных силурийских и девонских движений и вулканоплутонизма была преобразована в глыбовый антиклинорий, обрамленный с севера и юга узкими пережатými синклинориями. Атасу-Моинтинский блок практически превращен в полихронный плутон, он вмещает полтора десятка магматических комплексов, в том числе возникшие при плавлении докембрийского субстрата порфиоровые и гранитовые формации трех поколений (рифей, дево́на и верхнего палеозоя), гранодиоритовые формации двух поколений (верхнего ордовика и среднего карбона), протяженные дайковые пояса силура, нижнего карбона и верхнего палеозоя (Авдеев, 1973).

Менее значительной, каледонской, магматической переработке, но более существенной линейаризации в связи с каледонскими и герцинскими движениями подвергся докембрий Улутау. Практически не затрагивался палеозойской магматической переработкой, но вовлекался в герцинский высокобарический глаукофансланцевый метаморфизм узкий клин докембрия Орь-Илекского антиклинория. В обоих примерах выходы докембрия перекрывались, по крайней мере с периферии, палеозойскими тектоническими покровами из смежных эв- и лептогеосинклиналей. Очень интенсивной байкальской мигматизации и герцинскому термальному воздействию

подвергались породы Мугоджарского антиклинория (Касымов, Хайбуллин, 1979).

Роль докембрийских образований в развитии палеозоид Казахстана исключительна. Следует подчеркнуть особое значение для заложения западноказахстанских герцинских рифтовых зон докембрийской анизотропии Урала как симметричного байкальского орогена с краевыми вулканоплутоническими поясами. Таково же значение для казахстанских палеозоид Кокчетав-Северо-Тяньшаньского орогена. Дугообразная его форма подчеркнута наличием еще в докембрии как протяженных эвгеосинклинальных рифтовых зон карсакапайского типа, так и орогенных вулканоплутонических поясов.

Мобилизация докембрийского субстрата как источника гранитоидных магм в Казахстане несомненна. „Гранитизация“ сопровождалась как утонением, „стаиванием“ гранитного и базальтового слоев (как под Тенизской впадиной), так и деформационным их утолщением (как на Атасу-Моинты). Даже мелкие блоки и погребенные срединные массивы с докембрийской континентальной корой обнаруживаются на поверхности по проявлению разновозрастного телескопированного сиалического вулканоплутонизма (Жильтавский, Баянаульский и Балхашский массивы).

Мобилизация докембрийского рудного вещества более проблематична, однако несомненно хорошо известный металлогенический факт концентрации разнообразного и разновозрастного медного, полиметаллического и редкометального оруденения вокруг докембрийских массивов на стыке их с окружающими геосинклиналями. Здесь особенно показателен пример Казахстанско-Северо-Тяньшаньского массива, в более крупном плане – Атасу-Джунгарского, а в еще более крупном – Атасу-Моинтинского. По подсчетам Н.А. Афоничева (Афоничев, 1979), к Атасу-Джунгарскому массиву приурочено более 60 месторождений, из них 25 крупных, в том числе 10 союзного значения.

## Л и т е р а т у р а

А б д у л и н А.А., А в д е е в А.В. К анализу магматизма с позиций современных геотектонических концепций. – Изв. АН КазССР, сер. геол., 1977, № 1.

А б д у л и н А.А., А в д е е в А.В., С е и т о в Н.С. Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата, „Наука“ КазССР, 1977.

А в д е е в А.В. О возрасте порфиroidов Атасу-Моинтинского водораздела. – В кн.: Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана. Л., 1965.

А в д е е в А.В. О связи магматизма со складчатостью (на примере Атасу-Жамшинского междуречья, Центральный Казахстан). – В кн.: Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата, „Наука“ КазССР, 1973.

Афоничев Н.А. Тектоника Джунгаро-Балхашской складчатой системы и ее обрамления. Автореф. докт. дис. Л., 1979.

Горцевский А.А. О корреляционном значении порфировой и гранитовой формаций протерозоя Центрального Казахстана. — „Сов. геология“, 1977, № 6.

Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Стратиграфия докембрия Улутау. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, Т. 1. Алма-Ата, „Наука“ КазССР, 1974.

Изотопная геохронология докембрия. Тезисы докладов XXI сессии комиссии по абсолютному возрасту геологических формаций. Уфа, 1979.

Кассин Н.Г. Вулканизм Казахстана. — Проблемы сов. геологии, 1934, № 9.

Касымов М.А., Хайбуллин Р.Р. О строении и метаморфизме докембрийских толщ Восточно-Мугоджарского антиклинория. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1979, № 1.

Никитченко И.И. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1978, № 5.

Розен О.М., Серых В.И. Основные черты истории геологического развития древнего ядра Кокчетавского массива и некоторые вопросы металлогении. — В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, „Наука“ КазССР, 1969.

Рощин Ю.В., Буланина А.Ф. Геологические проблемы, связанные с данными по метаморфизму докембрия Южного Улутау (Центральный Казахстан). — Бюл. МОИП, отд. геол., 1980, т. 55, вып. 2.

Трусова И.Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. — „Сов. геология“, 1956, сб. 51.

Хайн В.Е., Шейнманн О.М. Сто лет учения о геосинклиналях. — „Сов. геология“, 1960, № 11.

Яншин А.Л. Проблема срединных массивов. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5.

Л.И. Филатова, Ю.А. Зайцев,  
С.И. Зыков, Н.И. Ступникова

#### КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ И ПРОБЛЕМЫ ДОРИФЕЯ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Присутствие в Центральном Казахстане геологических образований докембрия никогда не вызывало сомнения. Мощная колонна его толщ, в большей части разреза метаморфизованных, внизу до кристаллических сланцев, перекрыта нижним палеозоем, в том числе кембрием. По нашему представлению, развивающему ранние положения стратиграфии докембрия региона (Резолюция Совещания



по стратиграфии допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, Алма-Ата, 1958 г.), докембрий Центрального Казахстана отвечает диапазону от венда до нижнего протерозоя, а вероятно, и архея. Оно неоднократно освещалось в литературе (Ю.А. Зайцев, Л.И. Филатова, 1976 г., 1974 г.; Филатова, 1970, 1976; Зыков, Ступникова и др., 1977, и др.), отражено в рабочих корреляционных стратиграфических схемах (Решения региональных стратиграфических совещаний, Караганда, 1966 г., Алма-Ата, 1971 г.), утвержденных Межведомственным стратиграфическим комитетом (Ленинград, 1972 г.). Имеется, однако, мнение, что докембрий в Центральном Казахстане является не более древним, чем рифей (Штрейс, 1960; Беспалов, 1964; Розен, Павлова, 1979, и др.). К критике этого мнения как методики геохронологических обобщений, так и ряда геологических положений мы уже обращались в указанных публикациях.

Главным критерием в выделении и расчленении докембрия Центрального Казахстана, а в ранних работах практически единственным, являлся историко-геологический анализ. Он включал ряд известных приемов: обособление последовательных стратиграфических комплексов по вещественному составу и особенностям строения разреза, одновременное с анализом их структурных соотношений, а также сопутствующих и разделяющих плутонических комплексов, сравнение конкретных разрезов в максимально полных стратиграфических колоннах при выявлении закономерностей их латерального изменения и т.д. Общее развитие геологических исследований в последние 10-15 лет, переход к крупномасштабным геологосъемочным работам способствовали усилению информативности историко-геологического метода для стратиграфических целей. Наш опыт показал важность проведения стратиграфических исследований непосредственно при детальной геологической съемке, особенно при охвате ею крупных массивов докембрия, каковыми были наши работы с коллективом сотрудников Московского университета в Карсакапском железорудном районе.

Результативным, на наш взгляд, для выработки критериев выделения и расчленения, а также оценки ранга стратиграфических подразделений является формационный анализ. Он вполне применим к метаморфическим толщам, по крайней мере протерозоя, доступным для восстановления по реликтам структур и текстур дометаморфического облика пород (Филатова, 1975). Споспобствует использованию формационного анализа для протерозоя также разнообразие типов пород и литологическая неоднородность, близкая таковым в фанерозое.

В методике стратиграфических исследований докембрия Центрального Казахстана в последние годы значительное развитие получил собственно геохронологический метод. Сложность применения радиогеохронологии для древнейших образований этого региона, как, очевидно, и молодых складчатых областей вообще, связана с их радиологической нарушенностью, нередко неоднократной.

Она отражается и на изотопных отношениях, используемых при датировании классическим уран-торий-свинцовым методом, в результате чего получаются „омоложенные“ значения возраста. Соответственно подтверждается возможность надежного датирования, даже уран-торий-свинцовым методом, лишь по множественным определениям с применением современных приемов установления истинного возраста пород.

Для района Улутау С.И. Зыковым и Н.И. Ступниковой в итоге многолетних исследований было выявлено различие степени радиологической нарушенности пород докембрия – венд-позднерифейских, изменявшихся однократно и более доступных для определения истинного возраста, и дорифейских с их по крайней мере двукратным преобразованием, сложных для радиохронологического исследования. С учетом геологических данных была разработана модель установления истинного возраста при двукратной радиологической нарушенности пород (Зыков, Ступникова и др., 1977).

Предполагалось, что значительное искажение изотопных отношений для дорифейских пород в Центральном Казахстане носит общерегиональный характер. Однако в последние годы слабая радиологическая нарушенность обнаружена и в дорифейских-нижнепротерозойских породах на примере толщ Актау-Моинтинского антиклинория. Это, по-видимому, можно связать с принадлежностью данного района в раннем протерозое достаточно стабилизированному массиву, что выявляется и по особенностям состава и строения самих толщ. Намечается, таким образом, увеличение возможностей свинцово-изотопной радиогеохронологии докембрия в Центральном Казахстане, тем более что характер проявления в породах радиологической нарушенности может быть прогнозирован с общегеологических позиций. Представляется, что этот вывод имеет общее значение для радиогеохронологии метаморфических толщ.

Анализ изотопных отношений показал очевидность и таких случаев „омолаживания“ возраста, когда цифры оказываются близкими по всем изотопным отношениям и радиометрические данные радиологической нарушенности не выявляют. Это отмечено в зонах контакта стратифицированных пород с гранитоидами, причем как докембрийскими, так и палеозойскими.

При расчленении и определении возраста рифей-вендских пород Центрального Казахстана использовался палеофитологический метод. Но стромалиты здесь пока практически не известны, а для чаще обнаруживаемых онколитов и катаграфий нередко выявляется необходимость радиохронологического контроля. Еще менее определены данные по акритархам. Палеофитологический метод для докембрия Центрального Казахстана требует дальнейшего развития.

Верхнее подразделение докембрия Центрального Казахстана – венд – полнее представлен и изучен в западной половине региона, в Улутау (Байконурский синклиорий). Эти толщи ранее изучались Л.И. Боровиковым, А.Л. Книппером, В.М. Добрыниным, а в последние 10-15 лет Ю.А. Зайцевым и Т.Н. Херасковой, утвердившими

представление о их возрасте. Ю.А. Зайцев и Т.Н. Хераскова (1979) выделяют обособленные несогласием нижний венд — акбулакскую серию, вулканогенно-терригенную, с базальтовым вулканическим компонентом, в 1000 м, и верхний венд — улутаускую серию в 2300 м, характеризующуюся сочетанием толщ кремнисто-терригенной фосфатоносной (базальная жалтауская свита) и карбонатно-терригенных (бозингенская и курайлинская свиты) с двумя уровнями тиллитоподобных конгломератов (сатанская и байконурская свиты). Историко-геологически они понимаются как отвечающие двум начальным этапам развития геосинклинального прогиба, расширяющегося во времени, но одновременно приобретающего характер хемизвгеосинклинали (улутауская серия — формация спарамита).

Нижний возрастной предел этих толщ установлен по присутствию в конгломератах акбулакской серии, в том числе и в базальных, гальки субшелочных гранитов актасского комплекса, возраст которых определен по девяти пробам свинцовой изохроной и свинцово-урановой конкордией в  $620 \pm 20$  млн. лет.\* Верхняя граница толщ датируется по положению их аналогов в Южном Казахстане, в Каратау, под толщами нижнего кембрия, фаунистически подтвержденного при работах Б.М. Келлера, Н.В. Покровской, Г.Х. Ергалиева и др. Дополнительные сведения дает и сам байконурский разрез. Перекрывающая улутаускую серию коктальская карбонатно-кремнистая фосфатоносная свита, определяемая в верхней части по трилобитам поздним кембрием, в нижней паčke содержит микрофитоциты, в том числе трубчатые водоросли *Volvatella* sp., *Girvanella* Nich. et Ether., *Ortonella* Garewood., встречающиеся в немакит-далдынском горизонте верха юдомского комплекса.

Следует отметить объективную сложность установления венда в Улутау, как и в Казахстане в целом. Венд тесно связан с кембрийскими (и нижнепалеозойскими) отложениями структурно и формационно, участвует вместе с ними в строении байкальско-каледонских геосинклинальных прогибов (Зайцев, 1968; Зайцев, Филатова, 1972; Зайцев, Хераскова, 1979).

Венд Улутау вполне сопоставим с вендом других регионов; чему помогают маркирующие уровни тиллоидов. Они же служат для местной корреляции, что особенно важно в связи с малой обеспеченностью возрастными данными многих разрезов венда Центрального Казахстана. Более выдержан верхний горизонт тиллитоподобных пород — байконурская свита и ее аналоги, — по которому определяется кровля венда. В ближайшем к Улутау районе — Ишимской Луке (Джаркаинагачский антиклинорий и Калмыкульский синклинорий), изучавшейся ранее О.В. Минервиным, А.И. Хабелашвили, а затем Г.Х. Ергалиевым, Т.Н. Херасковой, этот критерий до-

\* Цифра получена при пересчете на новые константы распада, принятые на XXV МГК.

полняется сходством общей последовательности толщ. Местный разрез венда (братолобововская серия, шандская и байконурская свиты) понимается вариацией улутауского разреза в едином Ишим-Байконурском геосинклинальном прогибе с большими чертами геосинклинальности, более для нижнего венда. Аналоги байконурской свиты тиллоидов опознаются в Актау-Моинтинском антиклинории, где входят в состав капальской свиты (до 200 м). Ее подстилают терригенные свиты - байэпшинская на западе (0-700 м) и кенелинская на востоке (200-250 м), соответственно аркозовая и конгломерато-песчано-кварцевая. Эти толщи залегают несогласно на рифейских и дорифейских толщах. Венд Актау-Моинтинского антиклинория изучался А.В. Авдеевым, В.Д. Вознесенским, Е.В. Альперовичем (Вознесенский, 1971; Альперович, 1971; Авдеев и др., 1974), Н.А. Пупышевым (1974), Т.Н. Херасковой, Ю.А. Зайцевым и др. Будучи существенно терригенным, он своеобразен также сокращенной мощностью, причем отвечает, по-видимому, лишь верхнему венду (Зайцев, Хераскова, 1979). Венд как район Ишимской Луки, так и Атасу-Моинтинского водораздела, требует дополнительных исследований возраста.

До последнего времени в Центральном Казахстане, в его северо-восточной половине, предполагались широко распространенными толщи венда эвгеосинклинального типа. К ним относились вулканогенно-кремнистые толщи в Степнякском синклинории, Тектурмасском и Ерементау-Ниязском антиклинориях. Однако эти толщи все более выявляют себя как нижнепалеозойские, по крайней мере частью не древнее ордовика (работы Ю.А. Зайцева, В.И. Борисенко, М.З. Новиковой и др.). По Ю.А. Зайцеву, венд на востоке Центрального Казахстана отсутствует. Проблема эвгеосинклинального венда требует изучения.

Ниже венда в последовательности толщ центральноказахстанского докембрия выделяется верхний рифей, вулканогенный, преимущественно в геантиклинальном типе разреза в виде порфировых толщ (коксуйская серия Улутау, орумбайская свита Чуйского выступа и другие мощностью до 4000 м), а также толщ, богатых базальтовыми вулканитами, приуроченных к геосинклинальным прогибам (белеутинская серия Улутау мощностью до 3000 м). Они залегают на разных уровнях метаморфического фундамента, отвечают времени его переработки при заложении позднебайкальско-каледонских геосинклиналей. Урано-свинцовым методом пока для одной пробы белеутинской серии определен возраст в  $940 \pm 60$  млн. лет (для всех толщ известны устойчивые цифры возраста, близкие 900 млн. лет, установленные предварительным альфа-свинцовым методом, что позволяет ожидать подтверждения такого возраста на широкой площади).

Более древние толщи метаморфического фундамента в Центральном Казахстане в разные годы изучались Е.Д. Шлыгиным, М.А. Абдулкабировой, А.Е. Репкиной, И.Ф. Трусовой, позднее Н.А. Штрейсом, М.С. Марковым, Т.Г. Павловой, О.М. Розеном, Л.И.

Филатовой, Ю.А. Зайцевым, А.В. Авдеевым, В.Д. Вознесенским, С.Б. Розановым, В.С. Милеевым, О.В. Япаскуртом и др. Представления об общей схеме стратиграфического расчленения метаморфических толщ Центрального Казахстана отражены в работах авторов (Филатова, 1970; 1976; Зайцев, Филатова, 1972), частью совместно с Е.Д. Шлыгиным и др. (Зайцев и др., 1974).

Среди метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана выделяются нижний-средний рифей, нижний протерозой и условный архей (архей-нижний протерозой?). Детальнее разработана стратиграфия ниже-среднерифейских и нижнепротерозойских толщ. Для них же более обоснован возраст, хотя достоверно радиометрически датированы пока лишь отдельные рубежи и интервалы разреза.

Нижний протерозой, наиболее широко и полно проявленный среди метаморфических толщ региона, имеет опорный разрез в Улутау. Его толщи образуют два крупных подразделения, обособленные структурным несогласием, а также выделяющиеся по литологическим признакам и особенностям строения разреза. Нижнее из них включает две серии — аралбайскую и карсакпайскую общей мощностью 11 000 м. Они слагают крылья Улутауского антиклинория и Карсакпайский синклиниорий. От подстилающих толщ условного архея (архея-нижнего протерозоя?) эти толщи отделены структурным несогласием и рубежом регионального метаморфизма.

Аралбайская серия представляет собой непрерывную последовательность мощностью до 7000 м главным образом первично вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ с натролипарито-дацитовым вулканогенным компонентом (порфирииды, различные сланцы по туфам и туффитам и др.). В разных типах разреза выделяется от трех до пяти свит. Верхние свиты дополнены зелеными сланцами — исходно базальтовыми вулканитами, которым сопутствуют пропластки железистых кварцитов. Следующая, карсакпайская, серия — главная железорудная толща в докембрии региона — имеет мощность 4000 м. Она детально изучалась в последнее десятилетие С.Б. Розановым. Карсакпайская серия состоит из четырех согласно залегающих свит-ритмов, внизу существенно зеленосланцевых, первично вулканогенных, вверху осадочных с железистыми кварцитами. Вариацией разреза аралбайской и карсакпайской серий, более, по-видимому, первой, в западной части Улутау, в Майтубинском антиклинории, предполагается жийдинская серия, описанная В.С. Милеевым, но в объеме, принимаемом Л.И. Филатовой (1976), отвечающем нижней и верхней кособинской свитам (дацитовые порфирииды, бластосаммитовые альбито-кварцевые сланцы, филлиты и др.). Аналоги аралбайской и карсакпайской серий известны к востоку от Улутау, представительнее в Чуйском выступе (кшикрынская, нижняя и верхняя жоантобинские железорудные свиты). Проявлены они также на севере региона в Кокчетавском массиве (ефимовская и иманбурлукская свиты).

В улутауском разрезе нижний протерозой продолжает майтубинская серия мощностью до 6000 м. Она включает семь свит,

разделенных в отличие от толщ аралбайской и карсакпайской серий несогласиями. Часть свит — порфиroidные с изменением петрохимии к верху серии от липаритов до трахилипаритов, часть — смешанного состава при дополнении порфиroidов первично терригенными породами от полимиктовых, в том числе грубообломочных, до существенно кварцевых. Майтjубинская серия слагает главным образом Майтjубинский антиклинорий, будучи отделенной от смежной площади выходов аралбайской и карсакпайской серий системой разломов. Отсутствие непосредственного контакта этих толщ дает повод ряду исследователей считать их соотношение обратным (Штрейс, 1960; Марков, 1962; Павлова, 1964). Однако налегание майтjубинской серии с резким несогласием на карсакпайскую серию, в свою очередь подстилаемую аралбайской серией, установлено на западном крыле Улутауского антиклинория (Филатова, 1970). В самом Майтjубинском антиклинории этот вопрос также получает решение в связи с опознанием в основании его разреза под майтjубинской серией аналогов толщ Карсакпайского синклинория (жйдинская серия).

Толщи, стратиграфически сопоставляемые с майтjубинской серией, известны восточнее Улутау — на Сарысу—Тенизском водоразделе и далее в пределах Атасу—Моинтинского водораздела, в Актау—Моинтинском антиклинории. Здесь они меняются до порфиroidно—кварцитовых при трахилипаритовом составе вулканитов (верхнеатасуйская и кийкская серии общей мощностью 6000 м).

Аралбайская и карсакпайская серии являются образованиями геосинклинального трога, располагавшегося в западной части Центрального Казахстана. Они рассматриваются соответственно как древний аналог кератофировой формации и базальтовая зеленосланцевая джеспилитоносная формация. Майтjубинская серия и ее аналоги представляют собой группу метаморфизованных порфириновых формаций, принадлежащих орогенному комплексу, на востоке выходящему за пределы геосинклинального прогиба на древнейший стабилизированный массив. Историко—геологическая обособленность аралбайской и карсакпайской серий от майтjубинской серии и ее аналогов подчеркивается резким различием сопутствующего складчатого плутонизма: для нижних серий — плагиогранито—гнейсов и натриевых метасоматитов; для майтjубинской серии — калишпатовых гранито—гнейсов, соответственно петрохимически родственных преобладающим вулканитам в этих толщах.

Достоверно датированы майтjубинская серия и ее аналоги. Для майтjубинской серии в Южном Улутау уран—торий—свинцовым методом по шести пробам гранито—гнейсов, имеющих с ней активный контакт, определен верхний возрастной предел этой серии в 1800 млн. лет. На Атасу—Моинтинском водоразделе по трем пробам получена свинцово—изохронная цифра возраста в  $1850 \pm 60$  млн. лет для стратифицированных порфиroidов. Дополнительно дорифей подтвержден в Улутау датированием в 1690 млн. лет сиенитов Карсакпайского массива, резко дискордантных по отношению и к май-

тубинской серии, и к гранито-гнейсам, а во втором районе — положением толщ порфиroidов под алтынсынганской свитой с возрастом 1540 млн. лет (см. далее). Радиохронологическое обоснование дорифейского протерозоя в Центральном Казахстане открывает возможности его привлечения к межрегиональным сопоставлениям, в том числе и с толщами фундамента древних платформ.

Нерешенной проблемой пока остается возраст аралбайской и карсакапайской серий, а также самих стратифицированных образований майтубинской серии в опорном разрезе Улутау. Требуют специального анализа, хотя и редкие, органические остатки, прежде всего из киикской серии Атасу-Моинтинского водораздела. По находкам Н.А. Путьшева они определены как среднерифейские, но приурочены к толщам, расположенным непосредственно под нижнерифейскими толщами.

Последующие рифейские метаморфические толщи отделены от подстилающих толщ структурным несогласием, залегают как на карсакапайской, так и на майтубинской сериях, содержат в конгломератах продукты их промыва. На западе Центрального Казахстана это боздакская серия, в Улутау рассмотренная О.В. Япаскуртом. Она имеет мощность около 3000 м, сложена в большей нижней части базальтовыми порфиритоидами, липаритовыми порфиroidами, метаморфизованными полимиктовыми конгломератами и песчаниками, образующими две свиты, разделенные несогласием. Верх серии составляют мраморо-кварцито-филлитовые толщи. В Актау-Моинтинском антиклинории к рифею относится алтынсынганская свита расланцованных порфиров, впервые детально описанная А.В. Авдеевым. В сложной последовательности толщ мощностью 2300 м сочетаются разности вулканитов от липарито-дацитов до трахитов, часто в виде туфолав (эффузивных игнимбритов). Урано-торий-свинцовым методом — изохроной по трем пробам порфиров — алтынсынганская свита датирована ранним рифеем — 1540 млн. лет. Для боздакской серии условно принимается ранне-среднерифейский возраст, подтвержденный сопоставлением с тянь-шаньскими разрезами, где строматолитами датирован средний рифей (Зайцев, Королев и др., 1974).

Боздакская серия и ее аналоги отвечают крупному самостоятельному этапу геологической истории. По Л.И. Филатовой, она несет некоторые черты общности с предшествующими толщами орогенного типа, включая и структурно-фациальную зональность. Однако на западе накопление толщ происходило в условиях более активно-го тектонического режима.

В северной и северо-восточной частях Центрального Казахстана в Кокчетавском, Ишкеольмесском и Ерементау-Ниязском антиклинориях верх метаморфического комплекса составляет кокчетавская серия. Она сложена внизу (более 1000 м) мраморо-кварцито-филлитовыми толщами, вверху (до 2000 м) кварцитами и кварцито-песчаниками. Кокчетавская серия залегают с несогласием, более резким на северо-востоке, где непосредственно перекрывает древ-

нейшие толщи кристаллических сланцев. Ю.А. Зайцев (1974) относит кокчетавскую серию к позднему рифею, как это ранее предложил понимать и О.М. Розен (1971), но считает в отличие от О.М. Розена резко обособленным платформенным образованием. По мнению Л.И. Филатовой (1976), литологические особенности этой серии могут быть обусловлены не принадлежностью ее особой, общей для Центрального Казахстана стадии развития, а положением в пределах стабилизированных массивов. Возраст кокчетавской серии при этом может быть близким верхним из метаморфических толщ других районов Центрального Казахстана — ранне-среднерифейским, тем более что кварцито-филлитовые толщи среди них имеются (верх боздакской серии). Этому как будто противоречат датировки обломочных цирконов кокчетавских кварцитов, наиболее молодые из которых отвечают 1000 млн. лет. Но не исключено, что они омоложены. Вопрос возраста кокчетавской серии, очевидно, необходимо решать при более тщательном минералогическом изучении цирконов, поскольку среди них имеет место регенерация. В оценке стратиграфической и историко-геологической позиции этой серии требуется дальнейшее изучение ее соотношения с подстилающими, прежде всего порфиroidно-сланцевыми, толщами Кокчетавского массива, как и возраста последних.

В ряду общих проблем докембрия и дорифея Центрального Казахстана особенно сложными являются стратиграфия и возраст древних толщ кристаллических сланцев, выделяемых в условный архей или архей-нижний протерозой. Это зерендинская серия в 9000 м в Кокчетавском массиве, полнее охарактеризованная О.М. Розеном (1971), и стратиграфически более молодая бектурганская серия в Улугтауском антиклинории и ряде других районов на северо-востоке региона мощностью до 4000 м. Они отделены от перекрывающих толщ собственно нижнего протерозоя структурным несогласием, отличаются характером регионального метаморфизма. В противоположность зеленосланцево-измененным нижнепротерозойским толщам зерендинская серия метаморфизована в амфиболитовой либо гранулитовой фациях, а бектурганская серия — в эпидот-амфиболитовой. Отличаются обе серии также однообразием мощных интервалов разреза при ограниченном наборе пород — амфиболитов, амфиболовых, слюдяных, гранато-силлиманито-слюдяных и некоторых других сланцев, что создает объективные трудности в их расчленении. С другой стороны, „примитивность“ литологии сближает эти толщи с архейскими толщами других районов. Возрастные данные по кристаллическим сланцам отсутствуют, хотя обнаружение в обломочной фракции протерозойских пород циркона с датировками до 3200 млн. лет (Зыков и др., 1977) подтверждает вероятность архея в Центральном Казахстане.

Представление о широком возрастном диапазоне докембрия Центрального Казахстана вполне коррелируется с данными по геологии Тянь-Шаня, где в последние годы работали Б.М. Найденова, И.А. Ефимова и др., радиохронологически доказан дорифей для толщ,



древность которых, как и в Центральном Казахстане, подвергалась сомнению. При этом выявляются преимущества центральноказахстанского докембрия, как наиболее полного в дорифейской части. Соответственно повышается его значение для межрегиональных сопоставлений, особенно если учитывать срединное положение региона между древними платформами Евразии.

## Л и т е р а т у р а

А в д е е в А.В., А л ь п е р о в и ч Е.В., В о з н е с е н с к и й В.Д., К о р е н ь к о в Б.Г. Допалеозойские отложения Атасу-Моинтинского водораздела. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. 1. Алма-Ата, „Наука“ КазССР, 1974, с. 53-57.

А л ь п е р о в и ч Е.В. Древние карбонатные толщи Северо-Западного Прибалхашья. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 90-96.

Б е с п а л о в В.Ф. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. — В кн.: Складчатые области Евразии (Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве). М., „Наука“, 1964, с. 105-119.

В о з н е с е н с к и й В.Д. Стратиграфия допалеозойских и нижнепалеозойских отложений Атасу-Моинтинского водораздела. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 85-89.

З а й ц е в Ю.А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. — В кн.: Орогенические пояса. М., „Наука“, 1968, с. 108-116.

З а й ц е в Ю.А. О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1974, № 3, с. 32-52.

З а й ц е в Ю.А., К о р о л е в В.Г., Ф и л а т о в а Л.И., Ш л ы г и н Е.Д. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. 1. Алма-Ата, „Наука“ КазССР, 1974, с. 5-11.

З а й ц е в Ю.А., Ф и л а т о в а Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутая (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана). — В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. X. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 21-91.

З а й ц е в Ю.А., Ф и л а т о в а Л.И. Основные этапы геологического развития Казахстана в докембрии. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1972, № 4, с. 19-35.

З а й ц е в Ю.А., Х е р а с к о в а Т.Н. Венд Центрального Казахстана. — В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. Изд-во Моск. ун-та, 1979. 252 с.

Зыков С.И., Ступникова Н.И., Филатова Л.И., Зайцев Ю.А., Краснобаев А.А., Филиппович И.З. Свинцово-урано-ториевое датирование докембрийских метаморфических пород Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 5, с. 20–37.

Марков М.С. Тектоника южной части Карсакпайского синклинория. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 72, с. 134.

Павлова Т.Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улутау. — Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 101. 184 с.

Пупышев Н.А. Новые данные по стратиграфии вендских и кембрийских отложений Атасу-Моинтинского водораздела. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, „Наука“ КазССР, 1974, с. 145–151.

Розен О.М. Стратиграфия и радиогеохронология докембрия Кокчетавского массива. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. Материалы Карагандинского стратиграфического совещания. Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 75–84.

Розен О.М., Павлова Т.Г. Опыт согласованной интерпретации и корреляции радиохронологических данных по докембрию срединных массивов. — В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Тр. V Сессии Научного совета по геологии докембрия. Л., „Наука“, 1979, с. 79–84.

Филатова Л.И. Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия. — Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1970, № 2, с. 95–116.

Филатова Л.И. Формационная оценка и особенности литологии метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ протерозоя Центрального Казахстана. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 1. М., „Недра“, 1975, с. 287–291.

Филатова Л.И. Основные положения и проблемы стратиграфии метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана. — Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1976, № 1, с. 19–33.

Штрейс Н.А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. — В кн.: Доклады советских геологов. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, прел. 8. М., Изд-во АН СССР, 1960.

О.М. Розен, Т.Г. Павлова

#### МИКРОКОНТИНЕНТЫ В ДОКЕМБРИИ КАЗАХСТАНА: ПРОБЛЕМЫ СТАНОВЛЕНИЯ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Рассмотрение наиболее древних — докембрийских — структур позволяет осветить самые ранние моменты эволюции земной коры региона. В докембрии Казахстана устанавливаются признаки существования земной коры океанического и переходного типов, а

также такого, который по ряду признаков отчетливо сопоставляется с континентальным типом коры. Выявляются признаки последующей деструкции и рифтогенеза, ведущих к появлению формаций, близких к океаническим. По последовательности геологических событий, морфологии складчатых структур и соотношениям со складчатыми сооружениями палеозоя две наиболее крупные докембрийские структуры Казахстана – Кокчетавский и Улутауский массивы могут быть отнесены к категории микроконтинентов с различной историей развития, т.е. таких минимальных по размерам сиалических блоков, которые оказывали влияние на выплавление различных типов магматических расплавов и на процессы вулканизма и осадконакопления.

Кокчетавский массив имеет изометричную форму и в южной обнаженной части окаймлен тремя существенно различными зонами ранних палеозойд, от которых отделен долгоживущими, в значительной мере конседиментационными разломами (Бабичев и др. 1968). По внутреннему строению он является гетерогенным. Улутауский докембрийский массив отличается общей линейной формой, конформной складчатых сооружений палеозоя, в то время как в его строении известны как линейные структуры Карсакалпайского средне-верхнерифейского синклиория, так и куполовидные – в пределах нижнерифейских Майтубинского и Улутауского антиклинорий.

Этапы становления и развития Кокчетавского и Улутауского массивов в докембрии Центрального Казахстана охарактеризованы в табл. 1. Особый интерес представляет выявление и раскрытие взаимосвязи процессов вулканизма и осадконакопления в эволюции земной коры рассматриваемых структур. Явления метаморфизма не позволяют непосредственно сопоставлять породы между собой и с вероятными исходными отложениями. В связи с этим седиментологический анализ пород был проведен путем пересчетов силикатных анализов на нормативно-минеральные составы по методу, предложенному О.М. Розеном (1975). Расчет составов осадков дает результаты, согласующиеся с выводами по петрологии вулканитов и геологическими данными, отражающими в целом направленную эволюцию земной коры от океанического, через переходный, к континентальному типу. Обзор использованной литературы и анализ вулканизма приведен в опубликованных ранее работах (Антонюк и др., 1977, 1979). Представительные химические анализы исследованных седиментогенных пород и расчетные минеральные составы исходных отложений приведены в табл. 2–5, а также на рис. 1–8.

В течение докембрия обособляются зоны разного типа развития и уже с раннего-среднего рифея улавливается существование микроконтинентов с эмбриональным гранитно-метаморфическим слоем.

Дорифейский блок с гранитно-метаморфическим слоем известен в ядре Кокчетавского массива (зерендинская серия). Метаморфизованные породы представляют собой главным образом высоkozревшие глинистые отложения (рис. 1) с обломками плагиогранитов и бокситов, поступавших в результате размыва неизвестного ныне основания. Лейкократовые плагиограниты в гальке нижних горизон-

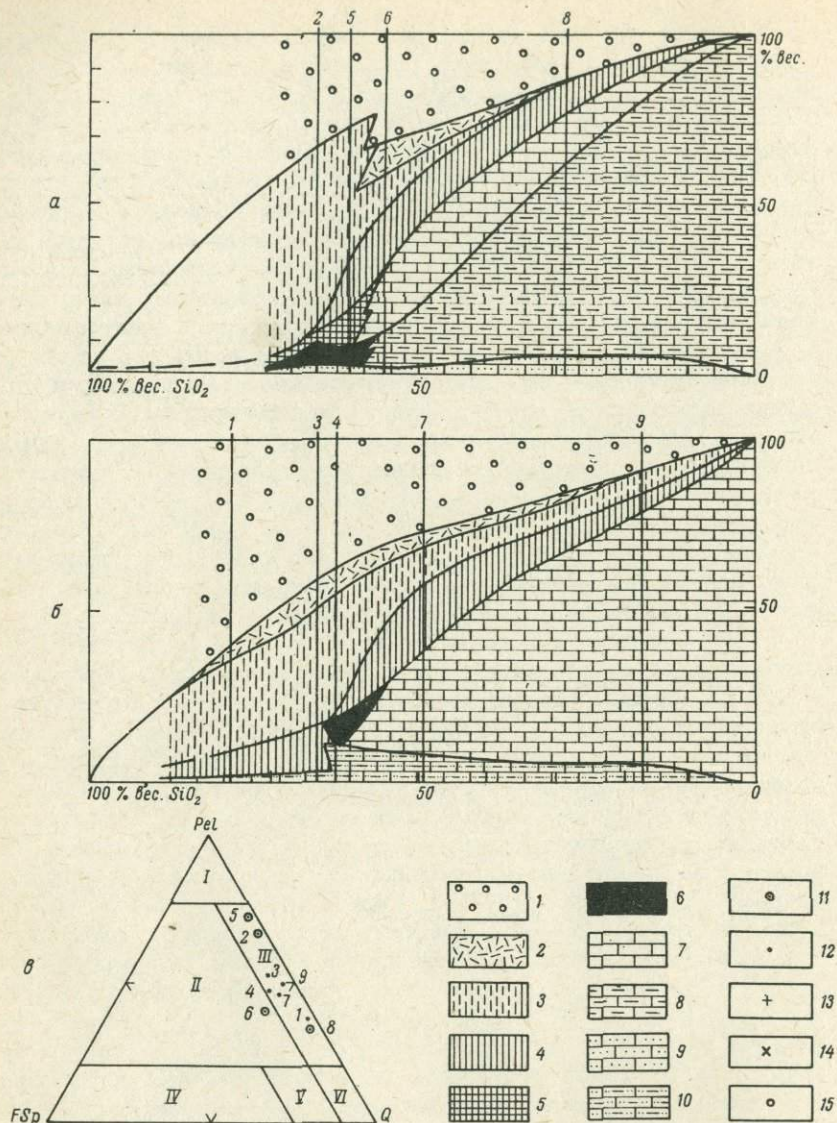


Рис. 1. Диаграммы нормативного исходного минерального состава дорифейских седиментогенных пород Кокчетавского массива (зерендинская серия).

а, б - диаграммы кремнекислотность-минеральный состав (а - для двух нижних свит - берлыкской и жолдыбайской, б - для двух верхних - даулетской и уялинской); в - диаграмма компонентного состава терригенной фракции (поля: I - пелитов, II - вакк, III - кварцевых вакк, IV - аркозов, V - полевошпат-кварцевых песчаников, VI - кварцевых песчаников); 1 - кварц; 2 - полевые шпаты

Т а б л и ц а 1

Этапы становления и развития микроконтинентов  
в докембрии Центрального Казахстана

Возраст, млн. лет	Этап	Серия
570 $\pm$ 20	Деструкция континентальной коры, рифтогенез и новообразование океанической коры	Кокчетавский регион <u>Никольско-Бурлукская</u> (до 6000 м). Володаровская свита (до 6000 м) – черные сланцы, кремни, фосфаты, признаки тиллитообразных конгломератов. Чалкарская свита (до 2000 м) (внизу) – риолит-базальтовая (толеитовая) бимодальная серия; осадки – ряд от океанических к рифтогенным (внутри массива): базальт + кремнистые отложения $\longrightarrow$ базальты + кремни + риолиты + конгломераты
680 $\pm$ 20	Формирование континентальной коры	<u>Боровская</u> . Базальт-риолитовая бимодальная серия („порфировая формация“) – (3000 м). Осадки: кварцевые арениты (до 8000 м) с Ti – Zr россыпями, песчаные глины с гетитом, примесь вулканического материала (полевые шпаты, магнезиальный F = 0,5, хлорит). Накопление на континентальном пенеплене с глубоким выветриванием фундамента

Продолжение подписи к рис. 1

ты; 3 – щелочно-глиноземистый компонент (иллит и монтмориллонит); 4 – железо-магнезиально-глиноземистый компонент (хлорит); 5 – высокоглиноземистый компонент (каолинит); 6 – марганцево-железистый компонент (гетит и пиролюзит); 7–10 – карбонаты (7 – кальцит, 8 – доломит, 9 – анкерит, 10 – доломит с анкеритом); 11–15 – фигуративные точки единичных анализов (только на диаграмме терригенной фракции) (11 – берлыкской и жолдыбайской свит, 12 – даулетской и уялинской свит, 13 – ефимовской серии западного склона массива, 14 – то же, восточного склона, 15 – боровской серии); 13–15 – см. на следующих рисунках. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 2–5.

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Возраст, млн. лет	Этап	Серия		
1050±50	Развитие окаймляющих структур	<p style="text-align: center;"><u>Ефимовская</u></p> <table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td style="width: 50%; vertical-align: top;"> <p>На западном обрамлении (6000 м) – то- леитовая серия базальт-дацит. Осадки: зрелые кварцево-полево- шпатовые пески и каолин-гетитша- мозитовые глины в ассоциации с известняками. На- копление на океа- ническом дне</p> </td> <td style="width: 50%; vertical-align: top;"> <p>На восточ- ном обрамле- нии (2500 м) – диффе- ренцирован- ная серия: высокоглино- земистый ба- зальт-анде- зит-риолит, типичная для окраины кон- тинентов.</p> <p>Осадки: полевошпато- вые песчани- ки с различ- ным содержа- нием глинисто- го, сушест- венно магне- зиально-хло- ритового ком- понента (со- ответствует грауваккам). Накопление в условиях рас- члененного шельфа ост- ровой дуги</p> </td> </tr> </table>	<p>На западном обрамлении (6000 м) – то- леитовая серия базальт-дацит. Осадки: зрелые кварцево-полево- шпатовые пески и каолин-гетитша- мозитовые глины в ассоциации с известняками. На- копление на океа- ническом дне</p>	<p>На восточ- ном обрамле- нии (2500 м) – диффе- ренцирован- ная серия: высокоглино- земистый ба- зальт-анде- зит-риолит, типичная для окраины кон- тинентов.</p> <p>Осадки: полевошпато- вые песчани- ки с различ- ным содержа- нием глинисто- го, сушест- венно магне- зиально-хло- ритового ком- понента (со- ответствует грауваккам). Накопление в условиях рас- члененного шельфа ост- ровой дуги</p>
<p>На западном обрамлении (6000 м) – то- леитовая серия базальт-дацит. Осадки: зрелые кварцево-полево- шпатовые пески и каолин-гетитша- мозитовые глины в ассоциации с известняками. На- копление на океа- ническом дне</p>	<p>На восточ- ном обрамле- нии (2500 м) – диффе- ренцирован- ная серия: высокоглино- земистый ба- зальт-анде- зит-риолит, типичная для окраины кон- тинентов.</p> <p>Осадки: полевошпато- вые песчани- ки с различ- ным содержа- нием глинисто- го, сушест- венно магне- зиально-хло- ритового ком- понента (со- ответствует грауваккам). Накопление в условиях рас- члененного шельфа ост- ровой дуги</p>			
1650±50	Заложение основания микро- континента, фор- мирование гра- нитно-метамор- фического слоя	<p style="text-align: center;"><u>Зерендинская</u> (9000 м).</p> <p>Вулканыты не известны. Осад- ки представлены внизу высоко- зрелыми глинами с каолинитом, гетитом, с галькой бокситов и плагиогранитов, в ассоциации с доломитами, а сверху – гли- нами без каолинита, с магне- зиальным хлоритом в ассоциа- ции с кварцевыми песками и известняками. Накопление на шельфе, прилегающем к выров-</p>		

Возраст, млн. лет	Этап	Серия
		ненной суше при глубоком выветривании пород, включавших плагиогранитоиды

#### Улутауский регион

Улутауская (500–1500 м). Кварцевые гравелиты, конгломераты, углисто-кремнистые сланцы, глинистые сланцы, окремнелые оолитовые известняки, баритовые породы. Выше – пестроцветные сланцы, песчаники, ленточные известняки и тиллитоподобные конгломераты (по Зайцеву, Херасковой, 1979). Калиевые граниты 650–600 млн. лет.

Вулканогенно-молассовая (2000–2500 м). Калиевые риолиты, трахипариты, в подчиненном количестве базальты, грубовалунные конгломераты, туфопесчаники, граувакки и аркозы. Накопления в результате размыва сиалического основания и кислого вулканизма, в условиях расчлененного рельефа. Нижняя и верхняя железорудные серии (6000–7000 м) – контрастная вулканогенная формация: слабодифференцированные базальты с известково-щелочной тенденцией и кварцевые порфиры, фельзитопорфиры. Осадочно-вулканогенные породы – конгломераты в основании, существенно глинистые отложения с магнезиальным хлоритом и существенно-песчанистые породы, близкие к аркозам. Разные источники материала: вулканомитовые – в связи с основным вулканизмом в процессе интенсивной тектонической активности, аркозовые – в связи с размывом сиалического материала. Накопление в условиях контрастного рельефа в линейных троговых впадинах.

Кварцито-сланцевая (до 2000 м). Ограниченное распространение слабощелочных толеитовых базальтов. Преобладают глинистые песчаники и известково-глинистые песчаники в синклиналиях, кварцево-карбонатные породы в антиклиналях. Карбонатно-глинисто-терригенная ассоциация, образовавшаяся в условиях расчлененного шельфа. Порфириодная серия (2500 м) – высококремнекислые калиевые риолиты, осадки – аркозы с большими вариациями кварцполевошпата, содержание глин не свыше 18%, отложение в условиях мелководного размыва кислых вулканогенных образований.

тов зерендинской серии описаны ранее (Розен, 1967). Их состав приведен в табл. 2. Существенно, что в них содержание никеля, кобальта и хрома, а также свинца и меди в несколько раз выше, а содержание лития, стронция и бария существенно ниже, чем в средних типах кислых изверженных пород (Виноградов, 1962; Turekain, Wedepohl, 1961). Характерно, что содержания указанных элементов удовлетворительно совпадают со средними данными по некоторым специфическим типам гранитоидов, относи-

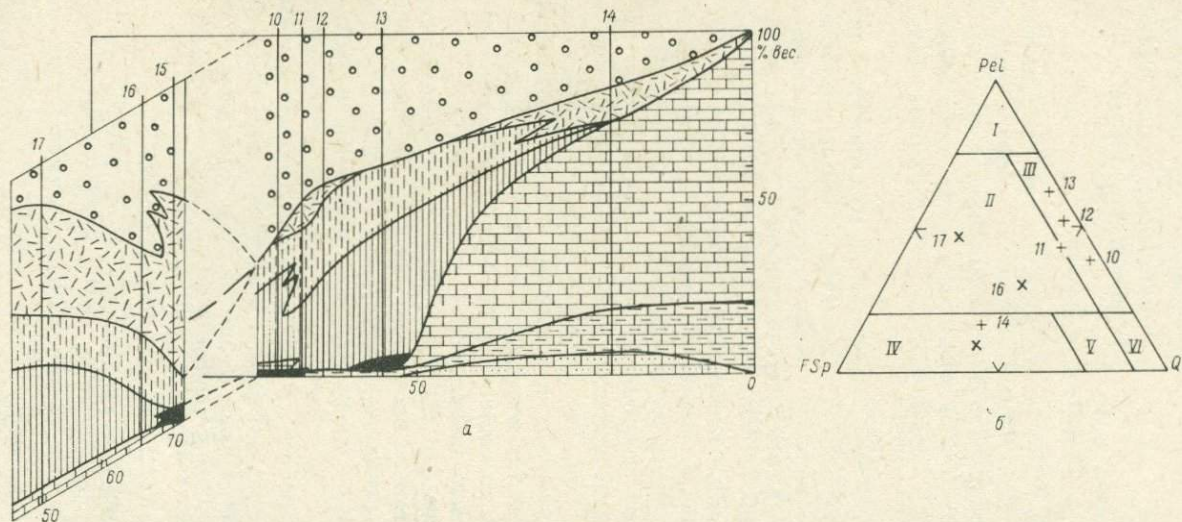


Рис. 2. Диаграммы нормативного исходного минерального состава седиментогенных пород нижнего-среднего рифея Кокчетавского массива (ефимовская серия).

Правый ряд на диаграмме „а“ – западная окраина Кокчетавского массива, левый ряд – восточная окраина. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.



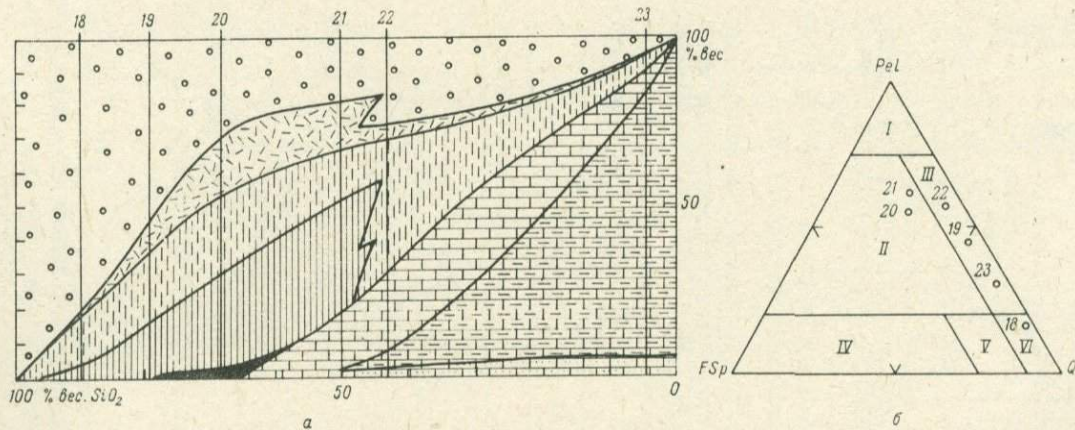


Рис. 3. Диаграммы нормативного исходного минерального состава седиментогенных пород верхнего рифея Кокчетавского массива (боровская серия).

Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

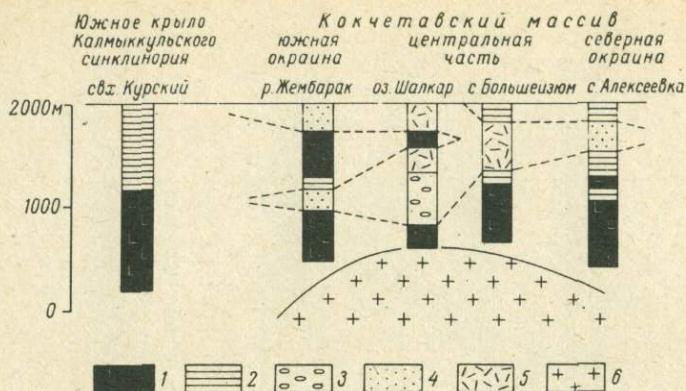


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов вендских отложений Кокчетавского массива (никольско-бурлукская серия).

1 - базальтоиды; 2 - яшмы и кремнистые сланцы; 3 - конгломераты; 4 - зернистые, иногда бластопсаммитовые кварциты; 5 - риолитоиды; 6 - гранитно-метаморфическое довендское основание. Штрихом отделены отложения, генетически связанные с сиалическим основанием: конгломераты, риолитоиды и др. (по данным Минервина и др., 1971).

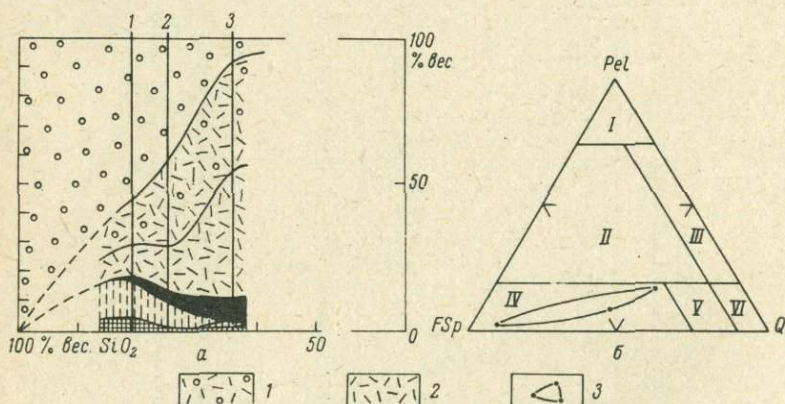


Рис. 5. Диаграммы нормативного исходного минерального состава нижнерифейской порфиroidной серии Улутауского массива.

а - диаграмма кремнекислотность-минеральный состав (1 - ортоклаз, 2 - плагиоклаз, остальные условные обозначения те же, что и на рис. 1); б - диаграмма компонентного состава терригенной фракции (3 - поля фигуративных точек).

Таблица 2

Химический состав седиментогенных пород докембрия  
Кокчетавского массива, % вес.

Окисел	Дорифей, зерендинская серия								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	78.10	66.06	65.29	63.37	61.35	56.56	49.51	21.98	17.45
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.79	0.94	0.86	1.02	0.80	0.73	0.30	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.06	18.24	16.24	14.54	20.35	40.60	9.44	3.04	3.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.29	1.55	2.01	1.86	2.08	0.65	0.94	1.61	0.92
FeO	1.60	3.87	4.58	5.43	5.38	4.92	7.47	1.26	1.56
MnO	0.01	0.18	0.09	0.13	0.14	0.09	0.37	0.07	0.06
MgO	1.46	1.46	2.57	2.67	1.97	6.74	7.92	17.14	3.78
CaO	0.25	1.20	0.26	3.46	1.28	15.26	20.62	30.03	41.86
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.47	0.50	0.74	0.41	0.99	0.39	0.05	0.07
K <sub>2</sub> O	2.75	3.76	3.80	3.74	2.90	0.95	0.85	0.13	0.61
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.36	2.48	3.05	2.26	2.49	2.01	1.28	24.51	19.18
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.06	-	0.09	0.20	0.11	0.17	0.10	0.61
Сумма	99.38	100.12	99.26	99.54	99.57	99.67	99.59	100.22	99.99

Таблица 2 (продолжение)

Окисел	Нижний-средний рифей, ефимовская серия							
	западная окраина массива					восточная окраина массива		
	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	71.23	68.29	65.50	56.88	21.82	73.68	68.31	50.36
TiO <sub>2</sub>	0.40	1.75	0.60	1.27	0.15	0.34	0.42	1.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.80	13.51	14.42	15.25	4.22	13.49	14.19	18.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.04	7.04	0.74	3.85	0.70	0.45	0.61	1.65
FeO	9.26	1.05	10.42	10.71	1.07	2.66	3.64	9.04
MnO	0.01	0.02	0.27	0.02	0.04	0.04	0.03	0.16
MgO	3.51	1.16	2.22	3.96	2.72	0.38	0.75	6.56
CaO	0.14	0.67	0.67	0.46	38.98	1.50	3.20	2.81
Na <sub>2</sub> O	0.05	Следы	0.15	0.10	1.10	5.40	2.50	2.10
K <sub>2</sub> O	0.80	3.60	2.05	1.50	1.00	0.80	2.40	3.40
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.76	3.83	2.94	4.94	27.40	0.60	3.79	4.77
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Следы	-	-	0.31	-	-	-	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.09	0.05	0.14	-	-	-	-
Сумма	99.05	100.01	99.33	99.39	99.20	99.34	103.63	100.25

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Оксид:	Боровская серия						Галька гранита
	18	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	89.20	69.66	57.96	50.17	44.49	9.12	73.63
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.78	0.80	1.89	0.70	0.05	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.14	12.83	17.37	14.60	13.44	1.18	14.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.62	4.14	1.76	0.43	5.44	1.69	1.02
FeO	0.53	2.20	8.34	12.18	0.84	0.44	1.62
MnO	0.01	0.03	0.15	0.26	0.13	0.04	0.01
MgO	0.66	3.02	4.40	7.08	1.26	18.60	0.90
CaO	0.46	0.32	0.37	11.46	13.77	27.47	0.62
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.25	1.1	1.7	0.05	0.05	3.10
K <sub>2</sub> O	1.4	2.80	3.6	0.5	4.40	0.15	2.00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.50	3.68	2.59	-	15.03	40.63	1.90
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	0.07
Сумма	99.74	99.71	98.44	100.24	99.45	99.42	100.04

П р и м е ч а н и я. 1-9 - метаморфизованные породы амфиболитовой фации: 1 - кварцит (среднее из 3 ан.), уялинская свита; 2 - кианит-гранат-слодяно-кварцевый сланец (4), жолдыбайская свита; 3 - то же (8), уялинская свита; 4 - андалузит-гранат-плагноклаз-слодяно-кварцевый сланец (5), даулетская свита; 5 - силлиманит-гранат-кордиерит-слодяно-кварцевый сланец (9); берлыкская свита; 6 - плагноклаз-диопсидовая порода (6), берлыкская свита; 7 - то же, даулетская свита; 8 - мрамор (3), берлыкская свита; 9 - то же (7), даулетская свита.

10-17 - метаморфизованные породы эпидот-амфиболитовой фации: 10 - серицит-хлорит-кварцевый сланец (обр. 0342г); 11 - гематит-хлорит-слодяно-кварцевый сланец (0346с); 12 - гранат-хлорит-слодяно-кварцевый сланец (0344); 13 - мусковит-хлорит-кварцевый сланец (0342з); 14 - кальцитифир (06616); 15 - бластосаммитовый эпидот-мусковит-альбит-кварцевый сланец; 16 - ороговикованный зеленый сланец, бластосаммитовый; 17 - бластосаммитовый кварц-эпидот-хлоритовый сланец. Места отбора образцов: 10, 12, 13 (рузаевская свита) и 14 (бакайская свита) - район р. Ишим у с. Ефимовка; 11 (иман-бурлукская свита) - среднее течение р. Иман-Бурлук; 15, 16, 17 (даутская свита) - среднее течение р. Карашат.

18-23 - метаморфизованные породы зеленосланцевой фации: 18 - кварцитовидный песчаник (обр. 0655в); 19 - филлитовидный серицит-хлорит-кварцевый сланец (767а); 20 - андалузит-плагноклаз-биотит-кварцевый роговик по сланцу (1024); 21 - амфиболитоподобный роговик по сланцу (725а); 22 - филлитовидный карбонатно-углистый серицит-кварцевый сланец (0324в); 23 - доломит (0650б). Места отбора образцов: 18, 23 (кокчетавская свита) - с. Алексеевка; 19 (шарыкская свита) - с. Жиланды; 20, 21 (кууспекская свита) - оз. Кууспек; 22 (кууспекская свита) - район юго-восточнее г. Кокчетав.

24 - гранит дозерендинского основания, галька в конгломерате берлыкской свиты (обр. 0271/21), содержит также, г/т: Ni - 26, Co - 14,

Cr - 31, V - 30, Zn - 36, Pb - 50, Cr - 43, Sr - 210, Ba - 750, Sn - 4, Mo - 1.8, Zr - 110, Ga - 14, Nb - 31, Be - 2, Li - 31, U - 3.1, B - 386, F - 80, Hg (мг/т) - 6.4.

Анализы петрогенных элементов выполнены в лаборатории производственного объединения Центрказгеология; обр. 10-13, 24 - аналитики В.Я. Коптяева, А.Э. Аликова, Л.В. Розова, Н.Н. Качура, Н.С. Канышина; 14, 23 - Е.А. Ешуткина, Н.Н. Ермагамбетова; 15, 16, 18, 22 - В.П. Колтаева, С.Н. Бурькин, Л.В. Розова; 17 - Н.В. Тихонова, Н.Л. Штейнвальд, В.А. Ершова; 19-21 - Э.М. Орлова.

мьх к толеитовому и андезитовому рядам, а также к гранодиорит-гранитному известково-щелочному ряду (Таусон, 1977). Остальные элементы не обнаруживают существенных отклонений, за исключением бора, фтора и ртути, отличия в содержаниях которых, вероятно, объясняются вариациями в режиме летучих. В целом можно предполагать, что эти породы принадлежали к ассоциации с базитами. Совокупность изложенных данных указывает на тоналитовый состав размывавшейся первичной коры.

В раннем-среднем рифее (табл. 1) западнее древнего ядра на океанической коре шло накопление серии магнезиальных базальтов (базальт-исландит-дацит) в ассоциации с каолинит-гетит-шамозитовыми глинами и известняками (ефимовская серия, рис. 2). В то же время восточнее - в условиях активной окраины микроконтинента - происходило накопление дифференцированной известково-щелочной серии (высокоглиноземистый базальт-андезит-риолит) в ассоциации с вулканомиктовыми граувакками и магнезиально-хлоритовыми глинами (даутская свита ефимовской серии) (рис. 2). Составы боровской и николюско-бурлукской серий отражены на рис. 3, 4.

В Улутауском массиве в раннем рифее шло накопление калиевых риолитов в ассоциации с вулканомиктовыми аркозами и кварцевыми песчаниками (порфиroidная серия, рис. 5), сменяющимися кварцу ассоциацией базальтов с глинистыми отложениями, кварцевыми песками, доломитами и граувакками, содержащими местный вулканомиктовый обломочный материал (кварцито-сланцевая серия, рис. 6).

В рассматриваемых участках земная кора к этому времени обрела зрелым гранито-метаморфическим слоем, и очевидно, что эти участки представляли собой, как минимум, микроконтиненты. Можно предполагать, что эти микроконтиненты были окружены морской океанической корой, существование которой для того времени установлено южнее - в Каратау (Макарычев, Пазилова, 1973 г.) Очевидно, что процесс формирования этих микроконтинентов носил конструктивный характер, и, в частности, к древнему ядру Кокчетавского массива причленились с востока вулканогенно-осадочные комплексы островодужного типа, а с запада - складчатые комплексы ложа древнего океана.

Таблица 3

Нормативный исходный минеральный состав седиментогенных пород докембрия Кокчетавского массива (без аксессуарных минералов), % вес.

Вероятный компонентный состав исходных пород	Расчетный нормативно-минеральный состав	Дорифей, зерендинская серия									Нижний-средний рифей, ефимовская серия		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Обломочные	Сумма	62.86	33.63	47.11	44.73	28.16	42.28	32.36	16.24	12.18	59.10	56.98	45.96
	Кварц	62.16	33.63	39.85	37.94	28.16	34.25	29.38	15.85	11.48	59.10	47.48	44.67
	Плагиоклаз	0.70	-	1.31	6.61	-	8.04	2.99	0.40	0.70	-	-	1.39
	Ортоклаз	-	-	2.55	0.18	-	-	-	-	-	-	-	9.50
Глинистые: щелочно-глиноземистые	Сумма	36.10	58.34	50.58	37.87	63.95	27.92	27.67	8.69	10.99	10.14	40.81	51.20
	Иллит	29.70	39.09	36.28	37.87	29.91	8.81	7.43	1.18	6.06	8.40	21.84	21.71
	Монтмориллонит	0.95	16.24	-	-	14.05	-	-	-	-	1.74	-	-
	магнезиально-железистые	<u>5.45</u>	<u>0.43</u>	<u>14.30</u>	-	<u>8.10</u>	<u>19.11</u>	<u>20.24</u>	<u>7.51</u>	<u>4.93</u>	<u>27.58</u>	<u>18.97</u>	<u>28.31</u>
	Хлорит	0.52	0.67	0.58	-	0.67	0.31	0.37	0.08	0.26	0.62	0.78	0.74
высокоглиноземистые	Каолинит	-	2.58	-	-	11.88	-	-	-	-	1.33	-	-
Марганцево-железистые	Гетит	-	2.70	0.59	5.81	2.46	-	-	-	-	1.00	-	0.56
	Пирропозит	-	0.21	0.11	0.15	0.17	-	-	-	-	0.02	-	0.33
Карбонатные	Сумма	0.64	4.20	0.66	10.39	3.78	28.85	39.01	74.59	75.16	0.33	1.21	1.23
	Кольцит	0.25	-	-	-	-	17.03	20.28	11.84	60.47	-	0.79	-
	Доломит	-	-	-	8.19	-	8.20	11.37	56.81	10.65	-	0.39	1.23
	Анкерит	0.37	4.20	0.66	2.20	3.78	3.45	6.87	5.85	3.96	0.33	-	-
	SiO <sub>2</sub>	78.10	66.06	65.29	63.37	61.35	56.56	49.51	21.98	17.45	71.23	68.29	65.50

Примечание. В числителе - содержание, в знаменателе - железистость  $Fe/(Fe + Mg)$  в теоретической формуле (Розен, 1975).

Исходные данные приведены в табл. 2.

Таблица 3 (продолжение)

Вероятный компонентный состав исходных пород	Расчетный нормативно-минеральный состав	Нижний-средний рифей, ефимовская серия						Боровская серия				
		западная окраина массива		восточная окраина массива								
		13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Обломочные	Сумма	37.05	23.09	86.20	66.11	44.00	82.86	54.47	44.94	31.04	28.62	77.89
	Кварц	37.05	10.04	35.90	38.58	12.60	81.94	50.50	27.10	19.10	22.94	7.43
	Плагиоклаз	-	9.69	50.29	23.44	19.35	0.29	2.37	10.31	11.93	0.47	0.46
	Ортоклаз	-	3.36	-	4.10	12.06	0.65	1.59	7.52	-	5.21	-
Глинистые ; щелочно-глиноземистые магнезиально-железистые высокоглиноземистые	Сумма	58.33	4.00	8.58	28.44	50.07	16.06	44.01	53.10	48.88	37.83	3.51
	Иллит	16.17	4.00	8.51	18.28	13.97	13.90	27.46	24.95	4.69	37.83	1.58
	Монтмориллонит	3.58	-	-	-	-	-	-	-	7.66	-	-
	Хлорит	<u>35.60</u>	-	<u>0.06</u>	<u>10.16</u>	<u>36.10</u>	<u>2.16</u>	<u>16.55</u>	<u>28.15</u>	<u>36.53</u>	-	<u>1.92</u>
	Каолинит	0.67	-	0.82	0.76	0.47	0.48	0.52	0.56	0.50	-	0.06
Марганцево-железистые	Гетит	2.11	-	3.00	-	-	-	-	0.31	-	-	-
	Пирропозит	0.02	-	0.05	-	-	-	-	0.18	-	-	-
Карбонатные	Сумма	0.87	72.77	1.84	5.03	4.95	0.90	0.73	0.66	18.42	32.84	88.55
	Кальцит	-	56.98	-	4.83	3.76	0.74	0.34	-	17.08	17.51	1.75
	Доломит	-	11.35	0.94	0.15	0.93	0.15	-	-	-	1.87	81.25
	Анкерит	0.84	4.38	0.90	-	-	-	0.34	0.66	0.97	13.26	5.48
	SiO <sub>2</sub>	56.88	21.82	73.68	68.31	50.36	89.20	69.66	57.96	50.17	44.49	9.12

Первичные породы для дорифейских отложений: 1, 4 - глинистый песчаник (алевролит); 2, 3, 5 - песчаная глина; 6, 7 - песчаный мергель; 8, 9 - глинисто-песчаный доломит (8) и известняк (9). Первичные породы для нижне-среднерифейских отложений: 10, 11 - глинистый кварцевый песчаник; 12, 13, 17 - кварцево-песчаная глина; 14 - песчаный известняк; 15, 16 - полимиктовый глинистый песчаник; 17 - песчаная глина с полимиктовым составом песчаного компонента. Первичные породы для верхнерифейских отложений: 18, 19 - глинистый кварцевый песчаник; 20 - песчаная глина с полимиктовым составом обломков; 21 - то же, карбонатная; 22 - песчаный мергель; 23 - песчанистый доломит.

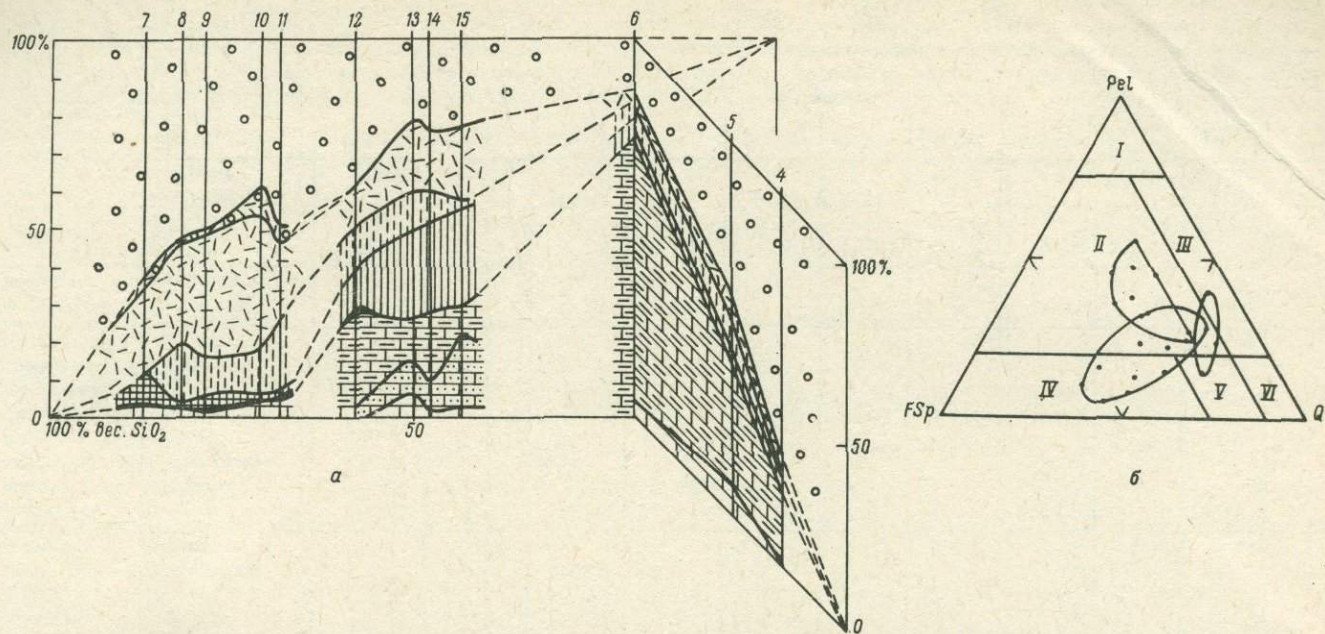


Рис. 6. Диаграммы нормативного минерального состава нижнерифейской кварцито-сланцевой серии Ултау-ского массива.

Условные обозначения те же, что и на рис. 1, 5.



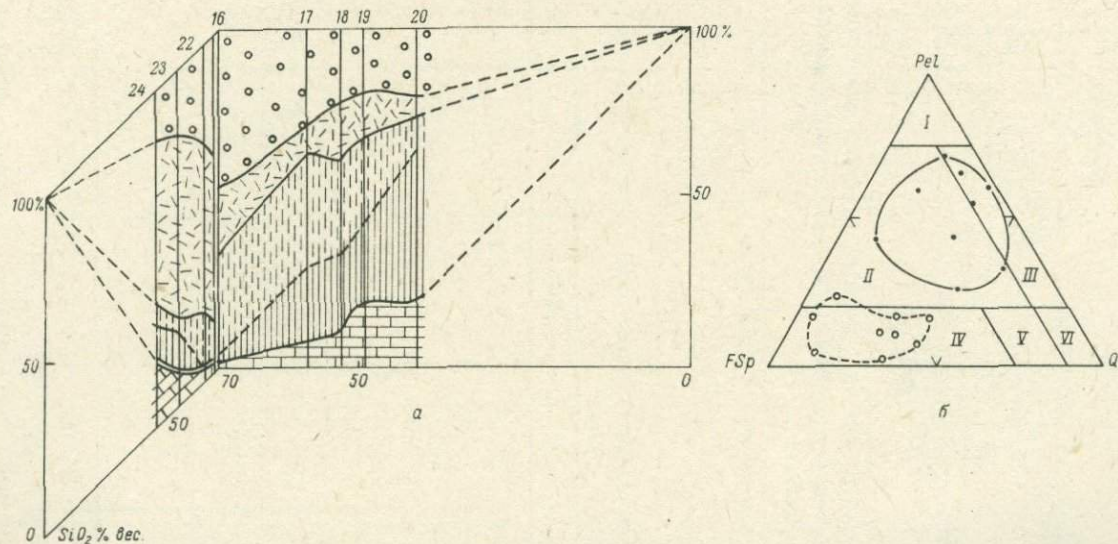


Рис. 7. Диаграммы нормативного исходного минерального состава средне-верхнерифейских железорудных серий Улутауского массива.

Условные обозначения те же, что и на рис. 1, 5.

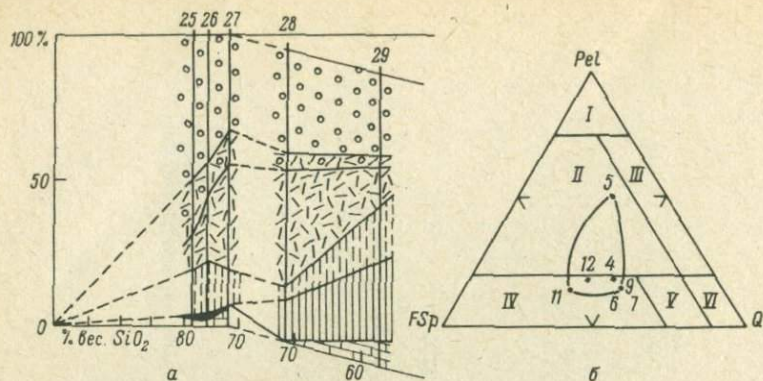


Рис. 8. Диаграммы нормативного исходного минерального состава седиментогенных пород верхнерифейской вулканогенно-моцассовой серии Улутауского массива.

Условные обозначения те же, что на рис. 1, 5.

Т а б л и ц а 4

Химический состав седиментогенных пород вулканогенно-моцассовой серии верхнего рифея Улутау

Окисел	25	26	27	28	29
SiO <sub>2</sub>	77.43	75.00	71.72	71.54	55.55
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.20	0.40	1.10	3.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.03	12.46	13.96	13.22	15.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.39	2.60	0.64	3.47	7.36
FeO	1.31	0.61	0.77	2.12	2.57
MnO	0.05	0.09	0.08	0.09	0.24
MgO	0.51	0.90	0.34	1.47	4.14
CaO	0.82	0.93	3.12	0.50	5.25
Na <sub>2</sub> O	1.13	2.50	3.95	4.00	1.30
K <sub>2</sub> O	4.60	3.20	3.20	1.40	2.60
CO <sub>2</sub>	0.28	-	0.09	-	-
H <sub>2</sub> O	0.07	0.10	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.05	0.30	0.06	0.15
П.п.п.	0.79	1.40	1.66	1.00	3.15
Сумма	100.07	99.94	100.23	99.97	100.66

Следующие этапы эволюции характеризовались различными преобразованиями сформированной ранее сиалической коры. В среднем-позднем рифее в Улутау в локальной зоне деструкции формировалась бимодальная известково-щелочная серия базальтов и риолитов с

Таблица 5

Нормативный исходный минеральный состав седиментогенных пород докембрия Улутауского массива (без аксессуарных минералов), % вес.

Вероятный компонентный состав исходных пород	Расчетный нормативно-минералогический состав	Нижний рифей, порфиroidная серия			Верхний рифей, вулканогенно-молассовая серия				
		1	2	3	25	26	27	28	29
Обломочные	Сумма	80.5	86.3	89.6	79.70	77.05	80.48	79.55	42.49
	Кварц	54.9	41.8	5.7	49.73	44.73	32.68	37.74	26.96
	Плагиоклаз	10.6	17.4	45.2	10.79	23.30	36.62	36.23	11.66
	Ортоклаз	15.0	27.1	38.7	19.18	9.02	12.18	5.58	3.87
Глинистые: щелочно-глиноземистые магнезиально-железистые высокоглиноземистые	Сумма	18.4	10.5	2.6	15.70	18.22	11.65	18.58	45.11
	Иллит	11.8	9.6	-	14.17	17.76	11.65	7.83	19.63
	Монтмориллонит	-	-	-	-	-	-	-	-
	Хлорит	-	-	-	-	-	-	13.75	25.48
	Серпентин	-	-	1.5	0.33	0.46	-	-	-
	Каолинит	6.6	0.9	1.1	1.20	-	-	-	-
Железистые	Гетит	0.9	2.7	7.1	1.73	2.85	0.24	0.66	-
Карбонатные	Сумма	-	-	-	2.24	1.56	0.27	-	9.16
	Доломит	-	-	-	0.34	1.56	0.45	-	-
	Анкерит	-	-	-	1.90	-	5.40	-	1.09
	Кальцит	-	-	-	-	-	1.32	-	8.07
		78.99	73.54	64.28	77.43	75.00	72.72	71.54	55.55

Примечание. 1 - порфиroid, дюсембайская свита (обр. 1136/886), р. Улькен-Сабасалды-Тургай; 2 - порфиroid, дюсембайская свита (обр. 1130/852), р. Улькен-Сабасалды-Тургай (Филатова, 1962); 3 - порфиroid, дюсембайская свита (обр. 163/59), р. Байкожа (Петрография Центрального Казахстана, 1967); 4 - данные о кварцито-сланцевой и железорудных сериях Улутуа опубликованы ранее (Павлова, 1979); 25 (среднее из 3 ан., обр. 561/1, 565,7, 667/1) - порфиroid по туфу, лакбайская свита; 26 - липаритовый туф, акшокинская свита (обр. 318/5); 27 - трахилипаритовый туф, лакбайская свита (среднее из 2 ан. - обр. 1221/6, 1223/16); 28 - метаморфизованный туфопесчаник, лакбайская свита (обр. 608/9); 29 - крупнообломочный туф, акшокинская свита (обр. 664/9).

Силикатные анализы выполнены в химической лаборатории Центрально-Казахстанского территориального геологического управления по пробам Ю.В. Рошина.

конгломератами в основании в ассоциации с железистыми кварцитами, магнезиально-хлоритовыми глинами и аркозами (железородные серии, рис. 7). Они образовались при размыве вулканитов и по-род прилегающих сиалических блоков.

В позднем рифее характерно появление порфировых формаций на рассматриваемых микроконтинентах. На Кокчетавском массиве это базальт-риолитовая бимодальная серия в ассоциации с кварцевыми песками с цирконовыми россыпями, песчаными магнезиально-хлоритовыми вулканомиктовыми глинами, мергелями и доломитами, которые возникли в условиях интенсивного выветривания (рис. 3). Эта ассоциация маркирует здесь время формирования коры континентального типа к началу верхнего рифея (боровская серия).

На Улутауском массиве бимодальная базальт-трахириолит-риолитовая серия ассоциирует с конгломератами, туфогенно-осадочными породами (граувакками и аркозами, рис. 8), содержащими материал вулканитов и сиалического основания. Эта вулканогенно-молассовая серия отражает процесс горообразования и гранитообразования. После завершения этих процессов к концу рифея здесь возникла кора континентального типа (табл. 4, 5).

В венде начался этап интенсивной деструкции сиалических масс. В это время на Кокчетавском массиве в узких приразломных зонах возникла базальт-риолитовая бимодальная серия с кремнистыми отложениями и грубозернистыми полимиктовыми песчаниками (никольско-бурлукская серия, рис. 4). Сходные процессы характеризуют и район Улутау и отражены в накоплении улутауской серии. В это время рассматриваемые микроконтиненты выступают как реликты континентальной коры на фоне общего деструктивного процесса раскрытия палеозойского океана (Пейве и др., 1980).

## Л и т е р а т у р а

А н т о н ю к Р.М., Л я п и ч е в Г.Ф., М а р к о в а Н.Г. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана. - Геотектоника, 1977, № 5, с. 71-83.

А н т о н ю к Р.М., Л я п и ч е в Г.Ф., М а р к о в а Г.Г. и др. Деструктивные зоны палеозойид Центрального Казахстана. - В кн.: Тектоника территории СССР. М., "Наука", 1979, с. 111-127.

Б а б и ч е в Е.А., Б о г о я в л е н с к а я Н.А., Б у л ы г о Л.В. и др. О природе границ Кокчетавского докембрийского массива (Центральный Казахстан). - Вестн. МГУ, Геология, 1968, № 1, с. 76-91.

В и н о г р а д о в А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с. 555-572.

З а й ц е в Ю.А., Х е р а с к о в а Т.Н. Венд Центрального Казахстана. Изд-во МГУ, 1979. 251 с.

Минервин О.В., Бабичев Е.А., Розен О.М. Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Изд-во МГУ, 1971, с. 71–83.

Павлова Т.Г. Значение нормативных минеральных составов для исследования седиментогенных метаморфических пород (на примере докембрия Улутау). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М., „Наука“, 1979, с. 96–108.

Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л. и др. Тектоника северной Евразии. М., „Наука“, 1980. 223 с.

Петрография Центрального Казахстана. Т. 1. М., „Недра“, 1967. 338 с.

Розен О.М. Метаморфизованная галька боксита в конгломератах среди кристаллических сланцев Кокчетавского массива (Центральный Казахстан). — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 4, с. 921–923.

Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 1. М., „Недра“, 1975, с. 60–74.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., „Наука“, 1977. 279 с.

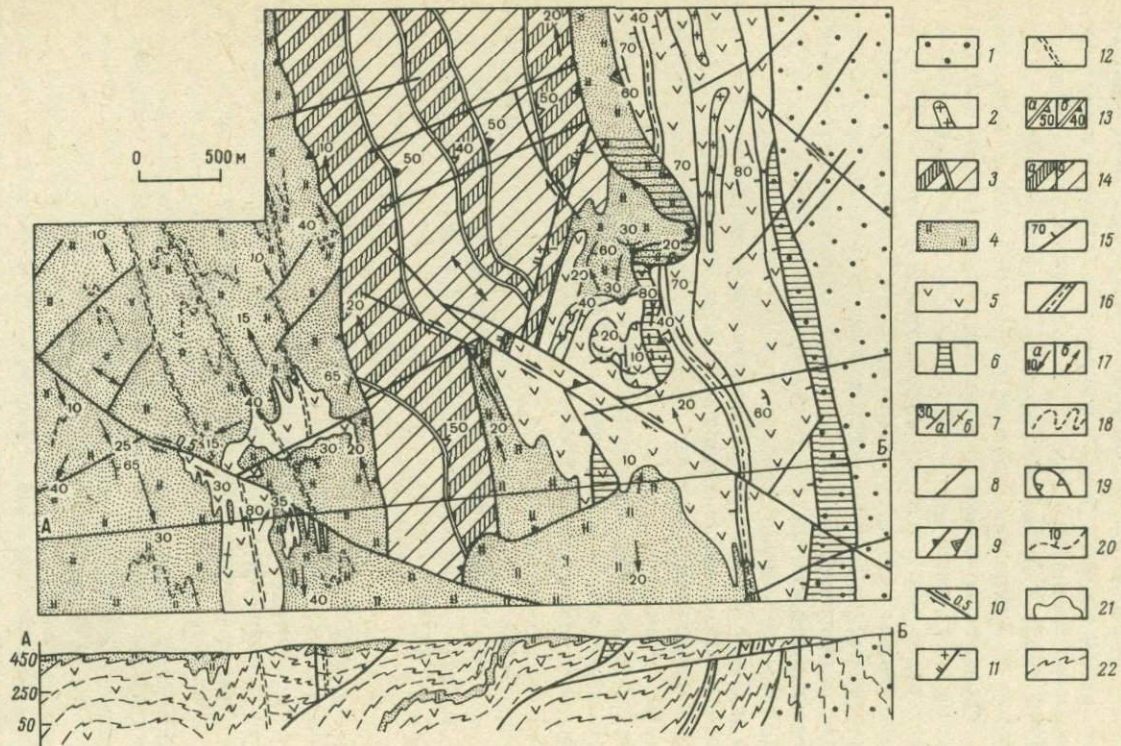
Филатова Л.И. Докембрий Улутау. Изд-во МГУ, 1962, 323 с.

Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth crust. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, v. 72, N 2, p. 175–192.

М.И. Литвак

#### СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ УЛУТАУСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (КАРСАКПАЙСКИЙ ВЫСТУП ДОКЕМБРИЯ)

В пределах западного крыла Улутауского антиклинория на восточной окраине Карсакапайского выступа обнажаются древнейшие (нижнепротерозойские) толщи комплекса основания. Восточная граница выступа на площади участка Бала-Жезды (см. рисунок) фиксируется Западно-Улутауским глубинным разломом. Еще восточнее погребенные части антиклинория перекрыты верхнепалеозойскими осадочными породами Джекказганской впадины. В процессе детальных геологоструктурных исследований (кроме автора в них участвовали В.Д. Вознесенский, В.Л. Курмилев, А.Н. Палицына) на участке выделены три литологически разнородные пачки пород. Нижняя может быть в целом охарактеризована как пачка актино-



литовых сланцев. Средняя представлена кварц-альбитовыми, а верхняя — в основном мусковитовыми сланцами. Пачки приблизительно соответствуют нижней, верхней подсвитам урнекской свиты и айтекской свите бектурганской серии по стратиграфической схеме Л.И. Филатовой. В сложной складчато-блоковой структуре участка, несмотря на его слабую расчлененность и неравномерную обнаженность, можно проследить результаты последовательных этапов деформации, каждый из которых начинается со складкообразования, а заканчивается развитием разрывов, закономерно ориентированных относительно соответствующей складчатой системы. Таким образом, можно говорить о разновозрастных структурных парагенезисах.

1. Реликты самых ранних из фиксируемых складок ( $F_1$ ) обнаруживаются на двух уровнях. С одной стороны, при микроскопическом изучении наблюдаются участки гелишитовой структуры, выраженной включениями в альбит цепочек зерен кварца, эпидота, актинолита, гематита, трассирующих микроскладчатость от одного зерна альбита к другому. Эти цепочки обычно ориентированы параллельно метаморфической полосчатости, но местами обрисовывают замковые части изоклиналиных микроскладок слоистости. Таким образом, развитие метаморфической полосчатости ( $S_1$ ) субпараллельно слоистости связано с этапом ранней изоклиналиной склад-

---

#### Геологоструктурная карта участка Бала-Жезды.

1 — нижнекаменноугольные осадочные породы; 2 — дайкообразные тела порфиroidных гранодиоритов раннепалеозойского возраста; 3–5 — нижнепротерозойские метаморфические породы бектурганской серии (3 — пачка мусковитовых сланцев, 4 — пачка кварц-альбитовых сланцев, 5 — пачка актинолитовых сланцев); 6 — зоны окварцевания и карбонатизации; 7 — зоны устойчивой ориентировки полосчатости (а — наклонной, б — вертикальной); 8–20 элементы структурных парагенезисов: 8 — 4-й этап деформации (безамплитудные разрывы  $P_4$ ); 9–14 — 3-й этап деформации; 9–12 — разрывные нарушения  $P_3$  (9 — надвиги, 10 — сдвиги, 11 — взбросы, 12 — зоны трещиноватости); 13 — шарнирные зоны складок сланцеватости  $F_3$  (а — синформ, б — антиформ); 14 — зоны устойчивой ориентировки сланцеватости (а — круто погружающейся —  $50-80^\circ$ , б — полого погружающейся —  $10-50^\circ$ ); 15–18 — 2-й этап деформации; 15–16 — разрывные нарушения  $P_2$  (15 — безамплитудные разрывы, 16 — зоны трещиноватости); 17 — зоны устойчивой ориентировки шарниров сжатых складок  $F_2$  (а — наклонной, б — горизонтальной); 18 — маркирующие горизонты, дешифрованные по аэрофотоснимкам; 19–20 — 1-й этап деформации (19 — надвиги  $P_1$ , 20 — след осевой поверхности изоклиналиной складки  $F_1$ ); 21 — стратиграфические и интрузивные контакты; 22 — ориентировка полосчатости и сланцеватости пород на разрезе.

частости. С другой стороны, по цепи обнажений левого берега р. Бала-Жезды благодаря наличию маркирующих горизонтов обнаружено удвоение верхней части разреза пачки актинолитовых сланцев в пределах ее субгоризонтального залегания. Картина искажена локальным надвигом, однако реконструкция донадвиговой ситуации определенно указывает на наличие в разрезе изоклиальной лежащей складки с длиной крыльев не менее 400 м. Складки последующих генераций сминают эти крылья и хорошо прослеживаемую плоскость надвига ( $P_1$ ), субпараллельную осевой поверхности (ОП) лежащей складки. Первый этап деформации и связанный с ним прогрессивный региональный метаморфизм зеленосланцевой фации, очевидно, относятся к протерозойскому (может быть, рифейскому) тектогенезу.

2. Повсеместно фиксируются асимметричные сжатые (средний угол между крыльями  $\alpha \approx 35^\circ$ ) складки следующей генерации ( $F_2$ ). Так смяты полосчатость актинолитовых и кварц-альбитовых сланцев, а также послойные кварцевые жилы и внутрислоевые контакты в мусковитовых сланцах. Прекрасная сланцеватость ( $S_2$ ) последних, как и слабая сланцеватость остальных пород, развиваются по кливажным трещинам параллельно ОП, запрокинутым на восток. Шарниры складок, как правило, полого погружаются на ССЗ. Наиболее широкие (до 100 м) линейные складки обнаружены на юго-западе участка. В нижней толще вблизи зоны Западно-Улутауского разлома развита система безамплитудных разрывов и зон трещиноватости. К ним приурочены дайкообразные тела гранодиоритов и дайки диабазов. Падение трещин ( $P_2$ ) параллельно сланцеватости актинолитовых сланцев - в западных румбах под углами  $60-80^\circ$ . Грубый кливаж разлома, сопряженный с развитием сланцеватости, характерен только для пород нижней толщи. Второй этап деформации, результаты которого обнаруживаются в фундаменте Улутау повсеместно, должен быть отнесен к каледонской фазе тектогенеза. Возраст интрузий диабазов и гранодиоритов принято считать додевонским. Заложение зоны Западно-Улутауского разлома завершает этот этап.

3. Субгоризонтальные участки поверхности сложного слоя кварц-альбитовых сланцев смяты в пологие волны - складки шириной в первые сотни метров. Участками наблюдается и соответствующая гофрировка. На западе участка самая широкая (около 600 м) волна-антиклиналь прослеживается к ССЗ от выходов актинолитовых сланцев, образующих ее ядро. Эти складки, включая самые широкие, малоамплитудны (десятки метров). В открытые складки ( $F_3$ ) с субгоризонтальными шарнирами смята и сланцеватость мусковитовых сланцев. Анализ ориентировки сланцеватости в поле последних показывает, что на эрозионном срезе чередуются полосы круто ( $50-80^\circ$ ) и полого ( $10-50^\circ$ ) погружающейся к ЗЮЗ сланцеватости. Ширина полос в среднем около 400 м. Такая закономерность объясняется складчатостью, причем условные границы полос являются следами ОП складок, длина крыльев которых близка к



400 м.  $\alpha \approx 120^\circ$ , ОП погружаются в восточных румбах под углами  $40-50^\circ$ . Таким образом, повсеместно наблюдаются открытые складки самого разного порядка, вплоть до первых километров. При этом крылья наиболее крупных складок усложнены волнами-антиклиналями. Зеркало крупных складок в пределах участка погружается под углом  $30-40^\circ$  в западных румбах. Предел пластической деформации пород в конце этапа преодолевается развитием надвигов ( $P_3$ ) субпараллельно зеркалу открытых складок. Самый нижний из них прослеживается в субмеридиональном направлении в зоне сочленения Улутауского антиклинория с Джекказганской впадиной. Тектонический контакт между ними смещается при субгоризонтальном движении покрова в восточных румбах на 300-400 м. Таким образом, зона Западно-Улутауского разлома оказывается перекрытой покровом на глубине 70-150 м приблизительно в 350 м западнее наблюдающегося на поверхности контакта. Фронтальные зоны тектонических чешуй, особенно их блоки, ограниченные поверхностями  $P_2$  и  $P_3$ , сильнее всего переработаны (окварцевание и карбонатизация). Покровы в вертикальном сечении ограничены серией северо-западных правых сдвигов, что приводит к появлению доменов с различной ориентировкой шарниров складок  $F_2$ . При движении покровов происходят послонные срывы, наиболее характерные для крутых крыльев складок  $F_3$ , что в свою очередь приводит к локальным взбросам и винтовым смещениям блоков. Третий этап отразил наиболее интенсивное воздействие герцинской фазы тектогенеза на породы фундамента. Связанные с ним открытые складки типа волн-антиклиналей прослеживаются в структурах Джекказганской впадины на расстоянии не менее 20 км восточнее зоны Западно-Улутауского разлома, а надвиги и сдвиги развиваются, пересекая эту зону. К этому же периоду относится, вероятно, омоложение Западно-Улутауского разлома, превращение его во взброс. Результатом этого этапа являются герцинские поднятия Улутау.

4. Последние из структур, наложенных на сложно дислоцированную консолидированную толщу, в обнажениях не фиксируются. Анализ карты показывает, что зоны устойчивой ориентировки сланцеватости и разломы ( $P_2$  и  $P_3$ ) несколько изогнуты в плане. Оси этих флексур совпадают с линиями падений изгибаемых плоскостей. Все структуры изогнуты субпараллельно, что доказывает региональный характер слабой наложенной складчатости ( $F_4$ ). Система протяженных СВ безамплитудных субвертикальных разломов ( $P_4$ ) ориентирована субпараллельно ОП флексур. Современные движения привели к развитию вдоль выходов этих разломов на поверхность речных долин. Четвертый этап деформации, по-видимому, относится к поздним проявлениям герцинского тектогенеза.

Г.И. Макарычев, В.Ф. Морковкина,  
В.И. Пазилова, С.И. Гаврилова

## СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ДОКЕМБРИЙСКИХ ВЫСТУПОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В последнее десятилетие в связи с развитием новых идей о геосинклинальном процессе (Книппер, 1975; Макарычев, 1978; Марков, 1975; Пейве, 1969; Пейве и др., 1972; Штрейс и др., 1981), сущность которого состоит в формировании континентальной земной коры на коре океанического типа, в Средней Азии получены новые данные, которые не только меняют существующие представления о стратиграфии и тектонике докембрия этого региона, но и позволяют подойти к решению проблемы эволюции структуры земной коры в докембрийских выступах (срединных массивах) палеозойских складчатых областей Евразии.

В строении докембрийских выступов Средней Азии особое место занимает офиолитовая ассоциация, а ее положение в структуре Тянь-Шаня и соотношение с осадочными толщами и породами гранитно-метаморфического ряда приобретают важное значение в познании природы докембрийских выступов.

Офиолитовая ассоциация объединяет гипербазиты, включая серпентиниты, габброиды и вулканогенно-осадочные образования океанической стадии развития геосинклинали.

Большинство исследователей, изучающих офиолитовую ассоциацию Средней Азии, рассматривают гипербазиты и габброиды в качестве интрузивов самостоятельных магм или дериватов основной магмы, внедрившихся в различные породы коры по глубинным разломам. Время внедрения определяется возрастом вмещающих пород либо появлением продуктов размыва пород ассоциации в зонах денудации.

В результате проведенного нами комплексного изучения гипербазитов и габброидов получены убедительные факты (отсутствие интрузивных соотношений с вмещающими породами, наличие в последних полос и бескорневых разнообразной формы тел серпентинитов, отсутствие жильных дериватов и постмагматической деятельности, а также ряд особенностей строения тел), противоречащие традиционному представлению об интрузивной природе как гипербазитов, так и габброидов, нередко связанных между собой постепенными переходами.

В Средней Азии расположены горные сооружения Тянь-Шаня, которые характеризуются отчетливым зональным строением. Здесь с севера на юг выделяются три зоны: Северная, Срединная и Южная, различающиеся многими особенностями строения и геологической истории, а главное, разным временем формирования континентальной коры.

Породы офиолитовой ассоциации развиты во всех зонах Тянь-Шаня, однако их структурное положение в них различно: 1) в ря-

де мест установлены крупные блоки, в которых сохранилась первичная последовательность пород в разрезе: гипербазиты-метасоматические габброиды-дайки габбро-диабазов-в разной степени метаморфизованные вулканогенно-кремнистые образования; 2) в основании крупных покровных структур находятся тектонические пластины гипербазитов и габброидов; 3) имеются протрузии серпентинитов; 4) наконец, положение гипербазитов и габброидов тесно связано с мощными зонами дробления, где они слагают тектоническую формацию серпентинитового меланжа.

Для выяснения природы докембрийских выступов первостепенное значение имеют соотношения ненарушенных разрезов офиолитов с заведомо стратифицированными образованиями, так как именно они позволяют выявить последовательность и характер процессов, формирующих породы и структуру земной коры.

Рассмотрим три примера из разных зон Тянь-Шаня.

В Ю ж н о м Т я н ь-Ш а н е ненарушенный разрез офиолитовой ассоциации хорошо проследживается в Алайском хребте, урочище Саргале (см. рисунок, а). В его основании залегают гипербазиты, преимущественно плотные, петельчатой структуры серпентиниты; подчиненное по сравнению с ними значение имеют гарцбургиты и пироксениты. Они постепенно сменяются такситовыми, часто полосчатыми габброидами, в которых заключены полосы, линзы и неправильной формы тела серпентинитов размером от микроскопических до 10 м в поперечнике. Выше появляются многочисленные параллельные дайки габбро-диабазов, имеющие признаки гипабиссальных пород. На этом гипербазит-базитовом фундаменте с перерывом, фиксируемым базальными конгломератами, песчаниками и гравеллитами из материала пород фундамента, залегает эффузивно-осадочная толща, представленная внизу пикритами, выше - спилитами и диабазами, в которых заключены линзы и горизонты кремнистых сланцев и яшм, содержащих радиолярии среднего ордовика (Клишевич и др., 1977). В известняках, залегающих на спилит-диабазовой толще по р. Абшир, найдены археоциаты нижнего кембрия. Кремнисто-вулканогенная толща с перерывом перекрыта терригенными образованиями нижнего силура.

Таким образом, наличие временного разрыва между формированием базит-гипербазитового комплекса и накоплением типичных эвгеосинклинальных формаций в раннем палеозое заставляет признать, что наиболее древними, не моложе рифея, образованиями данного разреза, т.е. тем фундаментом, на котором была заложена раннепалеозойская эвгеосинклиналь, являются породы гипербазит-габброидного комплекса.

Меланократовый фундамент представляет собой продукт полиметасоматических преобразований гипербазитов, преимущественно плотных, дисперсного строения серпентинитов, реликты которых присутствуют во всех породах фундамента, находясь с ними в мигматитоподобных соотношениях. Главные, петрогенные, процессы ультраосновного субстрата нами рассматриваются как габброизация, сопро-



вождаемая дегидратацией этого субстрата и многократной его перекристаллизацией в типичные хризотилитовые, хризотил-лизардитовые, баститовые и антигоритовые серпентиниты.

Неравномерное проявление габброизации и сопутствующих ей явлений дегидратации, непрерывное перераспределение вещества, в том числе воды, играющей важную роль в создании локально различных физико-химических и термодинамических условий минералообразования, являются главными причинами петрографического разнообразия и сложных соотношений пород меланократового фундамента.

В Северном Тянь-Шане наиболее представительный разрез был изучен в Бессазском блоке (Макарьчев, Пазилова, 1973), расположенном на западном продолжении зоны Северного Тянь-Шаня, в хр. Большой Каратау (см. рисунок, б).

В строении фундамента Бессазского блока выделяются два комплекса: 1) серпентинито-габбро-амфиболитовый и 2) сланцево-амфиболитовый.

Серпентинито-габбро-амфиболитовый комплекс имеет сложное строение и характеризуется петрографической неоднородностью, такситовым строением с перемежаемостью и взаимопереходами массивных разностей в полосчатые, гнейсовидные, порфиробластовые и др. В его составе участвуют серпентиниты, габброиды, в том числе роговообманковые, цоизититы, цоизит-пироксеновые и цоизит-амфиболовые породы, микрокристаллические пироксениты, полосчатые пироксен серпентинитовые породы, а также актинолиты, тремолититы и горнблендиты различного, часто микрокристаллического сложения. Среди пород комплекса находятся многочисленные прожилки, жилы и тела плагиогранита, плагиоаплита, а также кварц-альбитовые инъекции, в связи с чем породы преобразуются в амфиболиты и в кварц-альбит-амфиболовые гнейсы.

Характерной особенностью этого комплекса является отсутствие в нем признаков стратификации, а также сколь-либо значительной протяженности и выдержанной мощности отдельных разностей. Это обстоятельство, а также присутствие серпентинитов в виде самостоятельных тел и полос (нередко реликтов среди пород комплекса), развитие апосерпентинитовых актинолититов и горнблендитов с явлениями наложенной на них плагиогранитизации заставляет рассматривать этот комплекс в качестве продукта дальнейшего преобразования меланократового фундамента в связи с появлением фронта плагиогранитизации.

Сланцево-амфиболитовый комплекс по минеральному парагенезису и структурно-текстурным особенностям близок предыдущему, но в нем проявлены элементы стратификации и обнаруживаются полосы и реликты вулканитов и осадочных пород. При этом отчетливо выявляется характер изменения их под влиянием плагиогранитизации с образованием полей и участков мигматитов, амфиболитов, амфиболовых гнейсов и слюдяных сланцев, нередко с гранатом, которые перемежаются с полосами плагиогранита, плагиоаплита

и кварца, а местами содержат неправильной формы массивы плагиогранитов с явлениями ассимиляции и контаминации. По степени преобразованности пород и насыщенности плагиогранитным материалом *сланцево-амфиболитовый комплекс* разделяется на две свиты: жунусатинскую и карагузскую.

В составе жунусатинской свиты преобладают амфиболиты, эпидот-цоизит-амфиболовые разности различного строения и количественных соотношений минералов — от меланократовых до лейкократовых. Среди них находятся полосы и линзы пироксеновых и гранатовых амфиболитов, реже слюдяных сланцев и мраморов; именно в породах этой свиты сосредоточены наиболее крупные жилы и тела плагиогранита, окруженные полями мигматитов.

В карагузской свите преобладают гранат-слюдяные сланцы, среди которых встречаются прослои амфиболитов.

Таким образом, в приведенном разрезе Бессазского блока выявляются дальнейшие преобразования пород меланократового фундамента и лежащей на нем эвгеосинклинальной покрывки с приведением их в близкие по фациальному составу породы амфиболитовой фации. Вместе с тем факт вовлечения пород меланократового фундамента и эффузивно-осадочной толщи в процесс плагиогранитизации с очевидностью доказывает, что их образование предшествовало фронту натриевого метасоматоза или плагиогранитизации.

Характерной особенностью этого, как и других разрезов Северного Тянь-Шаня (Макбальский, Актюзский блоки докембрия), является существование третьего комплекса, который характеризуется широким развитием калиевых гранитоидов, образующих инъекционные и мигматитовые поля среди вулканогенно-осадочных образований, непосредственно среди серпентинитов и в плагиогранитах. Другими словами, в этом комплексе встречаются все существующие к этому времени породы, но интенсивность собственно гранитизации резко различна и зависит от тектонической и вещественной подготовленности пород. Как и в случае плагиогранитизации, кульминацией гранитизации является выплавка и образование гранитных интрузий.

Возраст слюдяных сланцев карагузской свиты, определенный  $K / Ar$  методом по мусковиту, т.е. по существу возраст гранитизации, оценивается в 934 млн. лет, что позволяет относить накопление самой вулканогенно-осадочной толщи к нижнему рифею. Отсюда следует вывод, что породы меланократового фундамента, представленные серпентинит-габбро-амфиболитовым комплексом, являются древнейшими образованиями Каратау; это подтверждается также аномальным положением Бессазского блока в структуре Каратау.

Таким образом, в Бессазском блоке сосуществуют два разновозрастных комплекса: меланократовый фундамент и перекрывающая его толща типичных эвгеосинклинальных образований начальной стадии развития геосинклинали Тянь-Шаня.

При этом выявляется три одновременных и различных по характеру минералообразования петрогенных процесса: 1) габброизация ультраосновного субстрата (серпентинита), сопровождаемая его дегидратацией (дегазацией), приводит к образованию существенно кальциевых алюмосиликатов — клинопироксена, основного плагиоклаза, цоизита и др.; 2) плагиогранитизация с развитием существенно натровых алюмосиликатов — альбита, амфиболов, граната и др.; 3) гранитизация с развитием существенно калиевых минералов — полевого шпата, слюды.

В Среднем Тянь-Шане офиолиты обнажаются среди метаморфических толщ рифея в Касанском поднятии Чаткальского хребта (см. рисунок, в). Структурное положение пород офиолитовой ассоциации здесь различно. В одних случаях офиолиты участвуют в складках, причем породы гипербазито-габброидного комплекса слагают ядра антиклинальных структур, в других — выведены на поверхность по разломам, где офиолиты находятся в основании разрезов метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений.

В обоих случаях гипербазиты (серпентиниты) ассоциируют с такситовыми и полосчатыми габброидами, а также с гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами. Как и в Бессазском блоке, прослеживаются сложные мигматитоподобные соотношения серпентинитов и габброидов, отсутствуют элементы стратификации, отмечается петрохимическое родство пород, все это свидетельствует о ранней, а в габброидах — реликтовой природе серпентинитов.

Этот комплекс пород перекрыт ортоамфиболитами, меланократовыми гнейсами и различными кристаллическими сланцами касанской серии, являющимися метаморфизованными эвгеосинклинальными образованиями. Многоэтапные преобразования эффузивно-осадочной серии — метаморфизм амфиболитовой фации (плагиогранитизация и гранитизация) — обусловили образование этой сложной гаммы пород. Возраст мусковита из гранитоидов Музбельского массива, определенный  $K/Ar$  методом, равен 800 млн. лет и отражает время начала гранитизации пород Касанского поднятия.

Таким образом, структурное положение гипербазито-габброидного комплекса — нахождение его в ядрах антиклиналей под толщей метаэффузивов и сланцев нижнего-среднего рифея; присутствие продуктов этого комплекса в конгломератах венда-нижнего палеозоя; характер последующих преобразований обоих комплексов, выраженный в плагиогранитизации и гранитизации; возраст последней — все это свидетельствует о том, что в Касанском поднятии древнейшими породами также являются гипербазиты и габброиды дорифейского возраста.

Аналогичное структурное положение и особенности формирования характерны для офиолитовой ассоциации в докембрийских выступах в других частях Киргизского хребта и в горном обрамлении оз. Иссык-Куль.

Таким образом, структурное положение офиолитовой ассоциации и анализ ее внутреннего строения показывают, что независимо от возраста складчатых зон Тянь-Шаня она залегает в основании докембрийских выступов и имеет двучленное строение. Нижний, гипербазито-габброидный, комплекс является тем меланократовым фундаментом, на котором формировалась эффузивно-осадочная покрывка, типичная для начальной стадии эвгеосинклинального процесса.

Однако возраст этих эвгеосинклинальных образований, перекрывающих меланократовый фундамент, в разных зонах различный. В Бессазском блоке Северного Тянь-Шаня метаморфизованные основные вулканисты жунусатинской свиты скорее всего имеют раннерифейский возраст, близкий возраст имеют породы касанской серии в Среднем Тянь-Шане, в то время как в Южном Тянь-Шане возраст спилито-диабазовой формации, определенный по радиоляриям в кремнистых прослоях этой толщи, раннепалеозойский.

Разное время вовлечения меланократового фундамента в геосинклинальный процесс обусловило соответственно и неодновременное проявление корообразующих процессов — метаморфизм и гранитообразование — ответственных за формирование гранито-метаморфического слоя.

Постоянное присутствие гипербазито-габброидного комплекса в древних и молодых геосинклиналях, а также данные геофизики, глубинного бурения и драгирования, свидетельствующие о присутствии аналогичного комплекса пород в современных океанах, позволяет предполагать, что его образование не связано с заложением геосинклиналей, а, скорее всего, имеет протопланетарную природу.

Меланократовый фундамент, ведущим процессом в образовании которого следует считать кальциевый метасоматоз, создает основу для генерации магмы и проявления основного магматизма, и в частности, образования комплекса параллельных даек габбро-диабазов.

Таким образом, в результате этих процессов в совокупности с вулканизмом и осадконакоплением сформировалась океаническая кора.

Начало преобразования океанической коры в континентальную следует связывать с процессом плагиигранитизации, так как в него вовлечены породы как меланократового фундамента, так и эвгеосинклинальной покрывки, т.е. всей океанической коры. Проявление плагиигранитизации, а также сопутствующих, а иногда и предшествующих ей явлений термо- и динамометаморфизма и многократной перекристаллизации пород меланократового фундамента и вулканогенно-осадочных толщ обуславливает образование переходного типа разреза от океанической коры к континентальной. Такой комплекс наблюдается на рифейском уровне, в основании разреза докембрийских выступов в Бессазском, Макбальском, Актюзском блоках и в Касанском поднятии Тянь-Шаня, где они представлены гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами, эфлогитоподобными



породами, плаггиогнейсами и кристаллическими сланцами, и по своему набору сопоставим с геофизическим „базальтовым“ слоем коры континентов.

В дальнейшем все существующие к этому времени породы, в том числе и плаггиограниты, вовлекаются в процесс калиевого метасоматоза – гранитизации, которая в своем развитии может достигать магмообразования с явлениями становления гранитоидных массивов как на месте рождения магмы, так и с внедрением интрузивов. Процесс этот длительный. В результате этого на заключительном этапе геосинклинального процесса формируется мощный гранито-метаморфический слой.

Анализ структурного положения гранитоидов показал приуроченность многих их поколений к выступам докембрия. Хотя геологические и радиологические данные показывают, что возраст гранитоидов в разных выступлениях докембрия разный, но все же подавляющее большинство датировок не выходит за пределы рифея.

Таким образом, докембрийские выступы Тянь-Шаня представляют собой наиболее длительно и интенсивно преобразованные части океанической коры в ходе поступательного становления коры континентальной. Это отражает их своеобразное положение в структуре древней геосинклинали Тянь-Шаня, сопоставимое с развитием островных дуг.

### Л и т е р а т у р а

Клишевич В.Л., Назаров Б.Б., Гушин С.Н., Клишевич И.А. Возраст и условия образования кремнистых толщ Алайского хребта. – „Сов. геология“, 1977, № 4.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., „Наука“, 1975.

Макарычев Г.И., Пазилова В.И. Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау (Южный Казахстан). – Геотектоника, 1973, № 6.

Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М., „Наука“, 1978.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и „базальтовый“ слой земной коры островных дуг. М., „Наука“, 1975.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. – „Сов. геология“, 1972, № 12.

Штрейс Н.А., Макарычев Г.И., Павлова Т.Г., Гесь М.Д. Проблема формирования докембрийской коры в фанерозойских складчатых поясах. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М., „Наука“, 1981.

Л.Н. Белькова, В.Н. Огнев

### ДОКЕМБРИЙ СРЕДНЕАЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

С 1956 г. и по настоящее время нами изучены почти все наиболее значительные выходы докембрия в Средней Азии.

В разрезе докембрия Средней Азии выделяется пять историко-геологических комплексов — архейский, нижнепротерозойский, среднепротерозойский (или нижнерифейский), среднерифейский и верхнерифейско-вендский. Эти комплексы отчетливо выделяются, так как они характеризуются различными особенностями литолого-петрографического состава, тектоники, магматизма, регионального метаморфизма, металлогении и др. Они отвечают длительным этапам литогенеза, которые прерывались сравнительно кратковременными эпохами складчатости и регионального метаморфизма планетарного масштаба.

Основой выделения и расчленения докембрия в Средней Азии, как и вообще докембрия, служат историко-геологический принцип и геолого-литолого-петрологический метод, которые сочетаются и подкрепляются радиологическим методом. Для верхнего докембрия, кроме того, важная роль принадлежит биостратиграфическому методу.

Результаты исследований привели нас к выводу, что принципы и критерии выделения докембрия в фанерозойских складчатых областях те же, что и на шитах и древних платформах.

Охарактеризуем кратко докембрийские комплексы Средней Азии.

Архейский историко-геологический комплекс (свиты куйлю, акгюзская, каргишская, каракульджинская, бессазская, кассанская, карагегинская, кристаллические толщи Юго-Западного Гиссара, ваханская и боршитская серии Памира) выступает в ядрах антиклинорных структур в виде тектонических блоков. Сложен он разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, кальцифирами, эклогитами, кварцитами, т.е. породами высокой степени регионального метаморфизма (гранулитовая, амфиболитовая и эклогитовая фации) и ультраметаморфическими образованиями (мигматитами, анатектитами, реоморфическими гранитоидами). В зонах разломов, дробления и прочих местах проявления гидротермальной деятельности породы архея диафорированы, наиболее интенсивно там, где гидротермальная деятельность сопряжена с катаклазом и милонитизацией.

Для архейского комплекса Средней Азии характерно ритмичное переслаивание пород разного литолого-петрографического состава, слоистая, местами косослоистая текстуры, наличие окатанных зерен циркона, ильменита и другие признаки и особенности первично-осадочного происхождения. Видимые мощности архея в блоках достигают 6–11 км, а на Памире – до 15 км. Для разрезов архея обычны непрерывность, отсутствие несогласий и перерывов.

Для архейского комплекса характерен анатектито-палингено-реоморфический гранитоидный магматизм и связанный с ним метасоматоз.

Тектонические особенности архейского комплекса Средней Азии состоят в том, что каждый выступ-блок архея представляет собой фрагмент крупной складки или моноклинали протяженностью во много десятков километров, а на фоне этих крупных простых структур развиты мелкая пloyчатость, складки течения, будины и другие пластические деформации. Разрывная тектоника всегда наложена на архейские складчатые структуры.

Выделенный на основе историко-геологического принципа архейский комплекс сейчас находит все большее подкрепление радиологическим методом – данными изохронно-свинцового метода (от 2.6 до 3 млрд. лет – каргишская, каракульджинская, актюзская, каратегинская свиты, ваханская серия).

Отмеченные особенности архейского комплекса – состав, строение, внутренняя структура, региональный метаморфизм и др. – выдержаны на всей территории Средней Азии. Эти же особенности свойственны и архейскому комплексу шитов и древних платформ.

Отличительная особенность среднеазиатского архея по сравнению с археем шитов заключается в том, что архейские породы в результате сложной последующей геологической истории складчатого пояса подверглись во многих местах диафторезу, который носит локальный и неоднородный характер, зависящий от характера, обилия гидротерм и сопряженности их с механическими деформациями.

Нижнепротерозойский комплекс (макбальская серия, свиты кочкорская, сорбогская, южноуратинская, Малого Нарына, улусская, зиаэтдинская, мускольский комплекс) представлен главным образом кристаллическими сланцами, часто с очень значительным содержанием углеродистого вещества, с пластами, прослоями и толщами мраморов, слюдяных мраморов, кварцитов, слюдяных кварцитов и местами подчиненными пластами и линзами пара- и реже ортоамфиболитов. Все эти породы ритмично и тонко переслаиваются между собой, и только мраморы иногда образуют массивные толщи. Видимые мощности 5–7 км. Радиологические данные изохронным свинцовым методом дают возраст 1.64–1.9 млрд. лет.

Характерной особенностью состава нижнепротерозойского комплекса является наличие глиноземистых и высокоглиноземистых пород, а также пород со значительным содержанием углеродистого вещества, что свидетельствует о своеобразии режима осадконакопления на этом этапе – о существовании и размыве площадных фюр выветривания и о режиме, близком к платформенному.

Региональный метаморфизм отличается средней степенью (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фация). В этом комплексе отсутствуют проявления регионального ультраметаморфизма (анатектит-палингенные образования).

Характерно развитие линейных складок, осложненных продольными разломами, а также брахиантиклиналей с резко ундулирующими шарнирами. В целом преобладает линейная структура, связанная с развитием глубоких разломов с выходами базитов и гипербазитов.

Средний протерозой (или нижний рифей?) – свиты Алмалы, караджилгинская, бакаирская. Этот комплекс представлен тонкослоистыми мраморизованными известняками и доломитами с подчиненными прослоями филлитов, хлорито-кварцевых и других сланцев, мощностью 500–1000 м. Эта типичная платформенная формация залегает резко несогласно на архее и нижнем протерозое, что подчеркивается развитием коры выветривания, и трансгрессивно перекрыта средним рифеем. Региональный метаморфизм этого комплекса соответствует низкой, зеленосланцевой ступени.

Рифейский (среднерифейский) комплекс заполнял систему крупных грабен, развивавшихся на территории Средней Азии. Он представлен терригенными флишоидными формациями субмиогеосинклинального характера (серии узунахматская, кокджотская, свиты ауминзинская, анзобская, маджерумская, канская), только серия кенкольская имеет состав ближе к платформенному, а в Среднем Тянь-Шане развита вулканогенная кварц-кератофировая формация (свиты Большого Нарына, кайнарская). Мощность рифейского комплекса 4–7 км. Для него также свойственно широкое развитие углеродистых разновидностей пород, с которыми тесно ассоциирует сингенетичная рудная минерализация, как и в нижнепротерозойском комплексе.

Региональный метаморфизм среднерифейского комплекса однородный, зеленосланцевой фации. Региональный метаморфизм нижне- и среднерифейского комплексов принципиально не различаются. Усиление метаморфизма рифейских комплексов наблюдается лишь под контактовым воздействием в ореолах интрузий.

Радиологические датировки пород среднерифейского комплекса находятся в пределах около 1000 млн. лет. Онколиты, строматолиты, микрофитолиты позволяют сравнивать его с средним рифеем Урала и Сибири.

Однообразный состав, большие мощности, металлогеническая специализация среднерифейского комплекса выдержаны не только в Средней Азии, они отмечены всеми исследователями Центральной и Восточной Азии, в Урало-Монгольском и Куэнь-Луньском складчатых поясах.

Структуры этого комплекса отличаются линейностью. Это или крутые до вертикальных моноклинали, или сильно сжатые крупные складки, обрамленные разломами.

Верхнерифейско-вендский комплекс отличается от более древних формационным разнообразием и слабым, начальным региональным метаморфизмом пород, для которого характерны неполная перекристаллизация глинистого вещества и микроскопически малые размеры новообразований. В зоне Северного Тянь-Шаня этот комплекс образовался в стадии нормального эвгеосинклинального режима (формации спилитовая, терригенно-флишеидная и карбонатная общей мощностью 4-7 км).

В Каратау-Таласской зоне накапливались серии терригенных флишевых формаций за счет поступления материала из зоны Среднего Тянь-Шаня, где в позднем рифее господствовал снос, а в венде накапливалась ледниково-морская формация. Снос шел и с Южного Тянь-Шаня, покрытого в венде материковым льдом. В Кызылкумах материал поступал как с Южного Тянь-Шаня, так и от местных поднятий. Состав отложений - терригенный флиш мощностью 2-4 км.

Формационный и палеотектонический анализ показывает, что архейский комплекс на территории Средней Азии накапливался в сравнительно узких депрессиях, разделенных значительно более широкими поднятиями - областями сноса, сложенными породами базальтового слоя. Тектонический режим обусловил накопление в депрессиях мощных и непрерывных флишеидных формаций преимущественно мелкообломочного терригенного и смешанного терригенно-карбонатного состава, в меньшем количестве хемогенных осадков, при отсутствии вулканогенных образований. Спорадически развиты грубообломочные осадки.

Непрерывность разрезов и состав исходных отложений отличает среднеазиатский архей от архея щитов, где известны внутриархейские перерывы и несогласия, наличие вулканогенных пород, крупных интрузий, что говорит о более напряженной геотектонической обстановке в пределах щитов.

Конец архея ознаменовался эпохой регионального метаморфизма высокой ступени (гранулитовая, амфиболитовая и эклогитовая фации), сопряженного с региональным ультраметаморфизмом (мигматизацией, анатексисом, метасоматозом) и складчатостью. На месте депрессий поднялись складчатые сооружения кристаллических пород и ультраметаморфических образований, а области сноса перешли в стадию погружения и накопления нижнепротерозойских преимущественно глинистых и хемогенных осадков, которые в конце раннего протерозоя были метаморфизованы и дислоцированы. Консолидация их привела к образованию сплошной коры кристаллических пород поверх базальтового слоя.

Так сформировалась первичная гетерогенная кора Среднеазиатского складчатого пояса. Участки, сложенные полным разрезом базальтового слоя и перекрытые кристаллическими толщами архея с ультраметаморфическими образованиями, в дальнейшей истории структурного развития земной коры отличались стабильностью, порожденной жесткостью пород, и им принадлежала роль срединных масси-

вов. Крупные срединные массивы Средней Азии: Юго-Западный Памир, Таджикская депрессия, Средний Тянь-Шань и его продолжение к северо-западу под Туранской равниной (по геофизическим данным) Области сноса архейской эры, сложенные нижними частями базальтового слоя, оставшимися от архейской денудации и покрытые кристаллическими сланцами нижнего протерозоя, оказались более податливыми, подвижными и в конечном счете послужили субстратом для заложения и развития на них фанерозойских геосинклиналей. Характерно, что на этих участках уже с раннего протерозоя появлялись базитовые и гипербазитовые пояса — свидетельство подвижности, проницаемости данных участков и относительно неглубокого залегания мантийного вещества.

Денудация раннепротерозойских сооружений завершилась предельным выравниванием рельефа и становлением среднепротерозойской квазиплатформы.

В рифее развивался гафрогенез, который можно считать незавершенной формой геосинклинального процесса. В конце среднего рифея проявилась третья эпоха регионального метаморфизма низкой, зеленосланцевой, ступени и складчатости. Нормальная геосинклинальная обстановка фанерозоя начала развиваться в позднем рифее, причем только в Северном Тянь-Шане. Значительно позднее, в силуре, она распространилась на Южный Тянь-Шань, в позднем девоне — на Средний Тянь-Шань, в карбоне и перми — на Юго-Западный Гиссар, Дарваз и Северный Памир, а в мезозое — на Центральный и Южный Памир.

Структурные преобразования докембрия Средней Азии в фанерозое выразились главным образом разрывными дислокациями, осложнившими и разбившими первичную структуру преимущественно на продольные, часто совпадающие с простиранием толщ пластины и чешуи разных размеров. Значительная часть их унаследована с рифейских времен. Дифференциальные движения этих блоков и чешуй в фанерозое очень часто приводили к заклиниванию вдоль разрывов длинных и узких останцов покрова палеозойских и более молодых отложений, содержащих органические остатки, порой целые комплексы фауны или флоры, находки которых давали повод „подвешивать“ к ним немые докембрийские толщи (чем некоторые геологи грешат и до сих пор и создают немало дискуссионных ситуаций).

Дифференциальные движения блоков метаморфических пород протерозоя в процессе погружения герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня привели к созданию целого ряда карликовых (по сравнению с архейскими) срединных массивов, измеряемых несколькими километрами в ширину и несколькими десятками километров в длину (например, в Южном Нуратау длиной более 150 км, шириной от 2 км на восточном конце до 15–20 км на западном, в предгорьях Ферганы несколько массивов меньших размеров). Эти блоки, периодически поднимаясь все выше относительно соседних блоков погружавшегося фундамента, выступали в седимента-

ционном бассейне в виде отмелей, а временами и островов-кордильер, и потому среди мощных и стратиграфически полных разрезов среднего палеозоя они перекрыты сокращенными в мощности и неполными стратиграфически отложениями того же среднего палеозоя, обычно в терригенных, реже в карбонатных фациях. Иногда с ограничивающими эти блоки разломами связано появление вулканических пород основного состава, синхронных с осадками. В основном благодаря развито карликовых срединных массивов и создана фациальная пестрота разрезов среднего палеозоя в современной структуре герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Весьма вероятно, подобные явления вообще имеют широкое развитие в фанерозойских геосинклиналях, так как прямая зависимость состава конседиментационной структуры геосинклинальных отложений от развития докембрийского фундамента несомненна.

Внутренняя складчатая структура архейских, нижнепротерозойских и среднерифейских блоков, созданная в соответствующие эпохи регионального метаморфизма и складчатости, после фанерозойской переработки сохранилась почти без изменений.

Вещественные преобразования в породах докембрия, происшедшие за время фанерозоя, всегда локальны, но местами очень существенны, например, диафторез, превращающий глубоко метаморфизованные породы в типичные диафториты, приуроченные к зонам дробления вдоль разломов, обрамляющих блоки докембрия. В контактовых ореолах фанерозойских интрузий изменения весьма разнообразны. В породах верхнего докембрия низких ступеней они приводят к усилению метаморфизма, увеличению степени кристалличности и появлению минеральных новообразований.

Сделаем некоторые выводы о роли докембрия в геологическом развитии фанерозойских складчатых поясов. Фанерозойские складчатые пояса унаследовали от докембрия свое географическое положение. Такие пояса, как Урало-Среднеазиатско-Монгольский, были заложены в доархее, в процессе формирования базальтового слоя. Эти пояса в архее развивались как сложные поднятия по типу „геоантиклинали с интрагеосинклиналями“, в целом выполняя роль области сноса материала в пределы древних платформ — Восточно-Европейской, Сибирской, Китайской. Области же этих платформ были в то время областями наибольшей тектонической активности земной коры.

В дальнейшем развитии складчатых поясов „интрагеосинклинали“, сложенные археем, развивались как срединные массивы и эта роль их прослеживается через весь протерозой и фанерозой.

Существенное влияние на состав отложений фанерозойских геосинклиналей оказывали блоки пород протерозойского фундамента, карликовые срединные массивы, благодаря которым в седиментационных прогибах создавались конседиментационные антиклинальные структуры, обусловившие большую фациальную пестроту палеозойских толщ.

Фанерозойские геосинклинали закладывались на бывших областях сноса архейской эры, покрытых метаморфическими толщами протерозоя, т.е. на древнейших участках материковой коры, а не на молодой коре океанического типа, как считают некоторые геологи. К этому заключению приводит формационный и палеотектонический анализ докембрийских образований Средней Азии.

Д.М. Сургутанова, Р.Н. Абдуллаев, В.П. Лошинин

## К ГЕНЕЗИСУ РИФЕЙ-ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Открытие в 1965 г. группой сотрудников ИГиГ АН УзССР (М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, Р.Н. Абдуллаев и др.) докембрийских образований в пределах горных возвышенностей Западного Узбекистана повлекло за собой коренной пересмотр существующих представлений о составе, строении и истории развития земной коры в докембрии и палеозое.

С этого времени докембрийские образования стали предметом всесторонних специальных геолого-геофизических исследований, проводимых тематическими партиями Министерства геологии УзССР, научно-исследовательскими учреждениями Ташкента, Москвы, Ленинграда, Фрунзе и Новосибирска.

В результате этих работ было установлено двухчленное строение докембрия. Нижний мегаэтаж сложен сложнодислоцированными кристаллическими породами, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (ауминзинская, учкудуктауская свиты и ее аналоги). Он обнажается в виде небольших тектонических блоков, однако хорошо прослеживается по всей территории по наличию сейсмической поверхности с граничными скоростями 5,9-6,2 км/с. Верхний мегаэтаж сложен относительно слабодислоцированной толщей хомогенно-терригенных пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации.

Если геосинклинальный характер образований нижнего мегаэтажа условно раннепротерозойского возраста не вызывает особых сомнений у исследователей, то генезис пород верхнего мегаэтажа, возраст которого по комплексу радиологических датировок и органическим остаткам считается среднерифейско-вендским, является предметом дискуссий. Режим осадконакопления считается либо эвгеосинклинальным (Г.И. Макарычев и др.), либо миогеосинклинальным (К.К. Пятков и др.), либо квазиplatformенным, либо хемизвгеосинклинальным (А.К. Бухарин и др.), либо платформенным (М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов и др.), либо миогеоантиклинальным (Б.Я. Хорева и др.).

В связи с этим нами были проведены детальные литолого-фациальные и геохимические исследования отложений рифея-венда.



На основании литологических, био- и ритмостратиграфических исследований в рамках осадочной толщи выделены три свиты (или ритмосвиты) — узунсайская, тасказганская (сувликайская, кокпатасская) и бесапанская, различающиеся по литологическому составу, положению в структуре толщи и по своим фашиально-геохимическим особенностям, а в их пределах — ритмоподсвиты, ритмопачки и т.д. Границы между свитами тектонические.

Узунсайская ритмосвита (средний рифей) распространена в Северном Нуратау, где она слагает ядро Северо-Нуратинского антиклинория и прорвана интрузивами гранитоидов. Аналоги этой свиты обнажаются в Ауминзатау, на юге Тамдытау, в Бельтау и Джетымтау. Мощность ее везде колеблется в пределах 360–600 м. Среднерифейский возраст ее принимается условно по расположению свиты под фаунистически обоснованными отложениями верхнего рифея.

Свиту на 60% слагают сланцы биотит-мусковит-альбит-кварцевые, кварц-серицит-углеродисто-биотитовые, хлорит-углеродисто-кварцевые, хлорит-хиасголит-кварцевые. В резко подчиненном количестве присутствуют метапесчаники и метаалевролиты олигомиктового состава. Аксессуары минералы: преимущественно бурый циркон с геммой оторочкой, маргит, пириг, гранат, рудные. Цемент пород полностью перекристаллизован в агрегат субпараллельно ориентированных чешуй мусковита, серицита, хлорита. Участками отмечаются каолинит и монтмориллонит.

Породы высокоглиноземисты и содержат до 1.5% органического углерода и повышенные значения молибдена, ванадия, золота, серебра и других элементов. Первоначально осадки, на наш взгляд, представляли собой мелкозернистые алевролиты и глины с высоким содержанием глинозема. Ассоциация олигомиктовых алевролитов со сланцами, содержащими преимущественно гидрослюды и редко каолинит и монтмориллонит, характерная для образования узунсайской свиты, является типичной для платформенных участков и встречается в верхах среднего девона, низах верхнедевонских отложений Восточно-Европейской платформы, в угленосной формации низов виезе, в среднеюрских формациях, в осадочных толщах верхней юры и нижнего мела, в отложениях сеномана и палеогена и низов неогена Украинской впадины и т.д. Аналогичные осадки эпизодически встречаются и в краевых частях геосинклиналей, например, в угленосной толще нижнего карбона западного склона Урала. Но для типично геосинклинальных районов они не характерны.

Тасказганская ритмосвита и ее аналоги благодаря петрографическому составу весьма устойчивы к процессам физического выветривания и прекрасно фиксируются на местности положительными формами рельефа, обнажаясь на юге Тамдытау, в Ауминзатау, Северном Нуратау и Бельтау. Тасказганская ритмосвита и ее аналоги имеют двучленное строение разреза. Нижняя часть разреза обладает следующим набором пород в порядке возрастания их объема в разрезе: маломощные линзы карбона-

гов с онколитами позднерифейского возраста, кремнистые прослои, сланцы слюдисто-кварцевого состава, амфиболиты, роговообманковые и актинолитовые сланцы мощностью 250–300 м, отлагавшиеся в более глубоких частях мелководного моря.

Верхняя часть представлена линзовидным переслаиванием темно-серых полосчатых и пльчатых кварцитов и кремней, кальцитовых и доломитовых мраморов с обильными включениями онколитов и повышенными содержаниями органического вещества, мощностью 350–400 м – относительно мелководными осадками.

Кроме того, для верхнерифейских образований характерны: серая и зеленая окраска для нижней части разреза и почти черная в верхней ее части; незначительное количество аксессуарных минералов и обломков размываемых пород, свидетельствующих о тектонической пассивности в период осадконакопления; характерные минеральные ассоциации кварц–серицит–хлорит для кремнистых прослоев, кальцит–доломит–хлорит для карбонатов, альбит–эпидот–хлорит для метавулканигов; значительные содержания (до 3.5%) органического углерода и почти полное отсутствие битумов (следы); упорядоченный характер распределения малых элементов с повышенным фоном редких и рассеянных элементов; наличие меди, ванадия, фосфора, железа, хрома и свинца, приуроченных к отдельным прослоям метавулканигов и сланцам, содержащим углеродистое вещество; линзовидная и реже пластообразная форма петрографических разностей слагающих свиту пород, массивная и пльчатая текстуры; наличие линз доломитовых и кремнистых пород с онколитами и продуктами жизнедеятельности и остатков водорослей, образовавших небольшие по размерам органогенные постройки – биогермы, биостромы, калиптры; горизонты пород с высоким содержанием железа (20–40%) и накопления желвакового фосфора.

Все эти факторы свидетельствуют о формировании свиты в тектонически пассивном регионе в морских относительно мелководных бассейнах с пышным цветением фитопланктона.

Б е с а п а н с к а я р и т м о с в и т а (верхний рифей-венд?) обнажается в тектонических блоках Южного Тамдыгау, Ауминзагау, Северного Нурагау. Нами к бесапанской ритмосвите относится только нижняя ее часть, сложенная преимущественно слюдисто-кварцевыми сланцами и микросланцами биотит–хлорит–кварцевого состава. В подчиненном количестве присутствуют серые олигомиктовые микрозернистые мегалесчаники и кварциты мощностью 300–600 м.

Для ритмосвиты характерен олигомиктовый состав пород; погружение материала снизу вверх; темно-серая окраска; двух-, реже трехкомпонентная ритмичность; тонкая горизонтальная слоистость; преобладание в разрезе слюдисто-кварцевых сланцев и метаморфизм пород не выше фации зеленых сланцев. Мы полагаем, что исходными породами были глины с высоким кремниевым модулем. Отложение осадков продолжалось в морских относительно удален-

ных формациях. Для этого периода намечается оживление тектонических движений, преимущественно восходящего характера.

Таким образом, осадки верхнего протерозоя формировались, на наш взгляд, в условиях мелководья и теплого влажного климата, близких к платформенным, о чем свидетельствуют: относительно небольшая скорость осадконакопления (5–10 м за 1 млн. лет) при примерно постоянной мощности всей толщи осадков; ассоциация химико-биогенных пород, линзовидных прослоев осадочных железистых образований и желваков фосфора, которые, как показал Н.М. Страхов, избегают площадей, начинающих жить напряженной тектонической жизнью; олигомиктовый и мономиктовый состав терригенных и монтмориллонито-гидрослюдистый состав метапелитов; отсутствие несогласий с угловыми и азимутальными параметрами (в основном это перерывы со скрытыми несогласиями); высокая биохимическая активность в этот период; значительные содержания органического углерода и пирита и зараженность пород молибденом, золотом, медью, ванадием и другими элементами; высокая химическая дифференциация осадков; широкое развитие зрелых терригенных пород и наличие наиболее устойчивых к выветриванию акцессориев и обломков пород; характер распределения химических и малых элементов; отсутствие проявлений самостоятельных фаз складкообразования; слабый метаморфизм, присущий всему рифей-вендскому комплексу, не превышающий фации зеленых сланцев.

#### Л и т е р а т у р а

А х м е д ж а н о в М.А., А б д у л л а е в Р.Н., Б о р и с о в О.М. и др. Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, „ФАН“, 1975.

А х м е д ж а н о в М.А., Б о р и с о в О.М. Основные черты строения и развития Срединного и Южного Тянь-Шаня. — Узб. геол. журн., 1972, № 4.

Б у х а р и н А.К., П я н о в с к а я И.А., П я т к о в К.К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня, Урала. — В кн.: Сб. науч. трудов (к XXII сессии МГК), вып. 4. Ташкент, 1964.

М а к а р ы ч е в Г.И. Два типа разрезов офиолитовой ассоциации в Западном Тянь-Шане. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 3.

С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Х о р е в а Б.Я. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента фанерозойских складчатых областей. Автореф. канд. дис. 1971.

## ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ПАМИРА

На территории Памира развиты структурные геосинклинальные комплексы герцинид и киммеридо-альпид, среди которых в разных частях области наблюдаются выступы слоистых сильно метаморфизованных пород (см.рисунок).

Наибольший по площади выход этих образований находится на юго-западе Памира. Здесь они издавна известны под названием „кристаллической серии Южного и Юго-Западного Памира“ (Николаев, 1933), в более поздних работах серия обычно именуется ваханской. Совокупность имеющихся данных позволяет наметить здесь два типа разрезов (Маслеников, 1955; Бархатов, 1963), разграниченных, как сейчас установлено, дугобразно изогнутым к северу Гармчашминским разломом (Кухтиков, Винниченко, 1977): южный — ваханский и северный — шугнанский.

В первом из них толща кристаллических пород может быть подразделена на пять свит. Древнейшая горанская свита обнажается по долине р. Пяндж южнее г. Хорога. Мощность ее около 4000 м. Попытки расчленить толщу горанской свиты на три части (Хорева, Блюман, 1974) не имеют успеха. Выделяемые подразделения отбиваются с грудом и оказываются невыдержанными по простиранию. Вытянутость выхода горанской свиты в меридиональном направлении определяется соотношением полого залегающих слоев с меридионально ориентированными склонами долины р. Пяндж.

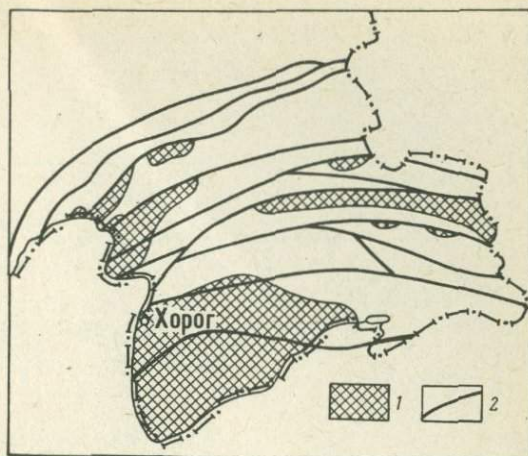
Вышележащая толща обычно выделяется в хорогскую свиту. В то же время она по составу и строению заметно отличается от хорогской свиты в стратотипе, находящемся в северном крыле Гармчашминского разлома. В связи с этим отмеченная толща, согласно перекрывающая горанскую свиту, была обособлена под названием ишкашимской свиты (Винниченко, Кухтиков, 1975). Верхи разреза кристаллической толщи в ваханском типе составляют породы даршайской, шугнанской, врангской и друмдаринской свит. Общая мощность описанного типа разреза более 10 000 м.

В 1975 г. в образцах, отобранных Н.А. Хоревым из кристаллических пород Шахдаринского хребта, обнаружены остатки спор. Некоторые формы среди них оказались идентичными ранее определявшимся Б.В. Тимофеевым из докембрия Карелии. В результате радиометрического изучения метаморфических пород ваханского типа получены цифры 2400–2700 млн. лет (Хорева, Блюман, 1974). Приведенные данные позволяют считать возраст указанных пород архейским. Охарактеризованная толща перекрывается триасовыми песчаниками, сланцами и филлитами, имеющими мощность около 2000 м.

В северной части Юго-Западного Памира намечается шугнанский тип разреза, существенно отличающийся от вышеописанного. Обна-

Схема расположения выходов докембрия в пределах Памира.

1 — области распространения выходов докембрия; 2 — важнейшие краевые разломы.



жающаяся в указанном районе толща характеризуется крутыми залеганиями и широким развитием в ее составе мигматитов, гнейсов, насы-

щенных множеством послойных гранитоидных тел. В долине р. Гунт и в низовьях р. Шахдара в нижней части разреза устанавливаются биотитовые, биотит-роговообманковые, гранат- и флогопитсодержащие гнейсы, мигматиты, слюдистые сланцы с редкими прослоями и линзами мраморов, кварцитов и амфиболитов. Перечисленные породы относятся к хорогской, даршайской, врангской и друмдаринской свитам. Имеющиеся материалы свидетельствуют, однако, о неправомочности выделения здесь названных свит, за исключением хорогской. Толщи, обнажающиеся в долине р. Гунт, не могут быть идентифицированы с соответствующими свитами, стратотипы которых лежат к югу от Гармчашминского краевого разлома. Все отмеченные породы следует включить в единую хорогскую свиту. Видимая мощность ее около 2000 м.

В верховьях р. Гунт охарактеризованные отложения перекрываются толщей, известной как аличурская серия. В ее составе намечалось четыре свиты. Но дело в том, что нижняя из них, звордаринская свита плейчатых гнейсов мощностью первые сотни метров, повсеместно имеет с другими свитами тектонические контакты. Она обнажается в северном крыле Гунт-Аличурского разлома, представляя самостоятельный тип разреза. В целом разрез аличурской серии имеет трехчленное строение. Нижняя, лянгарская, свита (2000 м) представлена переслаиванием гнейсов, мигматитов, кварцитов и слюдистых сланцев. Следующая, марджанайская, свита (700-800 м) сложена в основном мраморами с прослоями гнейсов и кварцитов. Рамаифская свита состоит из гнейсов, песчаников и хлоритовых и хлорито-серпичитовых сланцев с линзами известняков (1000-1500 м). Общая мощность аличурской серии более 3000 м.

Венчает разрез толщи кристаллических пород северной части Юго-Западного Памира ривакская свита темно-серых слюдистых

сланцев, кварцитов, гнейсов и мигматитов мощностью около 1000 м. Общая мощность всего описанного разреза (хорогская свита, аличурская серия и ривакская свита) 7000 м.

Во многих местах метаморфические породы шугнанского типа стратиграфически перекрываются каменноугольно-пермскими сланцами и песчаниками. Соответственно возраст их несомненно докаменноугольный, а с учетом радиометрических измерений (Хорева, Блюман, 1974) – докембрийский, точнее – протерозойский.

Площадь, занимаемая докембрийскими метаморфитами шугнанского типа на дневной поверхности, существенно меньше той, которая обычно показывается на современных геологических картах: до сих пор к докембрию относили толщу своеобразного юрского меланжа (Кухтиков, 1974), широко распространенную в бассейне р. Токузбулак.

В долине р. Гунт охарактеризованная толща метаморфитов шугнанского типа имеет общее юг-юго-восточное падение, образуя гигантскую моноклиналиную структуру. Широко развитые гранитоидные тела, включая Шугнанский интрузив, образуют пластообразные тела, падающие в соответствии с общим наклоном вмещающих пород на юг-юго-восток под углами 40–60°. В среднем течении р. Гунт отмечаются устойчивые северные падения пород. Область смены падений скрыта под аллювием р. Гунт. Предполагается, что здесь проходит крупный дизъюнктив. В Южно-Аличурском хребте кристаллические породы докембрия слагают крупную антиклиналь с углами падения в крыльях в юг-юго-западном – 50–60°, в север-северо-восточном – 20–30°. Памирский интрузив гранитоидов приурочен к ядру антиклинали. Он имеет несколько вытянутую широтно куполообразную форму тела.

В более северных районах Памира метаморфические породы пользуются значительно меньшим распространением, чем в его юго-западной части. В Рушанском хребте помимо выше упомянутой Звордаринской свиты отмечаются альбит-биотит-актинолитовые сланцы с прослоями мраморов и амфиболитов мощностью более 500 м (мазанчутская свита). В Пшартском хребте вдоль Бартаг-Пшартского разлома устанавливаются выходы кварцитов и кварцево-слоистых сланцев мощностью несколько сотен метров. Площадь распространения, состав и возраст кристаллических пород как в Рушанском, так и в Пшартском хребтах изучены пока слабо. Ясно одно: они повсеместно залегают в основании палеозойского комплекса, резко отличаясь от покрывающих отложений степенью метаморфизма и особенностями дислокаций. Звордаринскую свиту условно считают протерозойской. Породы Пшартского хребта и мазанчутской свиты могут быть сопоставлены с рифейскими образованиями.

В Музкольском хребте и в горном обрамлении Рангульской впадины метаморфические толщи принято обособлять в музкольскую серию, подразделяющуюся на четыре свиты. В древнейшей сассыкской свите преобладающими являются биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы и мигматиты. В следующей, белеутинской, сви-

те наибольшее распространение получают гранат-биотитовые и гранат-двуслоистые разновидности гнейсов. Для сарыджилгинской свиты характерно наличие мраморов, а для бурулукской — кварцитов.

Большинство исследователей относят породы свит к докембрию. В то же время имеется точка зрения, согласно которой толщи музкольской серии считаются метаморфическими аналогами верхнепалеозойских и мезозойских отложений, образующих систему лежащих складок и покровов (Левен, 1963; Дюфур, 1964, и др.). В настоящее время установлено, что в ряде мест породы серии с угловым несогласием перекрываются толщей известняков, относящихся к зорабатской свите кембрия (Винниченко, Кухтиков, 1969). Докембрийский возраст музкольских метаморфитов в последние годы подтвержден методами радиологического датирования (Агеева, 1976).

Тектонические структуры, образованные музкольской серией, представлены системой пологих антиклиналей брахиформного облика. Углы падений в крыльях колеблются в пределах  $20-40^{\circ}$ .

В последние годы появились указания (Винниченко, 1979) о необходимости включения в состав музкольской серии в качестве пятой свиты толщи темно-серых кварцево-слоистых сланцев, кварцитов и гнейсов (сарезская свита), ранее относившихся к каменноугольным отложениям. Суммарная мощность музкольской серии около 7000 м.

В хр. Зорташкол толща метаморфических пород около 2000 м мощностью в отличие от музкольской серии состоит преимущественно из кристаллических сланцев: кварцево-хлоритовых, слоистых и графитистых. Реже встречаются кварциты, мраморы и тонкозернистые гнейсы. Данная толща участвует в сложении широтных складок, погружающихся к востоку. В обнажениях долины р. Чинсу видно, что слои толщи падают на юго-восток, подстилая отложения тузгунгереской комплекса кембрия-ордовика. Тем самым возраст зорташкольских метаморфитов, вероятнее всего, будет докембрийским. Условно их относят к рифею, выделяя в ташкольскую серию (Расчленение ..., 1976).

В западной части Центрального Памира известно два выхода докембрийских кристаллических пород: в Язгулемском и Ванчском хребтах. В первом из названных хребтов в составе докембрия преобладающим развитием пользуются биотитовые, биотит-амфиболовые и пироксеновые гнейсы и мигматиты. Реже встречаются кристаллические сланцы с гранатом, дистеном, кордиеритом, а также мраморы и кварциты. Отличительной особенностью толщи докембрия Язгулемского хребта является большая ее насыщенность гранитоидными телами. Описанная толща мощностью около 3000 м обособляется в шипадскую серию и считается раннепротерозойской по возрасту. Тектонические структуры, в которых участвуют породы серии, представлены в основном фрагментами линейных складок, наблюдаемых в ксенолитах-останках среди гранитоидов.

Крутопадающие разрывы рассекают выступ докембрия шипадской серии на ряд блоков, имеющих в основном моноклинальное строение.

В юго-западной части Язгулемского хребта видно, что докембрийские складчатые сооружения перекрываются триасовыми отложениями, начинающими геосинклинальный комплекс мезозойской Язгулем-Акбайгальской тектонической зоны.

Докембрийские образования Ванчского хребта отличаются наименьшей в пределах Памира степенью метаморфизма. Обнажающаяся здесь толща, обычно обособляемая под названием ванчского комплекса или ванч-язгулемской серии, слагается преимущественно песчаниками, сланцами кварцево-хлорито-серпичитового состава, известняками и эффузивами. Реже встречаются кварцево-сланцевые сланцы, амфиболиты и, как исключение, гнейсы. Намечается три свиты: барнаваджская песчано-сланцевая, язгулемская известняково-сланцевая и джамакская песчано-кварцитовая. Общая мощность ванчского комплекса составляет 3000 м. Докембрийский возраст комплекса обосновывается стратиграфическим наложением на него известняков, условно относящихся к кембрию. По совокупности имеющихся данных толща ванчского комплекса должна относиться, скорее всего, к венду. Пликативные структуры, образуемые породами комплекса, представлены как линейными, так и брахиформными складками. В местах широкого развития разрывов ванчский комплекс разбит на блоки моноклинального строения.

В пределах Северного Памира метаморфические образования слагают три свиты, составляющие в совокупности боршитскую серию. Нижнюю, бивачную, свиту слагают амфиболовые, доизит-амфиболовые и биотитовые гнейсы с прослоями и линзами мраморов (1500 м). Следующая, шодакская, свита сложена гранат-биотитовыми, гранат-андалузитовыми, ставролит-гранат-биотитовыми и другими разновидностями гнейсов, слюдястыми сланцами и пластформными телами мраморов. Верхняя, тогмайская, свита отличается кварцито-сланцевым составом. В Даштакинском районе и в долине р. Бузджилга в верхней свите боршитской серии широко представлены мраморы. Мощность свиты 2500 м. Общая мощность боршитской серии достигает 8000 м.

В Курговадском районе установлено, что породы шодакской и тогмайской свит стратиграфически перекрываются среднекаменноугольными отложениями. Н.Г. Власов и Г.В. Гниловской (1970) считают, что в окрестностях сел. Калайхумб боршитская серия подстилает толщу висхарвской свиты, относящейся, по их представлениям, к венду-нижнему палеозою. В последние годы выяснилось, что метаморфические породы района сел. Калайхумб существенно отличаются от боршитской серии более южных участков Северного Памира. Здесь наблюдается своеобразная толща слюдястых и кварцево-сланцевых сланцев и мелкозернистых кварцитов мощностью не более 1000 м. Данная толща ограничивается с юга от боршитской серии с лежащими на ней среднекаменноугольными отложениями Кеврон-Висхарвским разломом. Это самостоятельная толща, не входящая в состав боршитской серии. Перекрывают ее породы, имеющие, скорее всего, раннепалеозойский-силурийский возраст (джарф-



ская свита). По внешнему облику толща района сел. Калайхумб производит впечатление более молодой по сравнению с боршитской серией южных областей Северного Памира. Если возраст боршитской серии признать раннепротерозойским, то толщу Калайхумбского района можно будет отнести к позднепротерозойским или рифейским образованиям.

Боршитская серия образует в Курговладском районе крупную антиклиналь, к ядру которой приурочен курговладский гранитоидный массив. В юго-восточном крыле антиклинали углы падения  $30-40^{\circ}$ , в северо-западном —  $60-70^{\circ}$ . В более восточных районах Северного Памира толща боршитской серии слагает систему широтно простирающихся пологих и широких антиклинальных складок. Они нередко бывают разделены крутопадающими дизъюнктивами. Падение пластов в среднем составляет  $50-60^{\circ}$ . Вблизи крупных разломов отмечаются вертикальные залегания.

В Калайхумбском районе слюдястые сланцы слагают моноклинал с северо-западным падением пластов под углами  $60-70^{\circ}$ .

Из вышеизложенного видно, что разрезы докембрийских толщ кристаллических пород и их возраст в различных районах Памира резко различные. Все толщи занимают наиболее низкое стратиграфическое положение, подстилая палеозойские, и в частности кембро-ордовикские, отложения геосинклинального типа. Имеющиеся геологические материалы исключают возможность шарьирования этих толщ из соседних регионов. Ни один из описанных выступов кристаллических пород и среди них крупнейший выступ Юго-Западного Памира не может рассматриваться в качестве срединного массива, если следовать определению А.Л. Яншина (1965).

Охарактеризованные комплексы докембрийских метаморфических образований пространственно ограничены краевыми долгоживущими разломами, на основании чего можно полагать, что разломы этого класса зародились на Памире уже в докембрии.

## Л и т е р а т у р а

А г е е в а Л.И. Докембрийские габброиды Музкол-Рангкульского антиклинория на Памире и радиологическое обоснование их возраста. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976.

Б а р х а т о в Б.П. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ, 1963.

В и н н и ч е н к о Г.П. Тектоника Центрального Памира. Душанбе, „Дониш“, 1979.

В и н н и ч е н к о Г.П., К у х т и к о в М.М. О возрасте музкольского метаморфического комплекса на Восточном Памире. — Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1969, 3(33), с. 72-80.

В и н н и ч е н к о Г.П., К у х т и к о в М.М. Тектоническая зональность Юго-Восточного Памира в киммерийской струк-

туре. — Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1975, 4(58), с. 47-58.

В л а с о в Н.Г., Г н и л о в с к о й Г.В. Древнейшие метаморфические образования Северного Памира. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Л., „Недра“, 1970, с. 84-106.

Д ю ф у р М.С. О возрасте метаморфических образований в складчатых областях. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, „Дониш“, 1964, с. 214-244.

К у х т и к о в М.М. Меланж осадочного происхождения на Юго-Западном Памире. — Докл. АН ТаджССР, 1974, т. 17, № 9, с. 52-54.

К у х т и к о в М.М., В и н н и ч е н к о Г.П. Краевые долгоживущие разломы Памира. Душанбе, „Дониш“, 1977.

Л е в е н Э.Я. О возрасте метаморфических толщ Центрального Памира. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе, „Дониш“, 1963, с. 89-124.

М а с л е н и к о в В.А. Докембрийская кристаллическая толща Юго-Западного Памира. — Тр. Лаборатории геологии докембрия АН СССР, 1955, вып. 5, с. 189-254.

Н и к о л а е в В.А. Петрология Памира. — В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л., Госхимтехиздат, 1933, с. 116-134.

Р а с ч л е н е н и е стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, „Дониш“, 1976.

Х о р е в а Б.Я., Б л ю м а н Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. М., „Недра“, 1974.

Я н ш и н А.Л. Проблема срединных массивов. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5, с. 8-40.

В.В. Хоменговский, А.С. Гибшер,  
В.Л. Семейкин, В.Л. Тихонов

### ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Г. В пределах южного обрамления Сибирской платформы выделяется три пояса, позднедокембрийские отложения которых существенно отличаются по составу, строению и изученности стратиграфии (рис. 1).

а) Первый пояс объединяет почти непрерывный ряд крупных кулисообразно сочленяющихся прогибов — Присаянского, Прибайкальского, Патомского и др. Несмотря на довольно сложную структуру, они из-за крайне слабого проявления метаморфизма и магматизма, а также повсеместного развития кристаллического фундамента относятся к окраинным структурами Сибирской платформы.

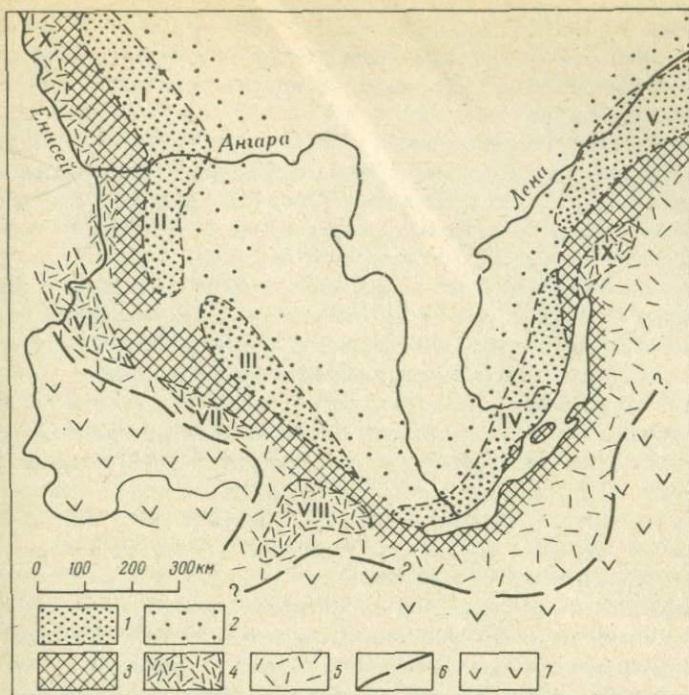


Рис. 1. Обзорная карта.

1 - прогибы 1-го пояса; 2 - ориентировочное местоположение 1-го пояса; 3 - поднятия, разделявшие 1-й и 2-й пояса; 4 - прогибы 2-го пояса; 5 - ориентировочное местоположение 2-го пояса; 6 - внутренняя граница 2-го пояса; 7 - 3-й пояс. Прогибы: I + II - Енисейский; III - Присаянский; 1У - Прибайкальский; У - внешняя зона Патомского; У1 - Манский; У2 - Миричунский; У3 - Боксонско-Прихубсугульский; 1X - Олоkitский; X - Приенисейский.

б) Второй пояс в современном эрозионном срезе представлен цепочкой значительно разобшенных между собой прогибов: Манского, Миричунского, Восточно-Тувинского "орогенного", Боксон-Сархойского, Ильчирского, Прихубсугульского и др. Позднедокембрийские отложения, выполняющие эти структуры, часто рассматриваются в большем или меньшем объеме в качестве байкальской молассы, а сами прогибы, в которых они формируются, - как изолированные орогенные впадины.

в) Третий пояс относится уже к внутренней части геосинклинальной области, стратиграфия позднего докембрия которой наименее определена.

II. Несмотря на специфику каждого из окраинных прогибов первого пояса, в их развитии много общего (рис. 2, см. вкл., с. 185).

а) Некоторые из них — Енисейский, Патомский и Юдомо-Майский — существовали уже в раннем рифее, однако данные об этой стадии развития названных палеоструктур в большинстве районов ограничены.

Начало среднего рифея знаменуется новым крупным циклом осадкообразования, которому предшествуют региональные перерывы (предбайкальский в Патомском нагорье) или локальные угловые несогласия (предаимчанское на севере Юдомо-Майского прогиба). Рассматриваемому этапу в осадочной летописи Енисейского, Патомского и Юдомо-Майского прогибов отвечает несколько циклов или этапов меньшего ранга, но события, обусловившие их, в разных прогибах проявились неодинаково. Так, в Юдомо-Майском прогибе очень резкой была предкерпыльская активизация тектонических движений на рубеже 1100 млн. лет, с которой связаны региональные перерывы вплоть до полного выклинивания айманской серии. В Патомском нагорье многие исследователи с этой активизацией связывают преджемкуканскую перестройку, обусловившую образование мощной толщи валунных конгломератов. В Приенсейском прогибе эти события привели лишь к увеличению грубости обломочного материала погорюйской свиты по сравнению с подстилающей удерейской. Прямые данные о возрасте отложений, завершающих рассматриваемый этап, имеются лишь в Енисейском и Юдомо-Майском прогибах, где тунгусикскую и лахандинскую серии (соответственно) сейчас принято относить к несомненному верхнему рифею.

б) Следующему, байкальскому, этапу повсеместно предшествовала интенсивная активизация тектонических движений. В Енисейском прогибе ею обусловлены предчингасанские блоковые движения, наиболее интенсивно проявившиеся в области устойчивых поднятий и сопровождавшиеся там внедрением гранитных интрузий с возрастом 850 млн. лет. По всей видимости, с этой активизацией связано заложение или регенерация Прибайкальского и Присаянского прогибов. Не исключено, что именно эти, а не более древние события определяют и преджемкуканскую перестройку, которая отмечалась выше. Наконец, в Юдомо-Майском прогибе байкальскому этапу соответствует уйская серия. Грубообломочный материал ее связан с интенсивными поднятиями и размывом в области, ограничивавшей прогиб. Предбайкальская активизация не привела к какому-либо изменению сущности этих узких, интенсивно погружавшихся, практически лишенных вулканизма прогибов. Аналогичны по природе и вновь образованные или регенерированные Присаянский и Прибайкальский прогибы.

в) Юдомско-кембрийский этап развития во всех окраинных прогибах проходил по общей схеме. В осевых частях этих структур юдомские толщи согласно перекрывают байкальские. На крыльях же древних поднятий юдомию предшествуют блоковые движения, с которыми связаны локальные размывы подстилающих отложений, а местами и выпадение из разреза нижнеюдомских слоев. Наконец, юдомские отложения распространяются далеко за пределы рифей-

ких прогибов, контактируя с гораздо более древними образованиями. Мощности же рассматриваемого комплекса при всех типах соотношений его с подстилающими толщами остаются весьма выдержанными (рис. 2), что свидетельствует о преобразовании рифейских авлакогеноподобных структур в платформенные фанерозойские синеклизы. Охарактеризованные предъюдомские события имеют мало общего с завершающей складчатостью. Но в основе их лежит существенная перестройка, связанная с эндогенными процессами, проявившимися на глубине в пределах громадных территорий.

III. Стратиграфия позднего докембрия второго (внешнего) пояса Саяно-Байкальской геосинклинальной области находится в стадии становления. Излагаемые данные в связи с этим являются предварительными, но и они позволяют говорить об определенной специфике развития.

а) Манский прогиб на сегодня является наиболее детально изученной структурой рассматриваемого пояса, но и в нем остается еще много нерешенных вопросов.

1. Отложения дербинской серии, в частности, пространственно изолированы от основной структуры и существенно отличаются от более молодых докембрийских отложений по степени метаморфизма, но прямые данные об их возрасте и характере взаимоотношений с позднедокембрийскими толщами отсутствуют.

2. Оказалось, что позднедокембрийская кувайская толща не является серией, состоящей из повсеместно развитой последовательности вулканогенной, терригенной и карбонатной свит. В пределах вулканических гряд вся кувайская толща сложена эффузивными породами основного и среднего состава. В области же стыка с древнейшими кристаллическими толщами Канской и Арзыбейской глыб появляются кислые и красноцветные субаэральные разности. В прогибах, ограничивающих вулканические поднятия, лавы замещаются туфами и вулканомиктовыми песчаниками, а также сланцами (рис. 3). Эта фациальная разновидность кувайской толщи ранее выделялась в качестве урманской свиты. На разных уровнях урманские породы расчленены мощными пачками известняков, которые несмотря на разновозрастность списывались в качестве манской свиты. Кувайская толща сложно соотносится с вышележащими ангалойскими карбонатными породами. На востоке — в Жержульской синклинали — контакт между названными подразделениями резкий, но согласный. На склоне же центральной вулканической гряды (Беретьское поднятие) кувайские лавы начинают переслаиваться с ангалойскими карбонатными породами. В известняках кувайской толщи встречены лишь микрофитолиты широкого стратиграфического диапазона и отдельные верхнерифейские формы. В ангалойской же свите резко преобладают микрофитолиты каланчевского комплекса. Эти данные и соотношения с вышележащей толщей дают основание говорить о позднерифейском возрасте рассмотренных отложений.

3. Анастасьинско-раннекембрийский этап начинается мощными терригенными толщами. В Солбинской синклинали это главным об-

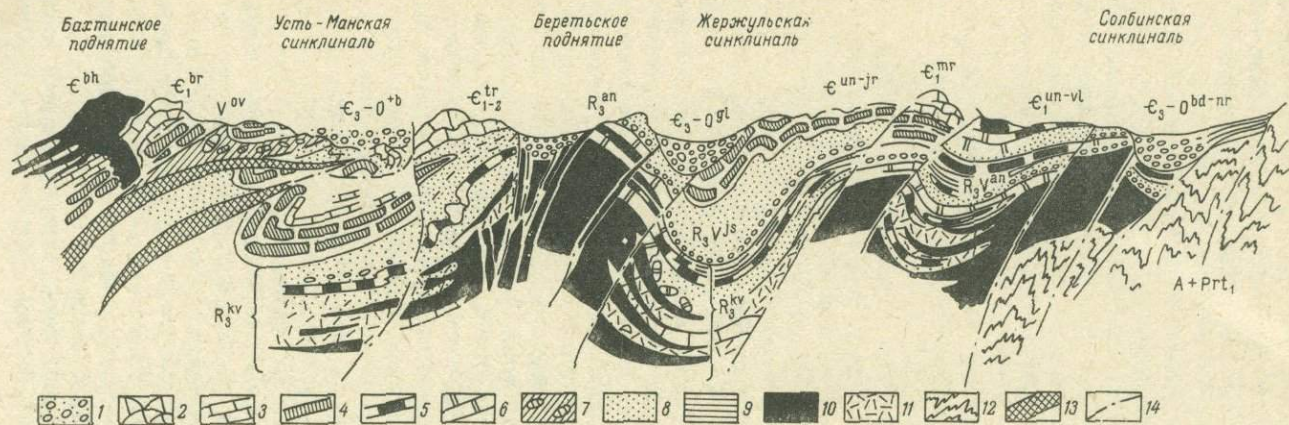


Рис. 3. Схематический профиль через Манский прогиб.

1 - каледонская моласса; 2 - рифогенные известняки; 3 - слоистые известняки; 4 - массивные карбонатные породы; 5 - черные известняки; 6 - слоистые доломиты; 7 - зоны меланжа и олистолиты; 8 - песчаники; 9 - алевроиты и сланцы; 10 - эффузивы; 11 - туффиты; 12 - кристаллические породы; 13 - ультрабазиты (протрузии?); 14 - разломы. Свиты:  $\epsilon_3-0\text{tb}$  - тюбильская;  $\epsilon_3-0\text{gl}$  - глухарина;  $\epsilon_3-0\text{jbd-nr}$  - баджейская и нарвская;  $\epsilon_1\text{mx}$  - муртуковская;  $\epsilon_{1-2}\text{tr}$  - торгоашинская;  $\epsilon_1\text{br}$  - бюрисинские известняки;  $\epsilon\text{bh}$  - бахтинская;  $R_3\text{-vjs}$  - жистыкская;  $R_3\text{-van}$  - анастасьинская;  $V\text{ov}$  - овсянковская;  $R_3\text{an}$  - ангалойская;  $R_3\text{kv}$  - кувайская толща;  $AR + PR_1$  - архей-нижний протерозой.

разом ангульские красноцветные песчаники. Западнее они замещаются флишеидной алевросланцевой с известняками толщей (анастасьинская свита), а к склонам Беретского поднятия в это время были приурочены глубоководные флишевые трюги, осадки в которые поставлялись главным образом мутьевыми потоками (жистыкская свита). Наконец, на склоне, ограничивающем западный трюг, верхняя часть флишевой толщи замещается массивными и слоистыми карбонатными породами — овсянковская свита, — которая подобно жистыкской и анастасьинской постепенно переходит вверх в палеонтологически охарактеризованный нижний кембрий. Вся эта сложная в фациальном отношении толща обособляется в качестве анастасьинского горизонта. Низы его охарактеризованы верхнерифейскими микрофитолитами и микрофоссилиями, большая верхняя часть содержит уже юдомские формы этих групп, а в самых верхних слоях появляются немакит-далдынские известьвыделяющие водоросли и анабариты.

В пределах большей восточной части Манского прогиба к нижнему кембрию относятся в основном карбонатные породы. Последние в пределах устойчивых палеоподнятий имеют рифогенный облик, а в прогибах представлены слоистыми и глинистыми разностями.

Лишь на склоне самого западного поднятия нижекембрийские известняки перекрываются и отчасти замещаются бахтинскими эффузивами (стратотипическая местность бахтинской свиты), включавшимися ранее в кувайскую серию.

Итак, в Манском прогибе фиксируются латеральные ряды верхнедокембрийских и кембрийских отложений, в которых ощущается явная унаследованность. Это обстоятельство и характер взаимоотношений свит противоречат идее проявления в это время завершающей складчатости. Специфика анастасьинского комплекса связана лишь с интенсификацией восходящих движений в пределах смежных поднятий, перманентно развивавшихся в орогенном режиме.

4. Заключение о молассовой природе анастасьинского горизонта в значительной мере связано с тем, что в состав него ошибочно включали кембро-ордовикскую толщу, действительно являющуюся раннекаледонской молассой. На востоке это нарвские и глухаринные конгломераты, а западнее, по всей видимости, толща тюбилских конгломератов и граувакк. Для верхнекембрийско-ордовикских отложений повсеместно характерна галька ультрабазитов, которые рассматриваются в качестве протрузий, связанных с зонами меланжа. Если это так, то формирование складчатой структуры региона происходило в конце кембрия-ордовике.

б) Миричунский грабен находится на южном продолжении Манского прогиба, отделяясь от него древней Арзыбейской глыбой. Выполняющие его верхнедокембрийские отложения по составу и мощностям близки развитым в наиболее прогнутых частях манской структуры. Чатьгойская серия, охарактеризованная микрофитолитами ченчинского и каланчевского комплексов, по составу и возрасту близка кувайской. Анастасьинскому горизонту отвечает флишеидная толща, которую на картах обычно относят к гораздо более молодой

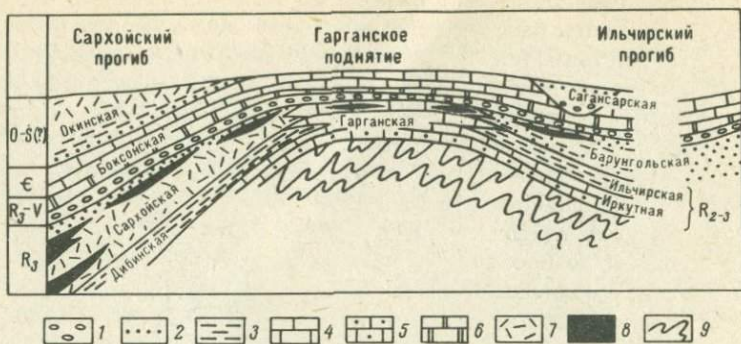


Рис. 4. Палеогеологический профиль через Сархойско-Ильчирский район.

1 - конгломераты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты и сланцы; 4 - известняки; 5 - запесочные известняки; 6 - доломиты; 7 - туфы; 8 - эффузивы; 9 - метаморфические породы.

киченской свите. Выше, как и в Манском прогибе, залегает мощная толща кембрийских известняков, а завершает разрез раннекаледонская киченская моласса. Арзыбейская глыба представляет собой лишь локальный выступ, осложнявший единую синклинорную структуру. В течение большей части рассматриваемого времени он находился в орогенном режиме развития.

в) В Сархой-Китойском районе выделяется Гарганское поднятие, к которому примыкают: с запада - Сархойский, с севера - Окинский, а с востока - Ильчирский прогибы (рис. 4). В современном срезе докембрийские отложения сохранились лишь на склонах поднятия. Они представлены карбонатными породами, образующими два крупных осадочных мезоцикла. Нижний из них сложен гарганской (монгошинской) свитой, завершающейся обычно пачкой вулканитов. В Ильчирском и Сархойском прогибах нижнему мезоциклу отвечают иркутная карбонатная, ильчирская (дибинская) сланцевая, барунгольская терригенная и сархойская вулканогенная свиты (рис. 4). Карбонатные породы нижнего мезоцикла охарактеризованы строматолитами, которые известны как в среднем, так и в верхнем рифее. По составу и деталям строения наибольшую общность с кувайской толщей Манского прогиба имеют барунгольская и синхронная ей сархойская свиты.

Верхний мезоцикл отделяется от нижнего крупным перерывом. Он, начинаясь мощным горизонтом конгломератов, объединяет в себе отложения боксонской серии. Нижняя часть серии сложена доломитами забитской и табинзуртинской свит. Первая содержит фосфориты, вторая - бокситы и аллиты. Они приурочены к маркирующим пачкам, которые прослеживаются по всему району, позво-



ляя уверенно расчленять и коррелировать данный комплекс отложенный. Верхняя часть боксонской серии сложена известняками, сланцами и кремнистыми породами хужиртайской и мангатгольской свит. Доломитовая толща, начинающая второй мезоцикл, существенного изменения в составе не испытывает, но в прогибах несколько увеличивается в мощности. Доломитовая часть верхнего мезоцикла по характеру взаимоотношения с подстилающими толщами соответствует анастасьинскому горизонту. Особенно отчетливо это сходство проявляется в западных разрезах последнего, где он завершается близкой по составу овсянковой свитой. Сравнимые отложения охарактеризованы специфическим комплексом микрофитолигов, в котором преобладают то юдомские, то ченчинские, то каланчевские формы. Они занимают сходное стратиграфическое положение, поскольку в каждом конкретном месте согласно перекрываются мощной толщей нижнекембрийских известняков. Сходство с Манским прогибом довершает раннекаледонская моласса, которая в Ильчирском прогибе представлена резко несогласно залегающей сагансарской свитой, а в Окинском — примерно одновозрастной окинской свитой. Последняя подобно раннекаледонской молассе Манского прогиба ранее считалась докембрийской.

Верхнедокембрийские толщи, сходные по составу и условиям образования, распространяются в Прихубсугулье и в так называемый Восточно-Тувинский „ороженный“ прогиб.

г) В Олоkitском грабене выше аналогов акитканской и тепторгинской серий с размывом залегают комплекс, образующий сложный латеральный ряд, аналогичный тому, который описан в кувайской толще Манского прогиба. На юго-западе Олоkitского грабена (рис. 5), по-видимому, находился древний палеопргиб. В нем пачки вулканогенных пород подчинены толщам, в которых преобладают карбонатные (стойбишинская, итыкитская и ондокская свиты) или терригенные (авкитская и асектомурская свиты) породы. Северо-восточнее, на склоне палеоподнятия, в итыкитской свите обособляется выдержанная маркирующая пачка вулканогенного состава, которая восточнее сближается в вышележащей толщей эффузивов (сынырская свита). Между ними остается лишь сравнительно маломощная терригенно-карбонатная противоаваданская свита, которая по составу, стратиграфическому положению и строматолитам сопоставляется с ондокской свитой юго-западного прогиба. Для них характерны эндемичные формы байкалий и конофитонов, а также не определенные до вида *Inzeria*, *Katavia*, *Parmites* и *Anabaria*. Сынырские эффузивы здесь, по-видимому, с размывом перекрываются авгольской свитой, сложенной грубообломочными породами с прослоями известняков и доломитов. Последние охарактеризованы строматолитами, близкими развитым в валохтинской свите Патомского нагорья, и каланчевским комплексом микрофитолигов. Из поля авгольской свиты в одном месте были определены также микрофоссилии, обычные для юдомия. В пределах расположенной восточнее вулканической гряды сынырские и итыкитские эффу-

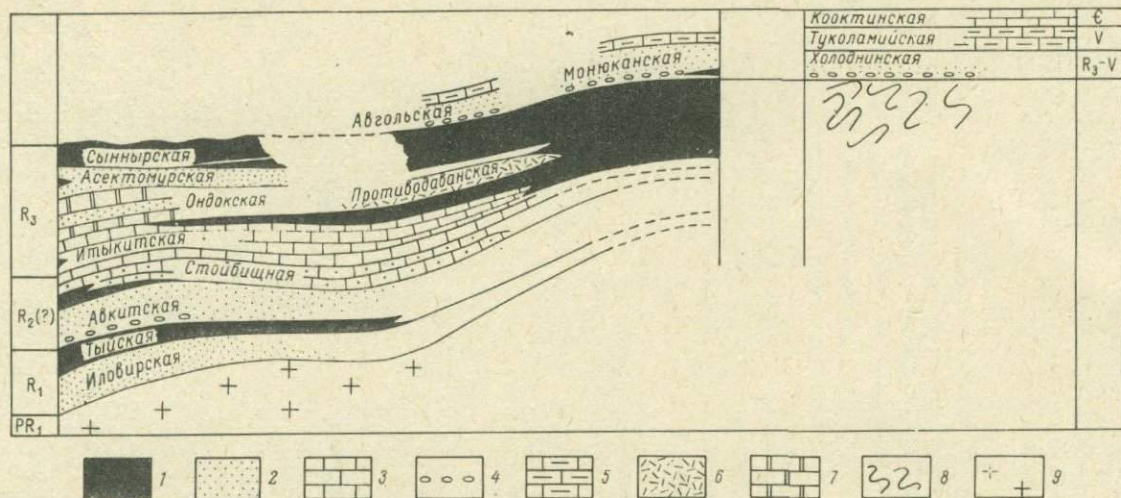


Рис. 5. Палеогеологические профиль через Олокитский прогиб.

1 - эффузивы; 2 - песчаники; 3 - известняки; 4 - конгломераты; 5 - глинистые известняки; 6 - туфы; 7 - доломиты; 8 - метаморфические породы; 9 - кристаллические породы.

зивы сходятся между собой, по всей вероятности полностью замещающая и противоадаванскую свиту. С резким размывом и конгломератами на этих эффузивах залегает манюканская свита грубообломочных пород. К юго-востоку от Олокинского грабена прямо на сильно метаморфизованных более древних толщах с размывом и конгломератами в основании залегает грубообломочная холоднинская свита, которая согласно перекрывается терригенно-карбонатной туколамийской, а затем и мощной толщей нижнекембрийских кооктинских известняков.

Авгольская (?), манюканская, холоднинская и туколамийская свиты, по всей видимости, одновозрастны. Это заключение основывается на общности их состава, залегании на различных подстилающих толщах, появлении в верхах манюканской свиты известняков, сближающих эти слои с низами туколамийской свиты. Если это так, то рассматриваемые свиты приобретут определенную общность с анастасьинским горизонтом Манского прогиба и низами боксонской серии Боксон-Сархойского прогиба. Нижняя часть этого подразделения по комплексу фитолитов будет относиться еще к рифею, а большая верхняя — к венду. Выше, как и во всех других районах рассматриваемого пояса, согласно залегает мощная толща нижнедокембрийских известняков.

1У. 1. Объединение Анабарского и Алданского блоков древних кристаллических пород в единую Сибирскую платформу произошло, по всей видимости, еще в раннем протерозое. Но на протяжении всего рифея они разделялись Прибайкальским и Патомским авлакогенообразными прогибами, входившими в состав первого пояса платформенных структур (рис. 1). Развитие прогибов первого пояса осложнялось рядом активизаций. Последней в их ряду была предъюдомская. Связанная с ней кратонизация привела к тому, что авлакогены трансформировались в платформенные синеклизы. Совершенно очевидно, что по своей природе это событие не имеет ничего общего с завершающей складчатостью. Весьма сложная внутренняя структура рассмотренных прогибов связана с каледонскими событиями, которые сопровождалась не только складчатостью, но и формированием настоящих моласс.

2. Основание второго пояса позднедокембрийско-кембрийских прогибов было достаточно сложным, но мощные толщи континентальной коры (древние глыбы), по всей вероятности, были лишь фрагментами в его составе. В рифейской истории прогибов эти глыбы представляли собой устойчивые поднятия, развивавшиеся в орогенном режиме. Другим видом устойчивых поднятий здесь являлись вулканические гряды, в дальнейшем выступавшие в роли тектонических кордильер, а на более позднем этапе превратившиеся в рифовые массивы (рис. 3). Интенсивный вулканизм, разновозрастный и разноплановый метаморфизм, а также многочисленные протерозойские и раннекаледонские интрузии не оставляют сомнений в геосинклинальной природе второго пояса. Новые данные о его строении свидетельствуют о том, что здесь в позднем докембрии и раннем

кембрии не произошло событий, которые можно было бы интерпретировать как завершающую складчатость. Несмотря на фиксированные угловые несогласия и, возможно, связанные с ними отдельные интрузии, сквозное развитие структур продолжалось в кембрии. Мощности кембрийских отложений здесь явно геосинклинальные. В формационном плане они, а иногда и юдомские свиты, похожи на карбонатные толщи гораздо более древнего возраста (дербинская серия, иркутская свита и др.). В структурном плане кембрийские толщи настолько близки рифейским и раннепротерозойским, что в большинстве своем и выделены из докембрия лишь благодаря находкам окаменелостей, сделанным в последнее время. Общность эволюции кембрийской скелетной фауны в разных прогибах исключает широко распространенное представление о том, что это были изолированные орогенные впадины.

Завершающая складчатость, в основном сформировавшая современную структуру района, молассы и интрузии в этом поясе являются раннекаледонскими. Структурный план второго пояса гораздо более сложный, чем в первом, хотя кембрийские толщи и здесь в пределах ряда весьма консолидированных к этому времени геосинклиналей иногда образуют пологие складки. Отличительным элементом структуры второго пояса по сравнению с первым являются зоны меланжа и связанные с ними протрузии ультрабазитов.

В развитии прогибов первого и второго поясов улавливается определенная общность. Так, этап, отвечающий байкальскому комплексу, по времени и большей контрастности подобен кувайскому, а юдомский — анастасьинско-боксонскому. Но если в первом поясе миогеосинклинального типа структуры в это время трансформировались в платформенные, то во втором эвгеосинклинальная обстановка сменилась миогеосинклинальной. Во втором поясе отмечается также некоторое опережение однотипных событий. Во всяком случае последний из рассмотренных этапов здесь начался в верхах верхнего рифея, а в первом поясе — только в юдомии.

Г.Г. Дук

#### КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ НАЧАЛЬНЫХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Для решения поставленной проблемы использовался общепринятый историко-геологический принцип. Методологической основой исследования являлось совместное комплексное изучение предполагаемого докембрия и палеозоя на основе их детального структурного и метаморфического картирования. Такой комплексный подход позволил выявить структурные, метаморфические и формационные критерии, положенные в основу выделения низкотемпературных позд-

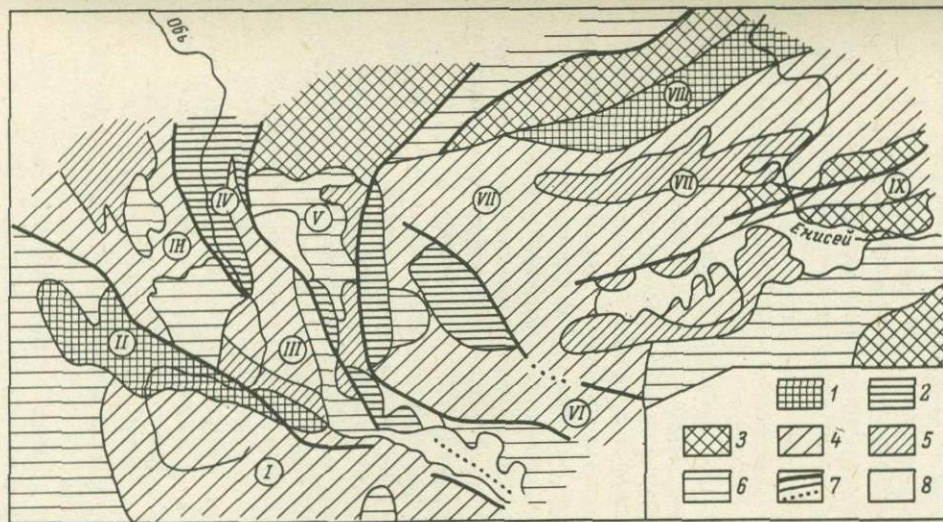


Рис. 1. Тектоническая схема структурно-формационных зон Горного Алтая и Западного Саяна (по В.А. Кузнецову, 1966 г.).

Структурно-формационные зоны: 1 - выступы верхнепротерозойских геосинклинальных отложений, 2-3 - зоны салаирского этапа консолидации, карбонатно-вулканогенно-терригенные отложения ( $PR_3 - \epsilon_1$ ), 4-5 - зоны каледонского этапа консолидации: 4 - миогеосинклинальные флишевые толщи ( $\epsilon_3 - \delta_1$ ); 5 - терригенно-карбонатные отложения унаследованных прогибов ( $O_{1-3} - S$ ), 6 - зоны позднекаледонского-раннегерцинского этапа консолидации, вулканогенно-осадочные толщи ( $D_1 - D_3$ ); 7 - глубинные и прочие разломы; 8 - кайнозойские впадины.

Тектонические структуры: I - Холзунско-Чуйский антиклинорий, II - Теректинский горст, III - Ануйско-Чуйский синклинорий, IV - Бийско-Катунский горст, V - Уйменский прогиб, VI - Шапшальско-Чульшманская зона, VII - Западно-Саянский синклинорий, VIII - Джебашский горст, IX - Тувинский прогиб.

недокембрийских комплексов начальных стадий развития фанерозойских складчатых областей. Метаморфические комплексы такого типа известны в Средней Азии, Восточном Забайкалье, Горном Алтае и Западных Саянах.

Низкотемпературные глаукофан-зеленосланцевые комплексы на территории Горного Алтая и Западного Саяна развиты в двух крупных выступях (горстах) – Теректинском и Джебашском (рис. 1), расположенных в области каледонской заверченной складчатости северо-западного-субширотного простирания.

Пример позднекембрийского теректинского комплекса, в объеме которого мы объединяем теректинскую и уймонскую свиты, является наиболее сложным случаем выделения докембрия, так как:

1) метаморфические комплексы позднего докембрия и палеозоя близки по температуре (глаукофан-зеленосланцевые, зеленосланцевые, пренит-пумпеллитовые, переходные к зеленосланцевым, комплексы);

2) поздний докембрий представляет собой образования, отвечающие начальной стадии развития байкальского подвижного пояса, завершившего свое развитие в каледонское время. Кроме того, поздний докембрий, с одной стороны, и венд-палеозой (Є – 0 – – S) – с другой, являются образованиями единого направленного эволюционного ряда развития земной коры в данной зоне;

3) комплексы позднего докембрия и палеозоя находятся в тектонических соотношениях. При этом докембрийские породы почти нацело переработаны палеозойской складчатостью, и главная складчатая структура позднего докембрия единая с палеозоем.

В связи с этим не случайно, что многие геологи и до сих пор рассматривают зоны такого рода как молодые „зоны смятия”, отличающиеся от палеозоя лишь степенью интенсивности метаморфических преобразований. Более подробно остановимся на одном из критериев выделения низкотемпературных позднекембрийских комплексов начальных стадий развития фанерозойских складчатых областей, дающим в рассматриваемой последовательности геологических событий общие точки отсчета, а именно на структурном критерии. Два других критерия: метаморфический и формационный – являются в какой-то мере дополнительными и могут быть использованы лишь при наличии общих точек отсчета в деформационной истории.

На рис. 2 (см. вкл., с. 185) представлена структурная схема Теректинского горста. Изучена зона протяженностью более 100 км. Интенсивно метаморфизованные породы позднего докембрия как на северной, так и на южной границе имеют складчато-деформированные тектонические контакты с толщами, относимыми к венду-палеозою. Присутствие складчато-деформированных тектонических контактов устанавливается и внутри докембрийского метаморфического комплекса (рис. 3). На рис. 3 такой контакт (жирная линия) прослеживается от южной границы выхода докембрия до его северной границы. Внутренние тектонические границы имеют северо-западное-субширотное простирание и разбивают всю структуру докемб-

рийского комплекса на ряд тектонических чешуй. Из этого следует важный вывод о том, что задача выделения докембрия и его внутреннего расчленения в таком случае не может решаться традиционными геологическими методами на основе установления структурно-стратиграфических несогласий. Следовательно, единственным путем для выяснения возрастных подразделений как внутри докембрия, так и при выделении докембрия в палеозое является путь исследования всей совокупности метаморфических и структурных преобразований, а также проявлений магматизма в сопоставляемых комплексах.

Но для того чтобы сопоставлять (коррелировать) структурно-метаморфические события, необходимо выбрать общую точку отсчета. Такой точкой при сопоставлении структурно-метаморфических событий позднего докембрия и венда-палеозоя на исследованной территории являются складки, деформирующие поверхность тектонического контакта (рис. 2). Эти складки ( $F_5$  в данном случае) наблюдаются в отдельных обнажениях и устанавливаются в результате картирования. Они имеют довольно сжатую форму, северо-западное простирание осевых поверхностей и изначально крутую ориентировку шарниров. Последнее указывает на их формирование в крутозалегающих плоскостных текстурах. Эти складки ( $F_5$ ) проявлены повсеместно как в докембрии, так и в венде-палеозое. Всюду как более ранние по отношению к ним выступают прямые асимметричные северо-западные складки с субгоризонтальной ориентировкой шарниров, являющиеся главными картируемыми структурами региона и определившие его общий северо-западный-субширотный план. На рис. 4 показано соотношение вышерассмотренных групп складок. Следовательно, к моменту формирования прямых складок деформированные в складки плоскостные текстуры во всех комплексах занимают субгоризонтальное положение. В фаунистически охарактеризованном силуре (Ануйско-Чуйская синклинали, северный выход палеозоя, рис. 2) они являются первыми складками.

В породах венда (сугашская свита), кембрия, кембро-ордовика (Холзунско-Чуйский антиклинорий, южный выход венда-палеозоя, рис. 2) присутствует более ранняя группа тесно сжатых изоклиналильных складок ( $F_3$ ), шарниры и осевые поверхности которых ориентированы по направлению падения крыльев главных складчатых структур (складок  $F_4$ ). Последнее свидетельствует о субмеридиональной ориентировке шарниров изоклиналильных складок к моменту формирования главных складчатых структур.

В позднекембрийском (верхнерифейском) комплексе более ранними по отношению к главным складчатым структурам выступают две группы складок: одна из них аналогична рассмотренной выше венд-палеозойской группе складок ( $F_3$ ), шарниры другой субпараллельны шарнирам главных складчатых структур. Присутствие последней группы складок только в позднекембрийском комплексе указывает как на более древний их возраст, так и на более древний возраст комплекса, в котором они развиты.

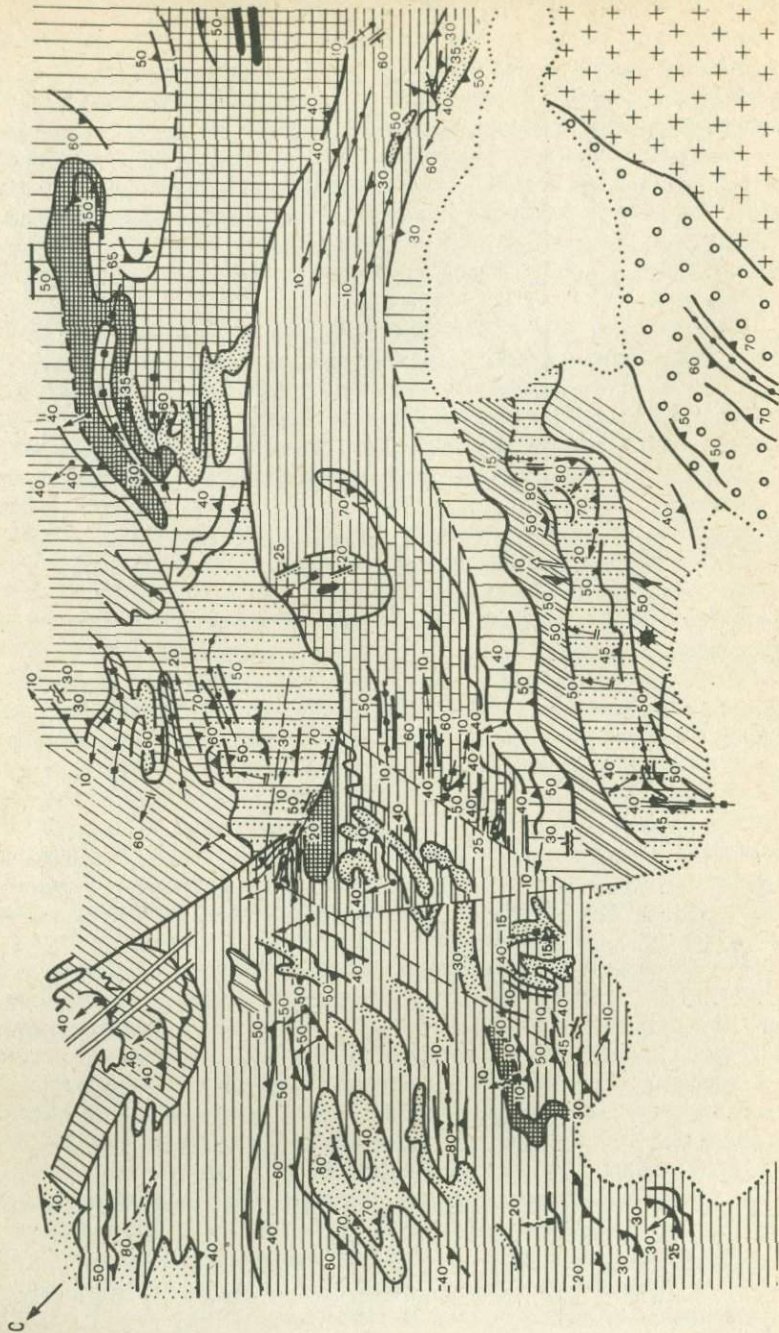


Рис. 3. Геолого-структурная карта опорного участка „Чиндек-Маргала“.

Условные обозначения те же, что на рис. 2.



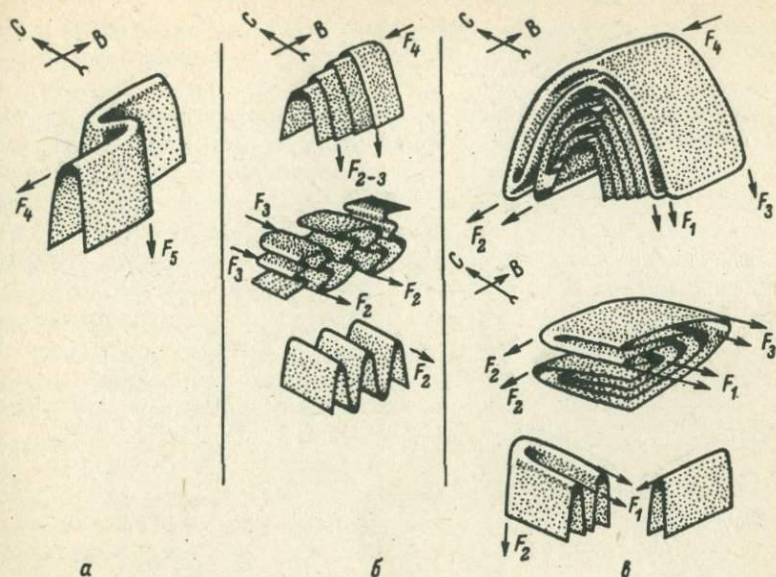


Рис. 4. Последовательное усложнение складчатых форм при переходе от силура (а) к венду-раннему палеозою (б) и верхнему рифею (в).

Масштаб складок — метры, десятки метров, первые сотни метров;  $F_1 - F_5$  — шарниры складок разных этапов деформаций.

Более молодые структуры по сравнению со складками, деформирующими поверхность тектонического контакта, не вызывают принципиального изменения плана структуры.

Таким образом, анализ последовательности деформаций свидетельствует о принципиально различной первоначальной ориентировке разновозрастных складчатых структур: северо-западной и субширотной для самых ранних позднедокембрийских (верхнерифейских) и поздних каледонских и субмеридиональной — для собственно салаирских структур.

Структурный анализ исследованной территории позволяет сделать также вывод об аллохтонном залегании докембрийского теректинского комплекса, при этом перемещение позднедокембрийской „пластины“ происходило и в каледонское время.

Начиная с этапа совместной деформации тектонических границ позднего докембрия и венда-палеозоя, условия метаморфизма в этих разновозрастных комплексах не могли уже существенно разли-

чатся по термодинамическому режиму, т.е. лишь к этому моменту ранний метаморфизм докембрия, если таковой существовал, мог сравняться по термодинамическому режиму с метаморфизмом венда-палеозоя.

Таким образом, нами было рассмотрено структурное преобразование позднедокембрийского (верхнерифейского) комплекса, но не менее важной является и проблема преобразования самого вещества пород. В заключение остановимся на метаморфическом и формационных критериях выделения низкотемпературных позднедокембрийских комплексов начальных стадий развития фанерозойских складчатых областей. Совместными усилиями предыдущих исследователей (Добрецов и др., 1972; Добрецов, 1974) и более поздними нашими работами (Дук, Кольцова, 1981) было выявлено, что только в позднедокембрийском теректинском комплексе развиты метаморфические породы фации зеленых сланцев максимально высоких  $P_{\text{общ}}$ , соответствующие  $7\div 8$  кбар и  $T = 400\div 450^\circ\text{C}$  (Дук, 1982). Особый интерес представляет то обстоятельство, что существенно терригенные образования, так называемые „теректинские зеленые сланцы“, судя по всей совокупности петрологических данных, так же как и уймонские сланцы (вулканогенно-терригенные), первоначально были метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев повышенных давлений ( $P_{\text{общ}} = 7\div 8$  кбар,  $T = 400\div 450^\circ\text{C}$ ). Породы теректинского комплекса претерпели более поздние направленные регрессивные метаморфические преобразования, отвечающие последовательному снижению  $P_{\text{общ}}$ , при этом  $T$  почти не менялась, либо незначительно повышалась до  $500^\circ\text{C}$ . Наиболее поздние наложенные зеленосланцевые парагенезисы низких  $P_{\text{общ}}$  (2.5–3 кбар) в докембрии являлись изобарическими с аналогичными парагенезисами палеозоя. Их формирование следует отнести ко времени первой совместной складчатой деформации (складки  $F_5$ ) тектонической поверхности позднего докембрия и венда-палеозоя, так как начиная с этого момента условия метаморфизма в докембрии и венде-палеозое не могли уже существенно различаться по термодинамическому режиму (главным образом по  $P_{\text{общ}}$ ).

Наличие складок, сминающих поверхность тектонического контакта разновозрастных комплексов, позволяет использовать структурно-возрастную шкалу для корреляции метаморфических событий в разновозрастных комплексах даже в случае тектонического характера их контакта.

Регрессивные метаморфические преобразования ( $P_{\text{общ}} < 7\div 4$  кбар) происходили до этапа главной каледонской складчатости, так как далее начинается выравнивание термодинамических условий метаморфизма пород докембрия и палеозоя.

Из анализа структурно-метаморфической эволюции следует, что единственный этап деформаций, с которым реально связано развитие глаукофансланцевого метаморфизма (или метаморфизма фации зеленых сланцев максимально высокого  $P_{\text{общ}}$ ), — это этап байкальской (позднерифейской) складчатости. Последующие деформации,

связанные с салаирской и отчасти раннекаледонской складчатостью, формируют регрессивную метаморфическую зональность.

Полученные выводы по структурно-метаморфической эволюции глаукофан-зеленосланцевого комплекса Теректинского горста подтверждаются новыми данными  $K-Ar$  абсолютного возраста (Дук, Кольцова, 1981), укладывающегося в интервал значений от 1140 до 430 млн. лет. Наиболее древние цифры возраста (1140-750 млн. лет) получены по амфиболам и фенгитам из глаукофан-зеленосланцевого теректинского комплекса. Более молодые цифры возраста (моложе 500 млн. лет) отвечают этапу его регрессивных метаморфических преобразований.

Третий критерий, положенный в основу выделения позднедокембрийских комплексов начальных стадий развития фанерозойских складчатых областей, — формационный. Основной объем инициального магматизма в докембрийском теректинском комплексе приходится на базанит-базальтовую формацию, характерную для эвгеосинклинальных (энсиматических) зон. Энсиматические зоны, на раннем субокеаническом этапе развития которых появляются глаукофансланцевые (зеленосланцевые высокие  $P_{общ}$ ) комплексы, проходят длительный путь закономерной эволюции, что хорошо видно на примере Теректинского горста. Инверсия тектонических движений в Горно-Алтайской складчатой области, связанная с формированием регрессивной метаморфической зональности, сопровождается переработкой позднедокембрийского глаукофансланцевого комплекса в условиях фации зеленых сланцев умеренных и низких  $P_{общ}$ . В связи с этим закономерно появление в вендское-ранне-среднекембрийское время андезит-базальтовых серий вулканитов острооводужного типа.

Следующий (каледонский) этап в пределах Теректинского горста — континентальный, орогенный, предшествующий стабилизации подвижной зоны и переходу ее в состояние молодой платформы. Характерен кислый интрузивный магматизм. В процессе эволюции эндогенных режимов в Горно-Алтайской складчатой области усиливается общая петрохимическая тенденция дебазификации ранних вулканитов базанит-базальтовой формации, приводящая в итоге к сиализации земной коры.

Таким образом, структурный, метаморфический и формационный анализы позволяют выявить эволюцию эндогенных режимов земной коры в каждом конкретном регионе и среди них установить наиболее ранние, отвечающие, в частности, начальным стадиям развития фанерозойских складчатых областей.

## Л и т е р а т у р а

Д о б р е ц о в Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, „Наука“, 1974. 427 с.

Д о б р е ц о в Н.Л., Л е п е з и н Г.Г., П у к и н с к а я О.С. Глаукофановые сланцы Алтае-Саянской складчатой области. — Докл. АН, 1972, т. 206, № 1.

Дук Г.Г. Термодинамические условия низкотемпературного минералообразования (РТ границы и субфации зеленосланцевой фации). — В кн.: Зональные и полиметаморфические комплексы. Л., „Наука“, 1982.

Дук Г.Г., Кольцова Т.В. Новые данные по изотопному K-Ar возрасту глаукофан-зеленосланцевого комплекса Теректинского горста (Г. Алтай). — Геология и геофизика, 1981, № 12.

Ф.П. Митрофанов, Н.С. Зайцев, И.К. Козаков,  
Д. Доржнамжаа, Б. Мөнхболд

## ДОКЕМБРИЙ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И ЮЖНОЙ ТУВЫ

На обширной площади данного региона различными исследователями выделяются рифейские, каледонские и герцинские складчатые структуры, входящие в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса.

По древнейшим геологическим комплексам, установленным в этих структурах, материалов и публикаций существует пока немного, хотя докембрийские образования здесь раньше выделялись. На них имеются указания в работах В.А. Обручева, С.В. Обручева, В.М. Сеницына, В.А. Кузнецова, В.А. Амантова, Н.С. Зайцева, А.Х. Иванова, Р.А. Хасина, Н.А. Маринова, А.В. Ильина, В.М. Моралева, В.А. Благоданова, В.В. Беззубцева, И.П. Палея, З.А. Журавлевой, Д. Андреаса, К. Бухерга, Ж. Бямбы, Б. Лувсанданзана, Д. Доржнамжаа и др.

Авторы статьи, работая в составе совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, в последние годы занимались изучением геологии пород докембрия Монголии (в широком аспекте). При этом они достаточно надежно доказали присутствие среди него не только пород верхнего протерозоя (рифей и венда), но и более древнего докембрия — дорифей, включая нижний протерозой и архей.

Расчленение и корреляция докембрийских метаморфических комплексов, выведенных на поверхность во всех указанных структурах, проводились авторами на основе принципов и методов, изложенных выше в статье К.О. Кратца и др. „Принципы и методы ...“ (см. настоящий сборник). Кроме того, основные результаты проделанной работы опубликованы в книге Ф.П. Митрофанова с соавторами (1981) и показаны в таблице и на рис. 1-4.

В структурах рифейд Восточного Саяна (Докембрий ..., 1964), Тувы (рис. 1, см. вкл., с. 193) и Монголии (рис. 2, вкл.) и в герцинидах Монгольского Алтая (рис. 4) древнейшими геологическими комплексами являются чарнокит-гранулитовые, все главные характеристики которых одинаковы с раннеархейскими шарьжалтайским

Возможная корреляция докембрийских образований и процессов Присаянского шита и выступов фундамента рифейд, каледонид и герцинид Восточного Саяна, Тувы и Монголии

Возраст, млн. лет	Присаянский шит (эпикарельская складчатая система)	Структуры рифейд Восточного Саяна, Тувы и Монголии	Структуры каледонид Монголии	Структуры внешней зоны герцинид Монголии
Поздний рифей-ранний кембрий	Платформенные образования	Образования внешних многоэпиклиналильных и остаточных прогибов	Эпигеосинклиналильные образования разных типов, в том числе с поясами офиолитов и сериями параллельных даек	Геосинклиналильные образования разных типов, но офиолиты в основном более поздние - среднепалеозойские
1000	Красноцветно-орогенные (ермосохинская гольца) и платформенные образования (карагасская свита и др.) со стромаголитами	<p><u>Нарынский комплекс и его процессы</u>                      Кислая группа: поздние граниты (<math>K_2O = 4.1 \div 6.1\%</math>; <math>SiO_2 = 64 \div 66\%</math>) - ранние граниты (<math>K_2O = 2.9 \div 3.5\%</math>; <math>SiO_2 = 65 \div 70\%</math>) - инициальные вулканиды)                      Базитовая группа проявлена слабо</p>	<p><u>Ульдзитгольский комплекс и его процессы</u>                      Кислый магматизм не изучался                      Базиты в дайках и редких пластах (<math>SiO_2 = 48 \div 55\%</math>; <math>MgO = 4.1 \div 5\%</math>)</p>	<p><u>Джиргалантский комплекс и его процессы</u>                      Кислый магматизм: ранние жильные аплиты                      Базиты в серии параллельных сбlijженных даек (в фундаменте) и в пластах (<math>SiO_2 = 48 \div 53\%</math>; <math>MgO = 5.6 \div 8\%</math>)</p>
		Ультраосновные породы вероятны, так как они есть в конгломератах сархойской свиты	Ультраосновные породы не проявлены	Ультраосновные породы не проявлены
		Региональный метаморфизм зеленосланцевый и эпидот-амфиболитовый раз-ных <i>p</i>	Региональный метаморфизм зеленосланцевый, эпидот-амфиболитовый	Региональный метаморфизм изменяется от зеленосланцевого (в начале) до амфиболитового повышенного <i>p</i> (в конце)

Ранний-средний рифей  
(1V + 2)

Таблица (продолжение)

Возраст, млн. лет	Присяянский щит (эпикарельская складчатая система)	Структуры рифейд Восточного Саяна, Тувы и Монголии	Структуры каледонид Монголии	Структуры внешней зоны герцинид Монголии
Ранний-средний рифей (r + 1У)		Полный нисходящий ряд структур 3 этапов; локальная дизъюнктивная переработка фундамента	Полный нисходящий ряд структур 3 этапов: складчатая и дизъюнктивная переработка фундамента проявлена в разной степени и локально	Полный нисходящий ряд структур 3 этапов: региональная складчатая переработка фундамента
		Формации (сверху вниз): терригенно-карбонатная, терригенно-вулканогенная (толщи: монгошинская, нарынская и окинская, чинчилигская)	Формации (сверху вниз): флишидно-карбонатная, песчаниковая, порфириновая, черносланцевая, песчанико-карбонатно-кварцитовая	Формации (неполный разрез): диабаз-песчано-сланцевая
		Строматолиты, онколиты, акритархи	Строматолиты, акритархи	Акритархи
1650±50	Стратиграфическое, структурное, метаморфическое несогласия			
	<u>Белореченско-саянский комплекс и его процессы</u> Кислый магматизм; вулканоплутониты ( $K_2O = 2.2 \div 5.2\%$ ; $SiO_2 = 61 \div 74\%$ ) с возрастом 1600±200 млн. лет	<u>Бальктыгхемский, дербинский комплексы и их процессы</u> Кислая группа: поздние граниты ( $K_2O = 5.1 \div 6.5\%$ ; $SiO_2 = 65 \div 74\%$ ) - ультрамегагенные мигматиты, граниты, пегматиты (2-3) ранние вулканоплутониты гранитной	<u>Бумбугерский, идэрский комплексы и их процессы</u> Кислая группа: поздние граниты ( $K_2O = 8.5\%$ ; $SiO_2 = 70\%$ ) - ультрамегагенные мигматиты, граниты, пегматиты (2) ранние вулканоплутониты гранит-базитовой (контрастной) серии ( $K_2O = 2.5 \div 3.5\%$ ; $Na_2O = 1.2 \div 4.4\%$ ; $SiO_2 = 61 \div 71\%$ ) - вулканоплутониты тоналитового состава	

Ранний протерозой (r + III)

		серии ( $K_2O = 3 \div 3.4\%$ ; $Na_2O = 4.1 \div 5.3\%$ ; $SiO_2 = 72 \div 73\%$ )	товой (контрастной) серии ( $K_2O = 2.5 \div 3.5\%$ ; $Na_2O = 1.2 \div 4.4\%$ ; $SiO_2 = 61 \div 71\%$ ) - вулканоплутониты тоналитового состава	
	Базитовый магматизм проявлен слабо	Базитовая группа проявлена слабо жилами и прослоями средних по составу пород	Базитовая группа: поздние дайки ( $SiO_2 = 45\%$ ; $MgO = 6.3 \div 7.5\%$ ) - ранние вулканы контрастной серии ( $SiO_2 = 55 \div 64\%$ ; $MgO = 3 \div 5\%$ )	
	Ультраосновные породы не установлены	Ультраосновные породы не проявлены	Ультраосновные породы не проявлены	
	Региональный метаморфизм секуще-зональный, от амфиболитового до зеленосланцевого пониженного $p$ , с возрастом до 2100 млн. лет	Региональный метаморфизм стратиформный, от амфиболитового до эпидотамфиболитового пониженного $p$	Региональный метаморфизм древнее 1900 млн. лет, гранулитовый и амфиболитовый, повышенной $p$ (эклогит-гнейсовый)	Возможен метаморфизм и ультраметаморфизм пониженного $p$
	Прерывистая складчатость с зонами расслаивания в фундаменте	Полный нисходящий ряд структур 4 этапов; глубокая переработка инфраструктуры	Полный нисходящий ряд структур 3 этапов; глубокая переработка инфраструктуры	
	Формации (сверху вниз): терригенно-вулканогенная (даддарминская), карбонатно-терригенная (урикская), терригенная (белореченская)	Формации (сверху вниз): лептинито-терригенно-карбонатная, кварцито-карбонатная (толщи в разных выступах: чаргисская, жайминская, уртагольская и бальктыгхемская, есэнбукская, дербинская, иркутная)	Троговые формации: кварцито-карбонатно-амфиболитовая, амфиболито-лептинитовая (контрастная), серых тоналитовых гнейсов (лептитов)	Равновероятно, что II часть целского мегакомплекса может коррелироваться с бумбугерским комплексом

Т а б л и ц а (продолжение)

Возраст, млн. лет	Присаянский щит (эпикаральская складчатая система)	Структуры рифейд Восточного Саяна, Тувы и Монголии	Структуры каледонид Монголии	Структуры внешней зоны герцинид Монголии
2600±100	Стратиграфическое и структурное несогласие	Стратиграфическое, структурное, метаморфическое несогласие	Структурное несогласие	
	<u>Онотский комплекс и его процессы</u> Кислая группа: поздние калиевые граниты с возрастом 2700 млн. лет-мигматит-граниты, пегматиты-ранние плагио-граниты (тоналиты)-вулканиты (лептиты)	Моренский, неройский комплексы и их процессы Кислая группа: поздние граниты ( $K_2O$ до 7%; $SiO_2 = 70\div72\%$ )-мигматиты, пегматиты, граниты (3)-ранние плагио-граниты (тоналиты)-обильные инициальные вулканиты (лептиты)	<u>Байдарагинский комплекс (в реликтах) и его процессы</u> Кислая группа: ультра-метагенные мигматиты, пегматиты (2)-обильные ранние вулcano-плутониты тоналитового состава ( $SiO_2 = 62\div68\%$ )	II часть цалского мегакомплекса и его процессы Кислая группа: ультра-метагенные мигматиты, пегматиты (2)-обильные ранние вулcano-плутониты тоналитового состава
	Базитовая группа: поздние дайки-ранние тела и вулканиты	Базитовая группа: поздние дайки-инициальные вулканиты	Базитовая группа: поздние дайки ( $SiO_2 = 48\%$ ; $MgO = 7.2\%$ )-инициальные вулканиты ( $SiO_2 = 51\div57\%$ ; $MgO = 3.2\div7.3\%$ )	Базитовая группа установлена в виде амфиболитов ( $SiO_2 = 48\div49\%$ ; $MgO = 7.7\div8.0\%$ )
	Ультраосновные породы урдаокинского комплекса	Ультраосновные породы неизвестны	Ультраосновные породы неизвестны	Ультраосновные породы не установлены
	Региональный метаморфизм амфиболитовый, повышенного P	Региональный метаморфизм амфиболитовый и гранулитовый, повышенного P (эклогит-гнейсовый)	Региональный метаморфизм гранулитовый	Региональный метаморфизм амфиболитовый, возможно, повышенного P
3000±200	Полная складчатость со значительной переработкой и ретроморфизмом инфраструктуры	Полный нисходящий ряд структур 4 этапов: глубокая переработка инфраструктуры	Реликтовые складчатые, сланцеватые и разрывные структуры не менее 2 этапов	Реликтовые складчатые, сланцеватые и разрывные структуры не менее 3 этапов
	Троговые формации: карбонатно-амфиболито-кварцито-лептитовая, амфиболито-железисто-кремнистая (толщи камчадальская и Соснового байца)	Троговые формации: карбонатно-амфиболито-терригенно-лептитовая, железисто-кремнистая, местами базальные конгломераты (толщи в разных выступах: моренская, алыджерская, хонголдояская, неройская)	Формация серых тоналитовых гнейсов (лептитов)	Формация серых тоналитовых гнейсов (лептитов) с подчиненными кварцитами и метапелитами
	Структурное и метаморфическое несогласие	Стратиграфическое, структурное, метаморфическое несогласия	Фундамент неизвестен	Структурное и метаморфическое несогласие
	<u>Шарьжалгайский комплекс и его процессы</u> Кислая группа: поздние аляскиты с возрастом 3000±200 млн. лет-чарнокит-мигматиты-эндербиты и кислые гранулиты	Бирюсинский, гарганский, эрзинский комплексы и их процессы Кислая группа: поздние аляскиты ( $K_2O = 4.7\div5.2\%$ ; $SiO_2 = 67\div71\%$ )-чарнокит-мигматиты (2)-ранние диорит-плагио-граниты (эндербиты)-инициальные вулканиты (кислые, средние гранулиты) ( $SiO_2 = 58\div68\%$ ; $MgO = 1.9\div4.4\%$ )		I часть цалского мегакомплекса (в реликтах) и его процессы Кислые породы не установлены

Т а б л и ц а (продолжение)

Возраст, млн. лет	Присяянский щит (эпикарельская складчатая система)	Структуры рифейд Восточного Саяна, Тувы и Монголии	Структуры каледонид Монголии	Структуры внешней зоны герцинид Монголии
Ранний архей (n + 1)	Базитовая группа; тела и вулканиты (основные гранулиты)	Базитовая группа; поздние дайки-инициальные вулканиты (основные гранулиты - $SiO_2 = 49 \pm 57\%$ ; $MgO = 4.5 \pm 8.6\%$ )		Метабазиты и средние породы представлены в виде двупироксеновых сланцев (гранулитов) и клинопироксеновых амфиболитов
	Ультраосновные породы отмечаются	Ультраосновные породы неизвестны		Ультраосновные породы не установлены
	Ареальный метаморфизм с возрастом $2900 \pm 350$ млн. лет, гранулитовый, умеренного р	Региональный метаморфизм древнее 3000 млн. лет, гранулитовый, умеренного р, однородный		Реликтовый метаморфизм гранулитовый, умеренного р
	Складчатые формы не менее 2 этапов (изучены слабо)	Полный нисходящий ряд структур не менее 3 этапов		В буднях гранулитов сохраняется реликтовая сланцеватость
	Метаосадочные породы: глиноземистые гранулиты, кварциты мраморы (прогесинклинальные формации)	Метаосадочные породы: глиноземистые гранулиты; кварциты, мраморы (прогесинклинальные формации)		Метаосадочные породы (в буднях): глиноземистые гнейсы, кварциты, мраморы

П р и м е ч а н и е. Коррелируемые образования и процессы выделены разрядкой.



и алданским комплексами Присаянского и Алданского щитов. Супракрустальные породы этих комплексов представлены продуктами интенсивной осадочной дифференциации (высокоглиноземистыми гранулитами—субсиаллитами, кварцитами, мраморами), а вероятные метавулканиды имеют разнообразный состав — от толеитовых базальтов через андезито—базальты и андезиты до риолито—дацитов. Эти комплексы содержат также разные чарнокитоиды, включая поздние калиевые чарнокиты и аляскиты.

В Присаянском щите, как и в других щитах мира, чарнокит—гранулиты слагают достаточно крупные самостоятельные структуры и датированы раннеархейским возрастом  $3000 \pm 200$  млн. лет. В рифеидах региона эти древние чарнокит—гранулитовые породы эрзинского комплекса имеют определения  $3100 \pm 200$  млн. лет (М.И. Волобуев и др., см. настоящий сборник) и устанавливаются в неизменном виде только в отдельных глыбах и блоках различных размеров (рис. 1 и 2), „плавающих“ и „растворяющихся“ в собственном субстрате, регроморфизованном во время наложения более поздних процессов. Этот преобразованный субстрат, представленный гнейсами и мигматитами амфиболитовой фации, существенно и структурно очень трудно отличим от более поздних, перекрывающих метаморфизованных супракрустальных пород. При этом степень измененности древнейшего субстрата увеличивается к осевой части Центрально—Азиатского складчатого пояса, и в герцинидах настоящие гранулиты алданского типа встречаются в целом мегакомплексе только в единичных реликтах в виде двупироксеновых гнейсов (рис. 4).

Сравнение среднего состава пород эрзинского комплекса по калиевости и кремнекислотности с чарнокит—гранулитовыми комплексами кристаллических щитов мира (см. рис. 4 в статье К.О. Кратца и др. „Докембрий ...“ в настоящем сборнике) показывает их в целом чуть более основной и менее калиевый состав. Правда, первое может быть вызвано тем, что при подсчете нами не были учтены кварциты. Но все же и при таком подсчете состав эрзинского чарнокит—гранулитового комплекса гораздо более кремнекислый, чем состав гранулито—базитового слоя современной континентальной коры, и приближается к составу кварцевого андезита. Необходимо еще подчеркнуть, что в эрзинском комплексе, так же как и в кристаллических щитах, установлены обильные настоящие кислые (67—71%) существенно калиевые (4.7—5.2%) гранитоиды чарнокит—аляскитового типа. Это тоже подчеркивает достаточную сиаличность и зрелость раннеархейской прогеосинклинальной (догеосинклинальной) земной коры региона.

В каледонских структурах центральной и западной Монголии в дорифейском разрезе комплексы, аналогичные эрзинскому, пока не установлены, хотя наличие их здесь на глубине не может отрицаться хотя бы потому, что в ксенолитах кайнозойских вулканитов гранулиты обильны (Кепежинскас и др., 1976). На поверхности

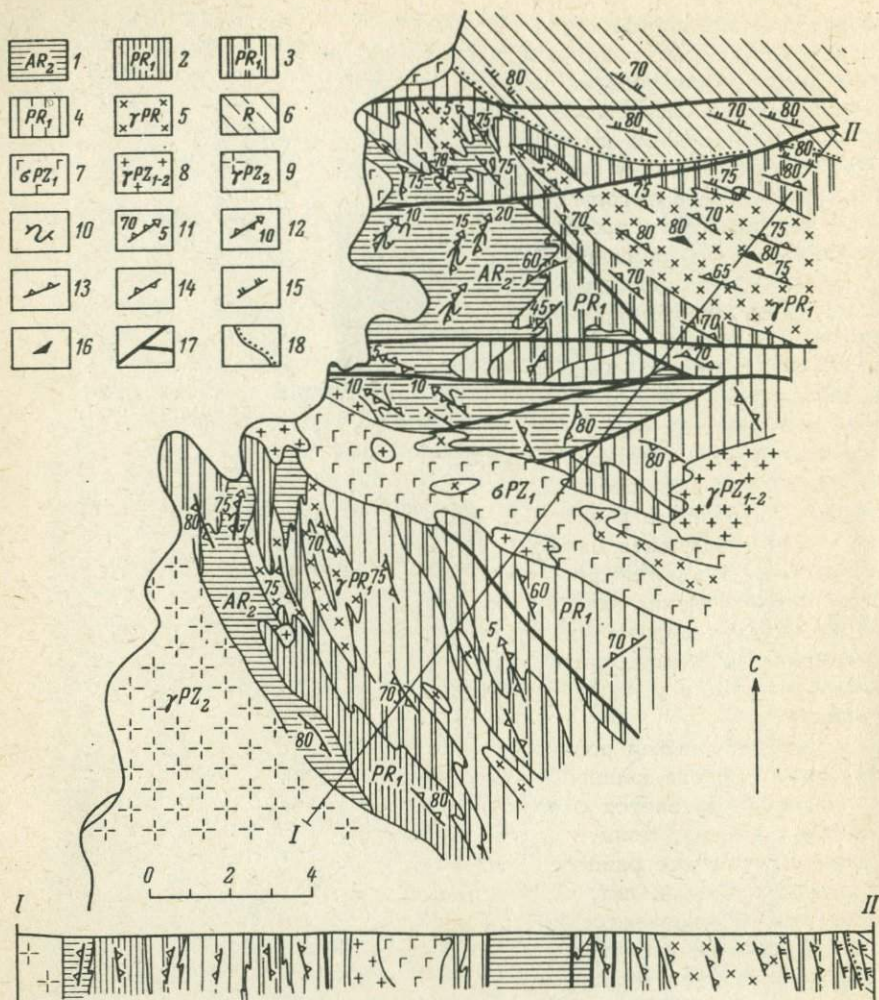


Рис. 3. Схематическая структурно-геологическая карта левобережья р. Байдарагин.

1 - байдарагинский комплекс (мигматизированные серые гнейсы); 2-5 - бумбугерский комплекс (2 - толща мраморов, амфиболитов, гнейсов и кварцитов, 3 - контрастная толща - амфиболиты и лейкократовые гнейсы, 4 - однородная толща - лейкократовые плагиогнейсы, и гранито-гнейсы, 5 - рассланцованные раннескладчатые гранитоиды III  $\gamma_1$ ); 6 - ульдзитгольский комплекс; 7 - диориты, габброиды; 8 - мелкозернистые красные плагиомикроклиновые граниты; 9 - крупнозернистые красные массивные граносиениты; 10 - реликты мигматитовой полосчатости II  $m_n$  и сланцеватости II  $S_n$ ; 11-12 - осевые поверхности и шарниры складок

в основании дорифейского разреза здесь выделяется байдарагинский комплекс серых тоналитовых гнейсов (рис. 3), исключительно характерный для позднеархейских гранитно-вулканогенных (троговых) структур кристаллических щитов. Сходные, но по ряду признаков не тождественные им комплексы в рифедах и в герцинидах составляют вторые снизу структурно-метаморфические комплексы лептит-амфиболит-кварцитового состава.

Породы этого уровня „ $\Pi + \Pi'$ “ — гнейсы и мигматиты различного состава, разнообразные амфиболиты, кварциты, в том числе железистые, подчиненные карбонаты и иногда конгломераты — в различных сочетаниях составляют латерально изменчивые формации троговых структур (внутриконтинентальных рифтов малой степени раскрытия). „Серые гнейсы“ и мигматиты в них часто имеют первичную магματοгенную природу и варьируют по химизму от андезито-дацитов через дациты до натриевых риолитов. До метаморфизма и мигматизации это были интрузивные тоналиты и вулканы. Амфиболиты среди них отвечают по составу андезито-базальтам и андезитам известково-щелочной и толеитовой серий.

Для фундамента складчатых областей фанерозоя Европы и Средней Азии Н.И. Московченко показано, что для таких, вторых снизу докембрийских комплексов наиболее характерен эклогит-гнейсовый метаморфизм (см. статью Н.И. Московченко в настоящем сборнике). Именно такой метаморфизм повышенных давлений устанавливается и у нас в большинстве комплексов  $\Pi$  цикла (см. таблицу).

Самая большая разница в составе комплексов и в режимах раннего докембрия карелид, рифейд и каледонид юга Сибири и Монголии устанавливается с уровня „ $\Pi + \Pi'$ “, с раннего протерозоя (см. таблицу). Если в структурах будущего Присаянского щита выделяются уже раннеорогенные формации с возрастом более 2100–1600±200 млн. лет, то в структурах складчатого обрамления в это время намечается парный мобильный пояс с внешней зоной будущих рифейд и внутренней зоной будущих каледонид. В рифедах предрифейские супракрустальные породы балыктыгхемского и дербинского комплексов представлены карбонатно-кварцитовыми и подчиненными лептинитовыми и терригенными образованиями, метаморфизованными в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях пониженного давления. В каледонидах среди предрифейских пород бумбу-

---

$\Pi F_2$  (в выходах байдарагинского комплекса, возможно, интерференционные складки  $\Pi F_{\Pi} + \Pi F_{\Pi}$  ( $\Pi$  — наклонные ОП, 12 — вертикальные ОП); 13–14 — сланцеватость  $\Pi S_2$  (13 — наклонная, 14 — вертикальная); 15 — сланцеватость и зоны бластомилонитизации  $1YS_2$ ; 16 — трахитоидность; 17 — разлом; 18 — линия контакта пород ульдзитгольского комплекса с кристаллическим основанием.

гэрского комплекса преобладают серые тоналитовые гнейсы и амфиболито-лепгиниты при подчиненной роли карбонатов и кварцитов. Региональный метаморфизм этих образований происходил ранее 1900 млн. лет и был эклогито-гнейсовым повышенного давления. Глубинность эндогенных процессов здесь выражается не только в метаморфизме, но и в магматизме, гранитоиды которого содержат пироповый гранат и раскристаллизованные расплавные включения с субликвидусными температурами, превышающими 1000°C. Эта предрифейская исключительная эндогенная активность зон будущих каледонид (Баян-Хангорской, Дариби) наследовалась в верхнем рифее-венде-раннем кембрии, когда в этих зонах формировались офиолиты.

В целом же ни в архее, ни в раннем протерозое в структурах рифеид и каледонид региона обильной подачи в кору глубинного вещества мантии, видимо, не происходило. Здесь нет раннедокембрийских ультраосновных пород, базитов немного, в сиалических комплексах важной составной частью являются начальные и ранние андезит-дацитовые и плагиогранитоидные магматогенные формации, разнообразные ультраметагенные мигматитовые ассоциации и поздние существенно калиевые гранитоиды. Вся группа кислых пород раннего протерозоя региона (см. таблицу) характеризуется повышенной калиевостью, меняющейся от содержания  $K_2O = 2.5-3.5\%$  в ранних вулканитах и гранитоидах до величины  $K_2O = 5.1-6.5-8.5\%$  в поздних гранитах. Это позволяет считать структуры раннего протерозоя региона энсиалическими, сходными с краевыми структурами Сибирского протоконтинента олондинско-удоканского временного уровня с их сложно сопряженными супракусталльными формациями протоплатформенного чехла, протоорогенных поднятий и рифтогенных (троговых) структур (Лейтес, Федоровский, 1978). Отметим только то обстоятельство, что такие рифтогенные структуры в фундаменте Сибирской платформы нередко содержат тела дорифейских ультрабазитов, которые в нашем регионе пока достоверно не установлены. Если их здесь действительно не было, то рифтогенные структуры региона надо считать малоглубинными, не обеспечившими обмен вещества между глубинной мантией и корой того времени.

На общей диаграмме (см. рис. 4 в статье К.О. Кратца и др. „Докембрий ...“ в настоящем сборнике) средний вычисленный химический состав всех дорифейских комплексов региона близок среднему составу Алданского и Канадского щитов и фундамента Восточно-Европейской платформы и только в малом отличается от рассчитанного состава современного гранито-гнейсового слоя континентальной земной коры. С учетом всего изложенного выше поэтому можно полагать, что к рифейскому времени на всей территории региона зрелая континентальная кора уже существовала.

Важной переломной границей в геологическом развитии региона была граница нижнего и верхнего протерозоя (рифей). В основании

рифее во всех структурах устанавливается разрыв. Нижне-среднерифейские толщи очень не выдержаны по составу и по их преобразованиям, отмечают собой наличие разнообразных структурно-фациальных зон (см. таблицу), обладающих чертами, промежуточными между характеристиками протогеосинклиналией (Шуркин, Митрофанов, 1968) и собственно геосинклиналией. Метаморфизм этих пород редко достигал стадии ультраметаморфизма, обычно он зеленосланцевый, регионально не выдержанный ни в супракрустальных образованиях этого возраста, ни в инфраструктуре. В отличие от всех дорифейских деформаций изоклиналиная складчатость рифее проявлялась в фундаменте локально, нередко только зонами рассланцевания, катаклаза и разрывов. В ранне-среднерифейский (исседонский) этап развития региона в дорифейских образованиях каледонских и герцинических структур устанавливаются и региональные зоны деструкции коры, выполненные раннерифейскими дайками базитов, имеющими на юге региона (район Цэл-сомона) вид серии сильно сближенных параллельных даек (Митрофанов и др., 1981, а также рис. 4, см. вкл., с. 81). Эта дайковая серия похожа на пластинчатый дайковый комплекс, характерный для офиолитовых ассоциаций, но отличается тем, что дайки в ней всегда разделены гнейсо-мигматитовыми перегородками.

В Монголии настоящие офиолитовые комплексы принадлежат трем возрастным уровням: позднему рифее-венду-раннему кембрию, ордовику-силуру, раннему карбону (Зоненшайн, Томуртоого, 1979). Типичный хантайширский офиолитовый комплекс ранних каледонид состоит из тел серпентинитов, пироксенитов, габбро, серии субпараллельных сближенных даек диабазов, толщи подушечных снититов и диабазов, кремнистых сланцев и верхних глинистых сланцев, граувакк, гравелитов с горизонтами рифовых арчеоциатовых известняков. Такие породы не встречаются в дорифее и в ранне-среднем рифее Монголии, а геология и состав базитов позднерифейско-вендского (хантайширского) и раннерифейского (гашуннурского) комплексов субпараллельных сближенных даек существенно различаются.

По многим данным (Зоненшайн, Томуртоого, 1979), океанические рифгинговые диабазы даек хр. Хан-Тайшир при среднем содержании  $SiO_2 = 55 \div 56\%$  включают, %:  $TiO_2 = 0.14 \div 0.17$ ,  $Al_2O_3 = 13 \div 14$ , сумму железа 7-8,  $MgO = 9 \div 10$ ,  $CaO = 7 \div 9.5$ ,  $Na_2O = 3 \div 3.3$ ,  $K_2O = 0.10 \div 0.27\%$  и относятся к низкокалиевым и низкотитанистым кварцевым толеитам. На диаграмме А.Н. Неелова (1980) эти породы попадают ниже границы поля вулканитов андезит-базальтового состава, что показывает их низкую глиноземистость.

Интраконтинентальные метабазиты раннерифейского гашуннурского комплекса (Митрофанов и др., 1981), расположенные в виде серии даек среди гнейсов, даже при более низком среднем содержании  $SiO_2 = 49\%$  имеют гораздо больше, %:  $TiO_2 = 1 \div 2$ ,  $Al_2O_3 = 14 \div 17.5$ , сумму железа 9-13,  $CaO = 10 \div 12$ ,  $K_2O = 0.25 \div$

$\pm 0.40$  до  $1 \div 1.5$  и меньше,  $MgO = 6 \div 8$  и  $N_{CaO} = 1 \div 2$ , редко до 3. На диаграмме А.Н. Неелова (1980) часть этих пород близка к траппам платформ, другие же, наиболее калиевые и низкокальциевые, похожи по составу на щелочные базаниты типа тешенитов и тефритов континентальных рифтов.

Все изложенное показывает, что сиалический тип развития был характерен почти для всей докембрийской истории региона, включая и ее древнейший, архейский этап. Дорифейские сиалические образования характеризовались многократными полными структурными и вещественными преобразованиями суперструктуры и инфраструктуры. Эти преобразования имели коровый характер как в проявлениях процессов глубинной складчатости, метаморфизма и ультраметаморфизма, так и в обильных поступлениях преобладающего среднего-кислого магматогенного материала. Даже в рифтогенных структурах с их эклогит-гнейсовым метаморфизмом основного (мантийного) материала было немного, а ультраосновной плутонизм, по мнению Ф.П. Митрофанова, возможно, даже и не проявлялся. Эта затрудненность обмена веществом между корой и мантией того времени, возможно, объясняется исключительно высокой пластичностью разогретой сиалической палеолитосферы, геологически выраженной в глубинном складчато-метаморфическом преобразовании раннедокембрийских инфраструктур. Эта разогретость и пластичность, видимо, затрудняли образование глубоких и обширных деструкционных зон в палеолитосфере.

Охлаждение палеолитосферы и увеличение ее жесткости („ригидности“) в разных структурах земной коры происходило, вероятно, в различное время. В Присаянском щите на севере описываемого региона, так же как и в большей части структур других древних платформ, это могло произойти уже в позднем архее-раннем протерозое. В рифеидах Восточного Саяна, Тувы и севера Монголии, может быть, это было в конце дорифея или в начале рифея: во всяком случае, допозднерифейские ультрабазиты там известны (см. таблицу). Собственно же геосинклиальный процесс в современном его понимании (А.В. Пейве и др.) во всем Центральном-Азиатском складчатом поясе проявился по-настоящему только с позднего рифея-венда и продолжался в палеозое; в это время на площади одной лишь Монголии было сформировано не менее 13 каледонских и герцинских гипербазитовых поясов (Пинус и др., 1979). Для этого процесса характерным было глубокое разрушение сплошности (раздвижение) более древнего сиала, обильная подача вверх мантийного материала, активное взаимодействие мантийного и корового вещества.

В этой связи нужно еще раз отметить, что фактический материал по докембрию и палеозою Монголии показывает наследование каледонскими эвгеосинклиальными зонами структур, наиболее термодинамически активных и в раннем докембрии.

Докембрий Восточного Саяна. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 18. 328 с.

Зоненшайн Л.П., Томуртог оо О. Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории МНР рабочих групп 2.1 и 2.2 летом 1979 г. Улан-Батор, 1979. 46 с.

Кепежинская В.В., Зайцев Н.С., Лучицкий И.В. Основание континентальной коры по гранулитовым ксенолитам. — ДАН СССР, 1976, т. 229, № 2.

Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., 1978, с. 109-163.

Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л., 1981.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., 1980.

Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Баярхуу Ж. Альпинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М., 1979, с. 145-155.

Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия (на примере докембрия Северо-Запада СССР и Восточной Сибири). — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1968, с. 47-64.

М.И. Волобуев,

С.И. Зыков, Н.И. Ступникова

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ САНГИЛЕНА

До настоящего времени геохронология Тувинского нагорья Сангилен остается практически белым пятном. Частично этот пробел восполняется в данной статье, однако объем ее не позволяет сделать это в полной мере. В частности, мы вынуждены полностью исключить из рассмотрения многочисленные определения возраста, полученные нами для пород Сангилена  $K - Ar$  методом, и сконцентрировать внимание лишь на изложении итоговых результатов возрастных исследований, полученных  $U - Th - Pb$  методом и с помощью  $^{207}Pb / ^{204}Pb - ^{206}Pb / ^{204}Pb$  изохрон.

Наиболее древние образования Сангилена обнажаются в его западной части, в бассейнах нижних течений рек Нарын и Эрзин, где они впервые были выделены под названием эрзинского комплекса гранулитов и чарнокитов (Митрофанов и др., 1978). В строении серии принимают участие метаморфические породы, сформированные в основном за счет двух типов исходных пород — глиноземистых,

бедных кальцием, и основных, богатых кальцием. За счет первых образовались биотит-гранатовые, биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы, нередко со шпинелью и силлиманитом, а также биотит-гиперстеновые, биотит-гиперстен-гранатовые плагиогнейсы. Продуктами метаморфизма основных, богатых кальцием пород явились двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты. В небольшом количестве присутствуют карбонатные породы — различные мраморы и кальцифиры, образующие мало мощные прослои в метаморфической толще. Изучение термодинамического режима образования метаморфических толщ показало, что формирование их происходило в условиях гранулитовой фации. С гранулитами эрзинского комплекса тесно ассоциируют тела чарнокитов и эндербитов. Радиологический возраст гранулитового комплекса установлен нами  $U - Th - Pb$  методом по цирконам, выделенным из гнейсов и чарнокитов, в  $3100 \pm 200$  млн. лет (см. таблицу, обр. 45/75 — 14/73). Такой же возраст (3100 млн. лет) имеет циркон, выделенный из валунов базального горизонта вышележащей моренской серии (обр. 1/75). Свинцово-свинцовая изохрона, рассчитанная для рассматриваемых образований, определяется уравнением  $y = (0,240 \pm 0,028) x + 11,58$  и подтверждает архейский возраст гранулитового комплекса в  $3100^{+150}_{-280}$  млн.

лет. Присутствие архейских образований предполагается также и в составе комплекса основания Центрального Сангиленна, на что указывает свинцово-изохронный возраст сиалического источника вещества рудопроявлений Кара-Адырского участка, установленный нами в  $3300^{+160}_{-170}$  млн. лет.

Вышележащая моренская серия характеризуется метаморфизмом, который осуществлялся в достаточно широком интервале температур и давлений амфиболитовой фации. Преобладающими породами моренского комплекса являются глиноземистые, бедные кальцием гнейсы и кристаллические сланцы, подчиненное значение имеют основные, богатые кальцием амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Весьма характерным компонентом верхней части разреза являются железистые кварциты. Начало формирования серии не может быть древнее 3100 млн. лет, поскольку в составе ее базальных конгломератов присутствуют валуны указанного возраста. Верхний возрастной предел ее определяется по рвущим гранитоидам в  $1800-2000$  млн. лет (таблица, обр. 37/78—17/78). Свинцово-свинцовая изохрона, построенная для этих гранитоидов, аппроксимируется уравнением  $y = (0,1098 \pm 0,0043) x + 13,476$ , определяющим их возраст в  $1800 \pm 70$  млн. лет. В целом полученные данные соответствуют представлениям о раннепротерозойском возрасте моренской серии.

Возрастные рамки вышележащей сангиленской серии, представленной балыктыгхемской карбонатной и чартисской карбонатно-терригенной свитами, определяются датами  $1800 \pm 70$  и  $1010 \pm 10$  млн.



Принятый U - Th - Pb и  $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$  -  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$   
 изохронный возраст горных пород Сангилене, млн. лет

Номер пробы	Минерал, порода, адрес	Принятый возраст	Изохронный возраст
1/75	Циркон из валунов, р. Эрзин, в 15 км от устья	3100	3100 <sup>+150</sup> <sub>-230</sub>
45/75	Циркон из чарнокитов, среднее течение р. Тарлашкин	3100	
1172	Циркон из гнейсов, верховье р. Морен	3100	
14/73	То же	3150	
37/78	Монацит из гранитов Тесхемского массива	1870	1800 <sup>+70</sup>
37/78	Циркон оттуда же	2100	
62/71	Циркон из гранитов перевала Цагир	1650	
42/78	Циркон из гранитов, левый берег р. Эрзин	1880	
36/73	Монацит из мигматитов, устье р. Нарын	1970	
36/73	Циркон оттуда же	1710	
47/71	Циркон из гранитов, правый склон долины р. Эрзин	1960	
19/75	Монацит оттуда же	1800	
17/78	Циркон из гранитов Эрзинского массива	1870	
103/71	Ортит из гранодиорита Нарынского массива	1230	1010 <sup>+10</sup>
99-1	Ортит из пегматита оттуда же	1010	
99-2	То же	900	
17/73	Монацит из гнейсо-гранита, среднее течение р. Морен	1010	
17/73	Алагит оттуда же	1000	
33/73	Циркон из пегматита, руч. Орто-Чжаргаланты	900	
37/72	Ортит из гранитов, правый склон долины р. Нарын	810	830 <sup>+20</sup>
6953	Циркон из пегматита Хоромнутского массива	830	
8/71	Циркон из гнейсо-гранита Орто-Адырского массива	815	
34/72	Ортит из пегматитов, стрелка Нарын-Эрзин	795	740 <sup>+35</sup>
100/72	То же	710	

Т а б л и ц а (продолжение)

Номер пробы	Минерал, порода, адрес	Принятый возраст	Изохронный возраст
35/72	Ортит из пегматитов, стрелка Нарын-Эрзин	760	740 $\pm$ 35
3/69	То же	740	
22/75	Монацит из гранитов горы Бумвагэ	630	630 $\pm$ 20
22/75	Циркон оттуда же	630	
1/78	Монацит из гранита, р. Улуг-Чингилик	630	
1А/78	То же	640	
32/73	Монацит из гранитизированных гнейсов, р. Хунди	645	
6940	Циркон из пегматита, руч. Орго-Чжаргаланты	590	

Примечание. В расчетах возраста использованы следующие константы:  $\lambda_U^{238} = 1.55125 \cdot 10^{-10}$  лет $^{-1}$ ,  $\lambda_U^{235} = 9.8485 \cdot 10^{-10}$  лет $^{-1}$ ,  $\lambda_{Th}^{232} = 4.9475 \cdot 10^{-11}$  лет $^{-1}$  и  $^{238}U/^{235}U = 137.88$

лет. Первая цифра соответствует возрасту подстилающих пород, вторая — возрасту наиболее древних гранитоидов, рвущих чаргисскую свиту (обр. 103/71—33/73). Эти рамки могут быть сужены, если обратиться к корреляции данных отложений с дербинской серией Восточного Саяна, занимающей такое же положение в стратиграфическом разрезе докембрия района, как сангиленская серия в Туве, и сходной с ней в формационном отношении. Для мраморов альгджерской свиты дербинской серии нами установлен возраст 1570 $^{+210}_{-240}$  млн. лет, а для мраморов собственно дербинской свиты 1050 $\pm$ 50 млн. лет (Волобуев и др., 1980), что позволило пересмотреть традиционно приписываемый серии среднепротерозойский возраст и считать ее рифейской. Вероятно, такой же по возрасту является и сангиленская серия Юго-Восточной Тувы.

Нарынская свита, венчающая разрез докембрия Сангилена, по содержащемуся в ней комплексу микрофитолитов считается вендской.

Позднедокембрийская эпоха ознаменовалась на Сангилене четырехкратным проявлением гранитоидного магматизма. Наиболее ранние гранитоиды, о которых уже говорилось, внедрились в конце гренвилльской, тектонической эпохи — 1010 $\pm$ 10 млн. лет, остальные —

в разные этапы байкальской эпохи:  $830 \pm 20$  (обр. 37/72-8/71),  $740 \pm 35$  (обр. 34/72-3/69) и  $630 \pm 20$  млн. лет назад (обр. 22/75-6940).

Учитывая, что Сангилен является составной частью более крупной структуры - Тувино-Монгольского массива, изложенные данные позволяют лучше оценить важную роль докембрийской сиалической коры в структуре каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом.

### Л и т е р а т у р а

Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы. - В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. М., "Наука", 1980.

Миগ্রофанов Ф.П., Козаков И.К. Сангиленский массив. - В кн.: Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск, "Наука", 1978.

Р.И. Милькевич

### ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ В МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Монголо-Охотская складчатая область является ярким примером циклично-направленного развития, что выражается не только в определенной последовательности структурно-вещественных комплексов, но и в эволюции процессов метаморфизма.

В пределах Монголо-Охотской складчатой области выделяются следующие структурно-вещественные комплексы (Неелов, Милькевич, 1974, 1979; Глебовицкий и др., 1978):

- 1) комплексы основания, включающие предположительно архейские (становой) и раннепротерозойские (ундинский) образования;
- 2) позднепротерозойские и, возможно, раннепалеозойские ортогеосинклинальные толщи, слагающие эвгеосинклинальную (Агинско-Борщовочную) и миогеосинклинальную (Приаргунскую) структурно-формационные зоны;
- 3) средне- и позднепалеозойские существенно терригенные и терригенно-карбонатные толщи остаточных парагеосинклинальных прогибов;
- 4) раннемезозойские (позднетриасовые-среднеюрские) существенно терригенные толщи наложенных парагеосинклинальных прогибов;
- 5) орогенные средне-позднеюрские и раннемеловые образования.

Перечисленные структурно-вещественные комплексы по существу, отражают выделенные М.В. Муратовым (1963) и В.Е. Хаиньым (1973) основные периоды развития континентальной коры в геосинклинальных поясах неогей.

Каждому этапу развития соответствует специфический по  $P$  -  $T$  - условиям метаморфизм, который образует направленный ряд с тенденцией понижения температуры и давления (см. таблицу).

Для станового комплекса ( $AR_2$ ?) характерен глубокий метаморфизм амфиболитовой, местами до гранулитовой фации с широким проявлением процессов ультраметаморфизма ( $T = 600 \div 750^\circ C$ ,  $P = 6.0 \div 7.5$  кбар). Ундинский комплекс ( $PR_1$ ?) однородно метаморфизован в условиях амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии ( $T = 580 \div 600^\circ C$ ,  $p = 5.5 \div 6.5$  кбар). Для рифейского времени наблюдается дифференциация условий метаморфизма: агинский эвгеосинклинальный комплекс испытал однородный глаукофанзеленосланцевый метаморфизм ( $T = 350 \div 400^\circ C$ ,  $P = 4 \div 6$  кбар), приаргунский миогеосинклинальный комплекс метаморфизован в малоглубинных условиях зонально от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (в высокотемпературной части  $T = 500 \div 600^\circ C$ ,  $p = 3.5 \div 4.0$  кбар). Палеозойские толщи практически не метаморфизованы, однако в среднепалеозойских вулканогенно-кремнисто-терригенных формациях метаморфизм достигает мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. И в мезозойский (послесреднеюрский) этап активизации локально вдоль крупных разломов проявился малоглубинный зональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации ( $T = 400 \div 600^\circ C$ ,  $p = 2.5 \div 3.5$  кбар).

Переходя к принципам выделения докембрия в Монголо-Охотской складчатой области, следует сразу заметить, что изотопные датировки здесь омоложены и для определения абсолютного возраста ничего не дают. Такой критерий, как просто степень метаморфизма, здесь также не годится, так как мы имеем этап мезозойского метаморфизма, достигающего высоких ступеней амфиболитовой фации. Поэтому при выделении и расчленении докембрия применялась комплексная методика, основанная на изучении вещественного состава, структурных соотношений и последовательности и типов метаморфизма.

Реперным уровнем выделения докембрия в Монголо-Охотской складчатой области является поздний протерозой, где сохранились определяемые растительные остатки, и эти отложения по онколитам, катаграфиям и строматолитам относятся к среднему-верхнему рифею (Ефимов, 1974). Для этого периода на том основании, что одинаковые формы характеризуют формационно разные отложения, были выделены эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная зоны.

Верхняя граница рифейских отложений надежно не устанавливается. Наблюдаемые контакты с достоверно датированными палеозойскими отложениями тектонические.

Более древние, чем рифейские, докембрийские комплексы выделяются на основании структурных соотношений и последовательности

Главные этапы регионального метаморфизма

Этапы метаморфизма	Фашиа, субфашиа, фашиальная серия	P - T - условия (по петрогенетической решетке В.А. Глебовицкого, 1976 г.)	Комплексы пород
MZ	Зональный метаморфизм от зеленосланцевой (мусковит-хлоритовая субфашиа) до амфиболитовой фашии. Андалузит-силлиманитовая фашиальная серия	400-600°C, 2,5-3,5 кбар	Метаморфизм проявлен локально вдоль крупных разломов, накладывается на фаунистически охарактеризованные толщи верхнего триаса, нижней юры и более древние комплексы
PZ	Зеленосланцевая фашиа (мусковит-хлоритовая субфашиа) и неметаморфизованные отложения		Среднепалеозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные комплексы (усть-борзинская, уртуйская и другие свиты)
PR <sub>2</sub> ?	Зональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фашии. Андалузит-силлиманитовая фашиальная серия  Однородный метаморфизм зеленосланцевой фашии (мусковит-хлоритовая субфашиа). Кианит-силлиманитовая фашиальная серия (?)	500-600°C, 3,5-4,0 кбар (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фашии)  350-400°C, 4-6 кбар	Приаргунский терригенно-карбонатный комплекс многоэосинклинального типа (урулонгуевская, нортуйская, сыр-кинская, уровская, се-ребрянская свиты) Агинский вулканогенно-осадочный комплекс эвгеосинклинального типа (кулиндинская, оновская, урульгинская свиты)
PR <sub>1</sub> ?	Однородный метаморфизм амфиболитовой фашии (ставролит-биотит-кианит-мусковитовая субфашиа). Кианит-силлиманитовая фашиальная серия	580-660°C, 5,5-6,5 кбар	Удинский вулканогенно-осадочный комплекс (биотит-амфиболовые, биотит-эпидотовые кристаллические сланцы и амфиболиты, двуслодные гнейсы и кварциты с гранатом, кианитом, ставролитом)
AR <sub>2</sub> ?	Глубокий метаморфизм амфиболитовой фашии, местами до гранулитовой с широким проявлением процессов ультраметаморфизма; региональный диафторез низкотемпературной амфиболитовой фашии	600-750°C, 6,5-7,5 кбар	Становой комплекс (мигматизированные, гранитизированные гнейсы и гранито-гнейсы с пачками карбонатных пород, кварцитов, биотит-амфиболовых гнейсов и сланце.)

процессов метаморфизма. Достаточно надежно устанавливается относительный их возраст, в то время как абсолютный возраст может быть принят лишь условно.

Ундинский ( $PR_1$ ?) комплекс, представленный кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами, регионально метаморфизован в условиях амфиболитовой фации и испытал наложенный зеленосланцевый метаморфизм, изофациальный с региональным метаморфизмом рифейского агинского комплекса. Кроме того, в междуречье Унды и Шилки есть наблюдения, что структуры агинского комплекса занимают секущее положение по отношению к структуре ундинского комплекса, а в бассейне р. Урульги наблюдалось непосредственное пологое налегание зеленых сланцев агинского комплекса на сложно дислоцированные амфиболиты ундинского комплекса (Милькевич, 1970).

Древнейший комплекс основания Монголо-Охотской складчатой области, который параллелизуется со становым, отличается еще более глубоким метаморфизмом амфиболитовой фации местами до гранулитовой и испытывает региональный диафторез в условиях низкотемпературной субфации амфиболитовой фации одновременно с прогрессивным метаморфизмом ундинского комплекса.

В зонах проявления мезозойского метаморфизма задача выделения докембрия еще более осложняется. Рассмотрим это на примере Пришилкинской зоны. Мезозойский возраст метаморфизма хорошо доказывается на Усть-Ононском участке, где изучена метаморфическая зональность, накладывающаяся как на древние комплексы, так и на фаунистически охарактеризованные отложения карбона и триаса. Здесь же определены  $P - T$  - параметры метаморфизма и показано, что это малоглубинный зональный метаморфизм с температурами, достигающими  $600^{\circ}C$  (Милькевич и др., 1975). Восточнее в этой же зоне на левобережье р. Шилки выделяется джерольская свита амфиболитов, эпидотовых амфиболитов с пачками кварцитов и глиноземистых сланцев с кордиеритом и андалузитом, испытавшая метаморфизм эпидот-амфиболитовой - низкотемпературной амфиболитовой фации. Одни исследователи (Мисник, 1964; Шенфиль, Чацкис, 1963) на основании сходства состава сопоставляют ее с кулиндинской и ононской свитами (рифейский агинский комплекс), другие - на основании более глубокого метаморфизма амфиболитовой фации склонны относить ее к более древнему комплексу, аналогу ундинского (Ефимов, Тегяева, 1968).

По нашим данным (Неелов, Милькевич, 1979), формационно и петрохимически эта толща аналогична агинскому комплексу рифея. Для нее характерен метаморфизм низких давлений, сходный по типу только с мезозойским метаморфизмом, в то время как метаморфизм раннепротерозойского (?) ундинского комплекса отвечает кианит-силлиманитовой фациальной серии и является более глубинным по давлению. Таким образом, мы считаем, что больше оснований относить джерольскую свиту к рифею, а повышенный метаморфизм ее связывать с мезозойским этапом.

В заключение следует подчеркнуть, что в эволюции Монголо-Охотской складчатой области проявляется не столько циклический, сколько направленный характер развития. Это выражается и в смене формаций, и в эволюции типов метаморфизма. На более ранних этапах развиты вулканогенно-осадочные формации, которые сменяются терригенными и терригенно-карбонатными и далее континентальными угленосными и наземно порфиоровыми. Типы метаморфизма также не повторяются в истории развития данной складчатой области, при этом более древним комплексам соответствует более глубокий тип метаморфизма по давлению. Такая неповторяемость во времени типов метаморфизма и формаций в совокупности с другими признаками (биостратиграфическими, структурными и т.д.) помогает выделению и расчленению докембрия.

### Л и т е р а т у р а

Г л е б о в и ц к и й В.А., М и л ь к е в и ч Р.И., С а в е л ь е в а Т.Е. Эволюция метаморфических процессов в Забайкальской части Монголо-Охотской складчатой области. — В кн.: Цикличность и направленность метаморфических процессов. Л., 1978.

Е ф и м о в А.Н. Докембрий и палеозой юга Забайкалья. Автореф. канд. дис. Л., 1974. 26 с.

Е ф и м о в А.Н., Т е т ь я е в а Т.М. Древнейшие образования прибрежной полосы р. Шилки Восточного Забайкалья. — Геология и геофизика, 1968, № 4, с. 82–90.

М и л ь к е в и ч Р.И. Метаморфические комплексы западной части Борщовочного хребта (Восточное Забайкалье). — Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970. 21 с.

М и л ь к е в и ч Р.И., Г л е б о в и ц к и й В.А., М и л л е р Ю.В. Метаморфизм и структурная эволюция усть-ононских термальных куполов (Восточное Забайкалье). — Геология и геофизика, 1975, № 4, с. 15–27.

М и с н и к Ю.Ф. Геологическое строение и основные черты металлогении Шилкинского рудного района. — Автореф. канд. дис. Львов, 1964.

М у р а т о в М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 6, с. 7–21.

Н е е л о в А.Н., М и л ь к е в и ч Р.И. Складчатые системы и разделяющие их массивы Монголо-Охотского пояса варисцид. — В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., 1974, с. 294–303.

Н е е л о в А.Н., М и л ь к е в и ч Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Л., 1979. 312 с.

Х а н и В.Е. Общая геотектоника, М., 1973. 512 с.

Ш е н ф и л ь В.Ю., Ч а ц к и с И.Д. К вопросу о Монголо-Охотском глубинном разломе. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. 2, Л., 1963, с. 48–50.

Предисловие .....	3
-------------------	---

### Р а з д е л I

К р а т ц К.О., М и т р о ф а н о в Ф.П., М о с к о в - ч е н к о Н.И., К о з а к о в И.К. Принципы и методы расчленения кристаллических образований в фанерозойских складчатых областях .....	6
Д о б р е ц о в Н.Л. Особенности метаморфизма и метаморфи- ческие критерии выделения докембрия в фанерозойских склад- чатых поясах .....	20
Г и л я р о в а М.А. Сравнительный анализ докембрийского до- кембрия складчатых областей и фундамента древних платформ ...	26
К о з л о в М.Т. Вещественный состав земной коры и некото- рые вопросы ее глубинного строения .....	29
К у ш е в В.Г. Принципы выделения и вопросы происхождения до- кембрия фундамента и глыб фанерозойских складчатых поясов ...	32
Р о з е н О.М. Офиолиты или граниты являются основанием до- кембрия фанерозойских складчатых зон? (Некоторые граничные условия) .....	35
Б е к к е р Ю.Р. Альпидные молассы в связи с проблемой древнейших орогенезов фанерозойских складчатых систем .....	37
К р а т ц К.О., М и т р о ф а н о в Ф.П., Х и л ь т о в а В.Я., З а п о л ь н о в А.К., П л а т у н о в а А.П. Докембрий и фанерозойские складчатые пояса .....	45

### Р а з д е л II

М о с к о в ч е н к о Н.И. Об эволюции кристаллического осно- вания Центрально-Европейского пояса герцинид .....	53
З а р и д з е Г.М. О докембрийских образованиях в составе кристаллического субстрата Кавказа .....	58
Р у д а к о в С.Г. О присутствии протерозойских образований в метаморфических комплексах Мармарошского массива Восточ- ных Карпат .....	69
Б е к к е р Ю.Р., К е л л е р Б.М. Критерии выделения до- кембрия в фанерозойских складчатых поясах (на примере Урала) .....	72
И в а н о в С.Н., К р а с н о б а е в А.А., Р у с и н А.И. Докембрий Урала .....	81
И в а н о в С.Н. Докембрийская предистория палеозойских геосинклиналей .....	94



П арначев В.П. О формационной принадлежности вулканогенно-осадочных комплексов рифея Башкирского мегантиклинория .....	96
А ксенов Е.М., Солонцов Л.Ф., Бурд Г.И., Волков Б.Н. Ранний докембрий Урала и его минерагения .....	106
А бдулин А.А., Авдеев А.В., Касымов М.А., Матвиенко В.Н., Токмачева С.Г., Ярославцева Н.С. Докембрийские массивы в палеозоидах Казахстана .....	113
Ф илатова Л.И., Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Критерии выделения докембрия и проблемы дорифея в Центральном Казахстане .....	120
Р озен О.М., Павлова Т.Г. Микроконтиненты в докембрии Казахстана: проблемы становления и этапы развития....	130
Л итвак М.И. Структурные парагенезисы Улутауского антиклинория (Карсакпайский выступ докембрия) .....	149
М акарычев Г.И., Морковкина В.Ф., Пазилова В.И., Гаврилова С.И. Строение фундамента докембрийских выступов Средней Азии .....	154
Б елькова Л.Н., Огнев В.Н. Докембрий Среднеазиатского складчатого пояса .....	162
С ургутанова Д.М., Абдуллаев Р.Н., Лощинин В.П. К генезису рифей-вендских отложений Западного Узбекистана .....	168
К ухгиков М.М., Винниченко Г.П. Докембрийские комплексы складчатой области Памира .....	172
Х оментовский В.В., Гибшер А.С., Семейкин В.Л., Тихонов В.Л. Познедокембрийские этапы развития внешней зоны Саяно-Байкальской складчатой области .....	178
Д ук Г.Г. Критерии выделения низкотемпературных познедокембрийских комплексов начальных стадий развития фанерозойских складчатых областей .....	188
М итрофанов Ф.П., Зайцев Н.С., Козаков И.К., Доржнамжаа Д., Монхболд Б. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы .....	196
В олобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Геохронология докембрия Сангилена .....	209
М илькевич Р.И. Принципы выделения докембрия в Монголо-Охотской складчатой области (Восточное Забайкалье) .....	213

**ДОКЕМБРИЙ  
В ФАНЕРОЗОЙСКИХ  
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ**

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геохронологии  
докембрия АН СССР

Редактор издательства Л.А. Рейхерт  
Художник В.П. Сысолов  
Технический редактор М.Э. Карлайтис  
Корректоры Э.Н. Липпа и Л.А. Привалова

ИБ № 20345

Подписано к печати 29.03.82. М-24395. Формат 60x90 1/16.  
Бумага офсетная № 1. Гарнитура машинописная. Печать офсетная.  
Печ. л. 14 1/2 + 3 вкл. (2 печ. л.) = 16.50 усл. печ. л. Усл. кр.-отт. 16.62.  
Уч.-изд. л. 18.18. Тираж 800. Изд. № 8115. Тип. зак. № 706. Цена 2 р. 80 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

---

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука“  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

## РЕФЕРАТЫ

УДК 551.25

Принципы и методы расчленения кристаллических образований в фанерозойских складчатых областях. К.О. Кратц, Ф.Л. Митрофанов, Н.И. Московченко, И.К. Козаков. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 6-19.

Показывается, что в основе расчленения немых кристаллических пород на структурно-вещественные комплексы должен лежать историко-геологический принцип, реализуемый в методах определения цикличности и направленности эндогенных процессов: деформаций, метаморфизма и магматизма. Эти методы используются для обоснования границ и объемов комплексов, их соотношений с другими комплексами, а в сочетании с радиологическими и палеонтологическими методами - для определения возраста комплексов. Лит. - 14 назв., ил. - 4, табл. - 1.

УДК 551.25

Особенности метаморфизма и метаморфические критерии выделения докембрия в фанерозойских складчатых областях. Н.Л. Добрецов. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 20-26.

Приведены различные примеры глубокой переработки докембрийского „ядра“ среди более молодых метаморфизованных отложений. В одних комплексах (тараташский, тонгулакский) достаточно было выявить диафориты по обрамлению ядра и частичную автономность структуры. В других случаях (Урал, Памир, Забайкалье) необходимо комплексное изучение (структурно-метаморфическое) с учетом особенностей метаморфизма. Из возможных моделей наиболее предпочтительной представляется модель с выступом докембрийского фундамента. Анализируются наиболее сложные ситуации в низкотемпературных толщах с участием надвигов, в которых оценка режима давления приобретает нередко решающее значение. Лит. - 18 назв., ил. - 1.

УДК 551.71/72:551.25

Сравнительный анализ дорифейского докембрия складчатых областей и фундамента древних платформ. М.А. Гилерова. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 26-29.

Геологи разных стран допускают ряд однотипных ошибок, приводящих к увеличению мощности региональных разрезов раннего до-

кембрия до нереальных значений и к неоправданному усложнению раннедокембрийской истории. Между тем при сравнительном анализе оказывается, что стратиграфические схемы нижнего докембрия на самом деле обладают удивительным принципиальным сходством и простотой строения. В пределах фанерозойских складчатых областей обломки древней коры остаются жесткими глыбами и могут лишь подвергаться либо размыву (на поверхности), либо гранитизации (на глубине).

УДК 551.14:551.25

Вещественный состав земной коры и некоторые вопросы ее глубинного строения. М.Т. К о з л о в. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., "Наука", 1982, с. 29-32.

Разрез Кольской сверхглубокой скважины противоречит принятому петрографическому значению слоев земной коры, выделенных по данным сейсмологии и экспериментальным петрологическим данным. В областях развития кристаллических образований докембрия не следует отождествлять скоростные параметры волноводов с конкретными петрографическими типами пород. Исследования на Кольском полуострове подтверждают вывод о существенно гранитоидном составе первичной земной коры.

УДК 551.71/72:551.25

Принципы выделения и вопросы происхождения докембрия фундамента и глыб фанерозойских складчатых поясов. В.Г. К у ш е в. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., "Наука", 1982, с. 32-34.

Критериями выделения докембрия в фанерозойских складчатых поясах являются структурные особенности древних толщ и особенности метаморфизма. Образование гранитно-метаморфического слоя знаменует начало геологической стадии развития Земли. Этот слой является вторичным, он появился в ходе прогрессирующей сиализации первичной вулканической коры. Лит. - 3 назв.

УДК 551.25

Офиолиты или граниты являются основанием докембрия фанерозойских складчатых зон? (Некоторые граничные условия). О.М. Р о з е н. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., "Наука", 1982, с. 35-37.

Возникновение большей части гранитно-метаморфического слоя относится к самым ранним стадиям геологического развития Земли; связь этого процесса с офиолитовым достоверно не установлена. После рубежа 2.6 млрд. лет назад подвижные зоны эвгеосинклинального типа закладываются на океанической коре и имеют в основании офиолитовый комплекс.

УДК 551.71/72

Альпийские молассы в связи с проблемой древнейших орогенезов фанерозойских складчатых систем. Ю.Р. Беккер. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 37-44.

Рассматривается стратиграфическое и структурное положение альпийских моласс докембрия в фанерозойских складчатых системах Северного полушария. Приводится сравнительный анализ мощностей и объемов докембрийских моласс и их более молодых фанерозойских аналогов. Меньшие мощности моласс докембрия — результат их размещения в более широких прогибах по сравнению с узкими краевыми системами фанерозоя, но не отражение меньшей интенсивности докембрийского орогенеза. Лит. — 12 назв., ил. — 3, табл. — 1.

УДК 551.71/72:551.24

Докембрий и фанерозойские складчатые пояса. К.О. Крайц, Ф.П. Мигрофанов, В.Я. Хильгова, А.К. Запольнов, А.П. Плагунова. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 45-52.

Рассмотрены соотношения фанерозойских складчатых поясов с докембрийской корой кратонов. Раннедокембрийские комплексы известны не только в мио-, но и в эвгеосинклинальных зонах складчатых поясов разного возраста, что, видимо, говорит о заложении этих поясов на достаточно зрелой сиалической коре. Имеются различия в стиле развития складчатых поясов докембрия и фанерозоя. В докембрии широко были развиты мобильные пояса без геосинклинальной подготовки. Раннедокембрийские пояса были большей частью интракратонными (деструктивный тип развития), однако их развитие не приводило к существенному нарушению сплошности сиалической коры. Для некоторых позднедокембрийских поясов, развивавшихся по окраинам континентов, характерны черты и деструктивного, и конструктивного типов развития. Лит. — 4 назв., ил. — 6.

Об эволюции кристаллического основания Центрально-Европейского пояса герцинид. Н.И. Моско в ч е н к о. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 53–58.

Предложена геодинамическая модель развития Центрально-Европейского пояса герцинид, в которой нашла отражение концепция грехстадийного развития подвижных областей (раскрытие океанического бассейна, его сокращение, закрытие). Подчеркивается, что к фундаменту герцинид могут быть отнесены лишь породы пентеврия (2,6 млрд. лет). Эклогито-гнейсовые комплексы Чешского, Армориканского и других массивов к фундаменту не относятся, их формирование отражает ранний этап становления герцинид. Лит. — 6 назв., ил. — 2.

УДК 551.71/72 (234.9)

О докембрийских образованиях в составе кристаллического субстрата Кавказа. Г.М. З а р и д з е. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 58–69.

В составе древних образований домезозойского субстрата Кавказа выделяются: 1) амфиболиты и офиолиты, 2) кристаллические сланцы и гнейсы. Амфиболиты ангиклинория Главного хребта (буульгенская серия в Софийском поднятии), Закавказского срединного массива, по-видимому, являются докембрийскими и представляют собой переработанное базитовое ложе позднедокембрийского океана. Офиолиты передового хребта, Дзирульского и других выступов также представляют собой шарьированные пластины древней земной коры. Различными изотопными методами был доказан и докембрийский возраст некоторых кристаллических сланцев, гнейсов, гранито-гнейсов. На облике этих пород сказались ингенсивные метасоматические процессы, связанные с герцинским тектоно-магматическим циклом. Лит. — 32 назв., ил. — 1.

УДК 551.72 (234.421)

О присутствии протерозойских образований в метаморфических комплексах Мармарошского массива Восточных Карпат. С.Г. Р у д а к о в. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 69–72.

На основании палинологических и радиологических данных как для советской, так и для румынской частей Мармарошского массива делается вывод о позднепротерозойско-раннекембрийском возраст-

те зеленосланцевой деловецкой (Тульгеш) серии и позднепротерозойском возрасте гнейсово-сланцевых комплексов внешней и внутренней зон массива.

УДК 551.71/72

Критерии выделения докембрия в фанерозойских складчатых поясах (на примере Урала). Ю.Р. Беккер, Б.М. Келлер. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 72–81.

Анализируются критерии выделения верхнего и нижнего докембрия в фанерозойских складчатых поясах. Рифейские отложения выделяют на основе историко-геологических, палеонтологических и радиометрических данных. В различных типах разрезов рифея значение этих данных не однозначно. Наибольшие затруднения вызывает выделение рифея во внутренних частях складчатой области. В отличие от рифея критерии выделения дорифейских комплексов основаны главным образом на историко-геологических данных и требуют дальнейшей разработки. Лит. — 20 назв., ил. — 1.

УДК 551.72(471.50)

Докембрий Урала. С.Н. Иванов, А.А. Краснобаев, А.И. Русин. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982; с. 81–94.

Рассмотрены общие проблемы геологии докембрия Урала. Приведена краткая характеристика типовых комплексов. Обсуждаются принципы выделения раннедокембрийских блоков и методика построения сводного геолого-радиологического разреза докембрия. Обосновывается возможность корреляции эндогенных процессов для глубококомтаморфизованных комплексов раннего докембрия. Особое внимание уделено предыстории уральского складчатого пояса. Приводятся доказательства рифтогенной природы верхнепротерозойских образований. Позднепротерозойско-фанерозойский период характеризуется не полигеосинклинальностью (полициклическостью), а эволюционно направленным развитием земной коры, включающим этапы диасхизиса, рифтогенеза, утонения и последующего разрыва континентальной плиты с образованием в палеозое океанической структуры, замыкание которой привело к формированию Уральской складчатой области. Режимы континентального рифтогенеза, приводящие к появлению гипичных эвгеосинклиналей, могли реализовываться и в раннем докембрии, что необходимо учитывать при палеореконструкциях и межрегиональных корреляциях комплексов кристаллического фундамента платформ. Лит. — 34 назв., ил. — 1, табл. — 1.

Докембрийская предьстория палеозойских геосинклиналей. С.Н. Иванов. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 94–96.

Изложены новые представления о последовательности событий, определяющих предьсторию палеозойских геосинклиналей и характеризующих первую половину типичного крупного цикла формирования земной коры. Рифтогенно–депресссионные комплексы этого периода, определяемые обычно как хемизвгеосинклинальные или миогеосинклинальные, в действительности предшествуют образованию настоящих геосинклиналей (эвгеосинклиналей). Лит. — 9 назв.

УДК 552.3+552.5 (471.503)

О формационной принадлежности вулканогенно–осадочных комплексов рифея Башкирского мегантиклия. Парначев В.П. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 96–106.

На основе анализа вещественного состава вулканических и осадочных парагенезов айской, машакской (шатакской, кувакской) и аршинской свит позднего докембрия Башкирского Урала доказана их платформенная (рифтогенная) природа. Для айской и аршинской свит установлена принадлежность вулканитов к трахибазальтовым разностям, в составе машакской свиты выявлена ассоциация трахилипарит–базальтового вулканического комплекса с моласоидами. Особенности вещественного состава и строения характеризующих комплексов служат доказательством существования платформенного режима в пределах современного западного склона Южного Урала в позднедокембрийское время. Лит. — 15 назв., ил. — 1, табл. — 4.

УДК 551.71/72+553.06 (471.50)

Ранний докембрий Урала и его минерогения. Е.М. Аксенов, Л.Ф. Солонцов, Г.И. Бурд, Б.Н. Волков — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 106–112.

Сводный формационный ряд гнейсово–мигматитовых комплексов Урала в целом сопоставим с формационными комплексами супракрустальных образований нижнего докембрия щитов Восточно–Европейской платформы. Отмечается влияние основных районов концентрации „гнейсовых ядер“ на историю развития рифеид и уралид. Метал-



логения и минерогения этих древних массивов должна характеризоваться совмещением черт, присущих структурам платформ, геосинклиналей и областей тектоно-магматической активизации. Лит. - 14 назв., табл. - 1.

УДК 551.72:551.24 (574)

Докембрийские массивы в палеозоидах Казахстана. Абдулин А.А., Авдеев А.В., Касымов М.А., Матвиенко В.Н., Токмачева С.Г., Ярославцева Н.С. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 113-120.

Выходы докембрия в каледонских и герцинских складчатых системах Казахстана принадлежат к более крупным полузакрытым срединным массивам. В статье кратко охарактеризованы главнейшие докембрийские формационные комплексы, во многих районах Казахстана группирующиеся в устойчивые триады: зерендинский (эклогит-гранулит-амфиболитовые фации метаморфизма), аралбайский и карсакапайский (фации эпидотовых амфиболитов и зеленых сланцев), шарыкский, кокчетавский, котыргас-айкарлинский (фация зеленых сланцев) и слабо измененный кайнарский, акбулакский и улутауский, аналогичные комплексам докембрия Восточно-Европейской платформы, но, подобно готским и дальсландским формациям, омоложенные по сравнению с ними на 500 млн. лет. При межрегиональных корреляциях необходимо опираться на всю совокупность данных, не переоценивая значения изотопных датировок. Подчеркнута важная роль докембрийских структур при заложении венд-кембрийских эвгеосинклиналей Казахстана, а также исключительное значение поздней мобилизации докембрийского субстрата как источника палингенных гранитоидных магм и рудного вещества. Лит.- 16 назв.

УДК 551.71 (574.3)

Критерии выделения докембрия и проблемы дорифея в Центральном Казахстане. Л.И. Филатова, Ю.А. Зайцев, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 120-130.

Главным методом выделения и расчленения докембрия остается историко-геологический в сочетании с формационным, палеофитологическим и др., а также геохронологический метод. Полнее изучены рифей и особенно венд. Требуют дальнейшего изучения и обоснования возраста нижнепротерозойские геосинклинальные аралбайская и карсакапайская и орогенная майтубинская серии и их аналоги, а также архейские (?) зерендинская, бектурганская серии. Лит. - 20 назв.

Микроконтиненты в докембрии Казахстана: проблемы становления и этапы развития. О.М. Розен, Т.Г. Павлова. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 130–149.

Впервые для рассматриваемых регионов проведен генетический анализ естественных ассоциаций вулканитов и осадков докембрия с целью выявления процессов и этапов формирования земной коры. Закономерности осадконакопления проанализированы на основе расчета вероятного исходного минерального состава первично осадочных пород. Показано, что сиалическое основание дорифейского возраста, вероятно, имело тоналитовый состав. В раннем-среднем рифее шел процесс разрастания микроконтинентов и утолщение гранитно-метаморфического слоя. В течение проздного рифея в этих участках сформировалась кора континентального типа. В венд-палеозойское время рассматриваемые микроконтиненты выступали как реликты континентальной коры на фоне общего деструктивного процесса раскрытия палеозойского океана. Лит. — 18 назв., ил. — 8, табл. — 5.

УДК 551.243 (574.3)

Структурные парагенезисы Улугтауского антиклинория (Карсакпайский выступ докембрия). М.И. Литвак. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 149–153.

В пределах восточной окраины Карсакпайского выступа нижнего докембрия (урнекская и айтекская свиты бектурганской серии) прослежены четыре последовательных этапа деформации. Каждый этап начинается со складкообразования, заканчивается развитием закономерно ориентированной системы разломов. Ил. — 1.

УДК 551.24/25 (575)

Строение фундамента докембрийских выступов Средней Азии. Г.И. Макарычев, В.Ф. Морковкина, В.И. Пазилова, С.И. Гаврилова. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 154–162.

Рассмотрено строение докембрийских выступов (Южного, Северного и Среднего Тянь-Шаня), в основании которых залегают офиолитовые ассоциации, объединяющие образования океанической стадии развития геосинклинали. Нижний, гипербазито-габброидный, комплекс является тем меланократовым фундаментом, на котором формировались эффузивно-осадочные образования начальной стадии эвгеосинклинали процесса. Образование нижнего комплекса не

связано с заложением геосинклинали, а, скорее всего, имеет про-топланетарную природу. Начало формирования эвгеосинклинали в Северном и Среднем Тянь-Шане относится к раннему рифею, а в Южном — к раннему палеозою. Соответственно и преобразование океанической коры в континентальную в разных зонах Тянь-Шаня проходило неодновременно. Начало этого процесса связано с плагиогранитизацией меланократового фундамента и эвгеосинклинальной покрывки, а в дальнейшем происходила длительная гранитизация, в результате чего на заключительном этапе геосинклинального развития формировался мощный гранитно-метаморфический слой. Лит. — 8 назв., ил. — 1.

УДК 551.71/72 (575)

Докембрий Среднеазиатского складчатого пояса. Л.Н. Б е л ь -  
к о в а, В.Н. О г н е в. — В кн.: Докембрий в фанерозойских  
складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 162–168.

Архейский, нижнепротерозойский, среднепротерозойский, средне-рифейский и верхнерифей-вендский комплексы Средней Азии различаются особенностями литолого-петрографического состава, тектоники, магматизма, регионального метаморфизма, металлогении и др. Возраст комплексов подкреплен радиологическими анализами. Принципы и критерии выделения докембрия в складчатых областях те же, что и на щитах и древних платформах. Среднеазиатский складчатый пояс был заложен в доархее. В архее он развивался по типу „геоантиклинали с интрагеосинклиналями“. „Интрагеосинклинали“, сложенные археем, во всей дальнейшей истории служили срединными массивами. Области сноса архейской эры, сложенные породами „базальтового слоя“ и покрытые протерозойскими отложениями, послужили субстратом для заложения фанерозойских геосинклиналей. Структурные преобразования докембрия в фанерозое выразились главным образом разрывными дислокациями, а внутренняя складчатая структура блоков протерозоя сохранилась почти без изменения. Дифференциальные движения блоков фундамента в седиментационных прогибах фанерозоя создавали конседиментационные структуры и фаціальную пестроту осадков. Формирование молодой океанической коры не находит подтверждения в этих процессах.

УДК 551.72

К генезису рифей-вендских отложений Западного Узбекистана.  
Д.М. С у р г у т а н о в а, Р.Н. А б д у л л а е в, В.П. Л о -  
щ и н и н. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах.  
Л., „Наука“, 1982, с. 168–171.

Обсуждается генезис среднерифейско-вендских отложений Западного Узбекистана. Нижняя, узунсайская, свита представлена сланцами и олигомиктовыми алевролитами, типичными для платформенных

отложений. Тасказганская свита, представленная преимущественно кремнистыми и карбонатными породами, формировалась в морских относительно мелководных бассейнах. Относительно более глубоководными являются сланцы бесаланской свиты. В целом осадки верхнего протерозоя формировались в условиях, близких к платформенным. Лит. — 6 назв.

УДК 551.71/72 (235.211)

Докембрийские комплексы складчатой области Памира. К у х т и - к о в М.И., В и н н и ч е н к о Г.П. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Л., „Наука“, 1982, с. 172–178.

Разрезы докембрийских толщ кристаллических пород и их возраст в различных районах Памира резко различны. Древнейшие архейские образования устанавливаются в пределах южной части Юго-Западного Памира. К разным уровням протерозоя относятся метаморфические породы северной части Юго-Западного Памира и Язгулемского хребта, а также музкольская и боршитская серии. Породы Рушанского хребта и ташкольской серии условно считаются рифейскими, а толщи Ванчского хребта — вендскими. Повсеместно породы докембрия занимают наиболее низкое стратиграфическое положение, подстилая палеозойские и, в частности, кембро-ордовикские отложения геосинклинального типа. Охарактеризованные комплексы докембрийских метаморфических образований пространственно ограничены краевыми долгоживущими разломами, на основании чего можно полагать, что разломы этого класса зародились на Памире уже в докембрии. Лит. — 15 назв., ил. — 1.

УДК 551.72 (235.223)

Позднедокембрийские этапы развития внешней зоны Саяно-Байкальской складчатой области. В.В. Хоментовский, А.С. Гибшер, В.Л. Семейкин, В.Л. Тихонов. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 178–188.

На основе последних данных в сравнительном плане рассматривается позднедокембрийская история развития южной периферии Сибирской платформы и внешней зоны Саяно-Байкальской складчатой области. Ил. — 5.

УДК 552.16:551.24

Критерии выделения низкотемпературных позднедокембрийских комплексов начальных стадий развития фанерозойских складчатых областей. Г.Г. Дук. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 188–196.

Совместное комплексное изучение предполагаемого докембрия и фанерозоя на основе их детального структурного и метаморфического картирования позволяет выявить структурные, метаморфические и формационные критерии, положенные в основу выделения низкотемпературных верхнедокембрийских комплексов начальных стадий развития фанерозойских складчатых областей. Верхнерифейские энсиалитические зоны, на раннем субокеаническом этапе развития которых появляются глаукофансланцевые (зеленосланцевые повышенных давлений) комплексы, проходят длительный путь закономерной структурно-метаморфической эволюции, что хорошо видно на примере теректинского комплекса (горный Алтай). Эти комплексы имеют свои специфические структурные, метаморфические и петрохимические особенности (специфический эндогенный режим), что позволяет отличать их от более молодых венд-фанерозойских образований. Лит. - 5 назв., ил. - 4.

УДК 551.71/72

Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Ф.П. М и т р о - ф а н о в, Н.С. З а й ц е в, И.К. К о з а к о в, Д. Д о р ж - н а м ж а а, Б. М о н х б о л д. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., "Наука", 1982, с. 196-209.

В регионе, части Центральнo-Азиатского складчатого пояса, в рифеидах, каледонидах и герцинидах выделяются дорифейские (нижнеархейский, верхнеархейский, нижепротерозойский), нижнесреднерифейские и верхнерифейско-вендские геологические комплексы. Приводится их всесторонняя характеристика и намечаются условия образования. Показывается энсиалитический характер и зрелый, сиалитический, состав дорифейских комплексов. Процессы деструкции описываются с рифея; их крайним эвгеосинклинальным выражением признаются офиолитовые пояса каледонид и герцинид. Лит. - 8 назв., ил. - 4, табл. - 1.

УДК 551.71/72 (571.52)

Геохронология докембрия Сангилена. М.И. В о л о б у е в, С.И. З ы к о в, Н.И. С т у п н и к о в а. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., "Наука", 1982, с. 209-213.

Рассмотрены результаты датирования пород Сангилена изотопным и изохронно-свинцовым методами. Эрзинский комплекс гранулитов и чарнокитов имеет раннеархейский возраст, моренская серия - раннепротерозойский, сангиленская - рифейский. Лит. - 2 назв., табл. - 1.

Принципы выделения докембрия в Монголо-Охотской складчатой области (Восточное Забайкалье). М и л ь к е в и ч Р.И. -  
В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л., „Наука“, 1982, с. 213-217.

Циклично-направленный характер развития Монголо-Охотской складчатой области, что выражается в определенной последовательности структурно-вещественных комплексов и в эволюции процессов метаморфизма, в совокупности с биостратиграфическими, структурными и другими признаками являются принципиальной основой для выделения и расчленения докембрия. Лит. - 11 назв., табл. - 1.

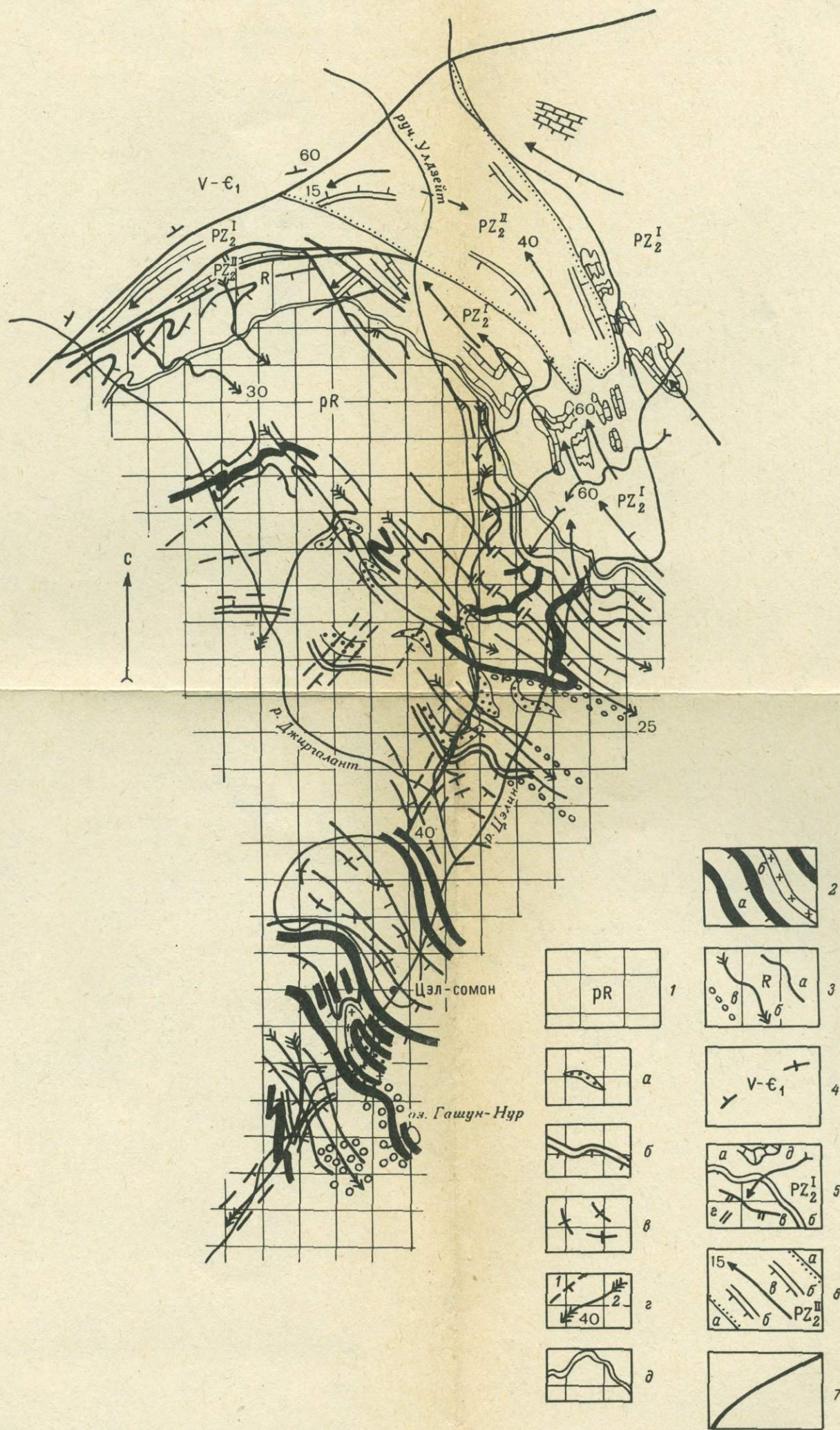
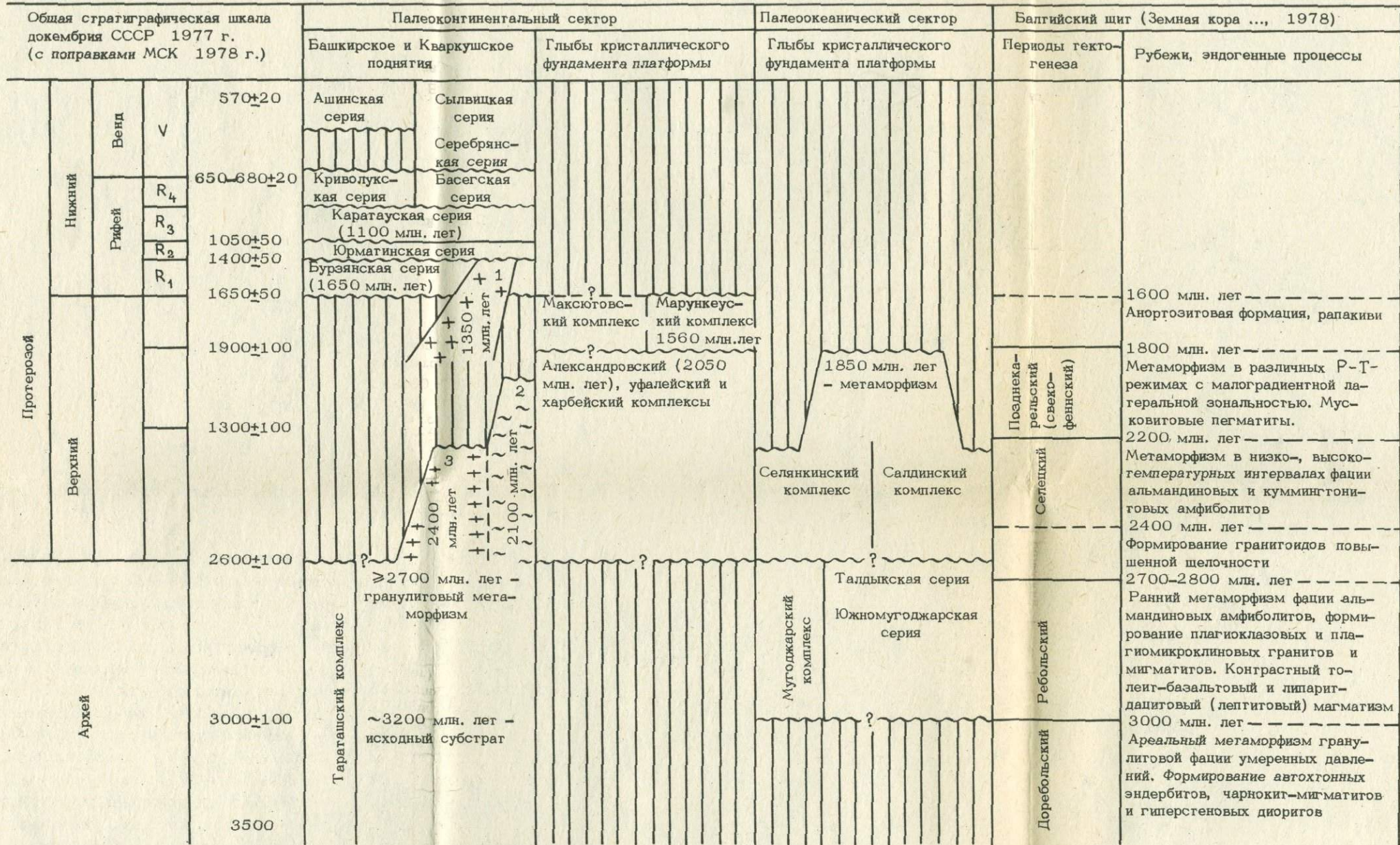


Рис. 4. Карта структурно-метаморфических и структурных комплексов района Цэл-сомона.

1 - дорифейский полиметаморфический и полидеформационный цэлский мегакомплекс в целом (силлиманитовые, кордиеритовые, гранатовые, двуслюдяные, пироксеновые гнейсы, амфиболиты, мигматиты, гнейсо-граниты, пегматиты и диафториты по ним): а - наиболее сохранившиеся будины и прослои с автономной структурой, б - граница преимущественного развития гнейсовой и мигматит-гранитной частей мегакомплекса (показано современное направление падения границы), в - обособленные гнейсо-гранитоиды, переходящие в мигматиты, г - наиболее древние структурно-метаморфические элементы амфиболитовой фации (1 - полосчатость, в том числе мигматитовая, и сланцеватость, 2 - обобщенные направления шарниров складок), д - складчато-деформированная граница выхода мегакомплекса; 2 - рифейский гашуннурский дайковый метаморфизованный комплекс: а - метапорфириты (гранатовые амфиболиты), б - редкие жильные аплиты (ширина даек вне масштаба), 3 - рифейский джиргалантский метаморфический комплекс (сланцы, метапесчаники, метагравелиты, метапорфириты): а - сланцеватость по ассоциациям зеленосланцевой фации (прогрессивной в комплексе и диафторической в цэлском мегакомплексе), б - обобщенные направления шарниров складок, в - зоны развития наиболее позднего граната; 4 - венд-нижнекембрийский эвгеосинклиальный комплекс (здесь нерасчлененный) с элементами залегания слоистости; 5 - первый среднепалеозойский карбонатно-вулканогенный метаморфизованный комплекс: а - смятые карбонатные горизонты с фауной, б - смятая граница цэлского мегакомплекса, в - наложенная у границы сланцеватость бластомилонитов серицит-хлоритовой субфации, г - кинк-зоны, д - шарниры складок; 6 - второй среднепалеозойский карбонатно-терригенный комплекс: а - граница стратиграфического несогласия, б - залегание слоистости, в - шарниры складок; 7 - разломы.

Схематический разрез докембрийских образований Урала



Примечание. 1 - ингузия рапакиви, Бердяшский массив; 2 - автохтонные гранитоиды; 3 - диафрез амфиболовой фации; в скобки взяты определения абсолютного возраста, требующие уточнения; нижняя граница басегской серии и взаимоотношения глыб кристаллического фундамента характеризуют не конкретные разрезы, а стратиграфические уровни подразделений.



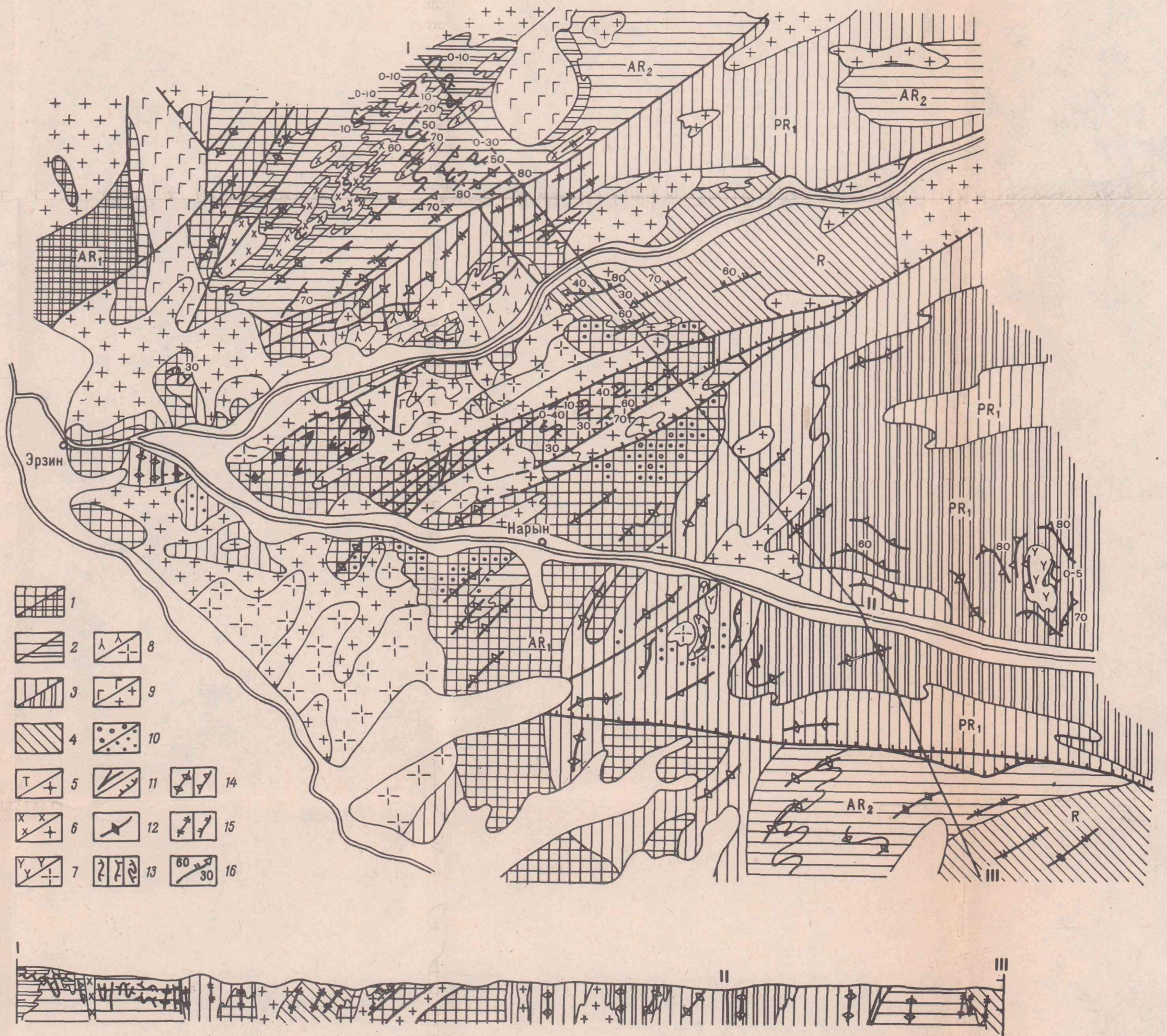


Рис. 1. Схематическая структурно-геологическая карта Западного Сангиленга.

Супракрупальные породы: 1 - эрзинский комплекс - нижний архей (а - гнейсо-мигматитовая толща, б - толща переслаивания мраморов, гнейсов, кварцитов; обе с реликтовыми ассоциациями гранулитовой фации); 2 - моренский комплекс - верхний архей (а - гнейсо-мигматитовая толща с горизонтами железистых кварцитов, амфиболитов и конгломератов в основании, б - толща переслаивания мраморов и гнейсов); 3 - балыктыгхемский комплекс - нижний протерозой (а - существенно карбонатная толща, б - терригенно-карбонатные породы чартисской свиты); 4 - метатерригенные породы нарынского комплекса - верхний протерозой (рифей). Плутонические породы: 5 - нижний архей (а - раннескладчатые диориты, габброиды, б - послескладчатые граниты); 6 - поздний архей (а - раннескладчатые плагиогранодиориты, б - послескладчатые гранодиориты и граниты); 7 - ранний протерозой (а - раннескладчатые микроклин-плагиоклазовые граниты, б - послескладчатые сиениты, граносиениты); 8 - поздний протерозой (а - раннескладчатые гранодиориты, б - послескладчатые порфиroidные граниты и адамеллиты); 9 - ранний-средний палеозой (а - габброиды таннуольского комплекса, б - нерасчлененные граниты и гранодиориты). 10 - жильные поля ортотектитов и пегматитов (а - поздnearхейские, б - раннепротерозойские); 11 - разрывные нарушения (а - субвертикальные, б - наклонные); 12 - осевые поверхности складок II F<sub>2</sub>; 13 - осевые поверхности складок III F<sub>1</sub> (а - субгоризонтальные, б - наклонные, в - вертикальные); 14 - осевые поверхности складок III F<sub>2</sub>; 15 - зоны расслаивания 1V S<sub>2</sub>; 16 - осевые поверхности и шарниры складок 1V F<sub>2</sub>.

диориты и граниты); 7 - ранний протерозой (а - раннескладчатые микроклин-плагиоклазовые граниты, б - послескладчатые сиениты, граносиениты); 8 - поздний протерозой (а - раннескладчатые гранодиориты, б - послескладчатые порфиroidные граниты и адамеллиты); 9 - ранний-средний палеозой (а - габброиды таннуольского комплекса, б - нерасчлененные граниты и гранодиориты). 10 - жильные поля ортотектитов и пегматитов (а - поздnearхейские, б - раннепротерозойские); 11 - разрывные нарушения (а - субвертикальные, б - наклонные); 12 - осевые поверхности складок II F<sub>2</sub>; 13 - осевые поверхности складок III F<sub>1</sub> (а - субгоризонтальные, б - наклонные, в - вертикальные); 14 - осевые поверхности складок III F<sub>2</sub>; 15 - зоны расслаивания 1V S<sub>2</sub>; 16 - осевые поверхности и шарниры складок 1V F<sub>2</sub>.

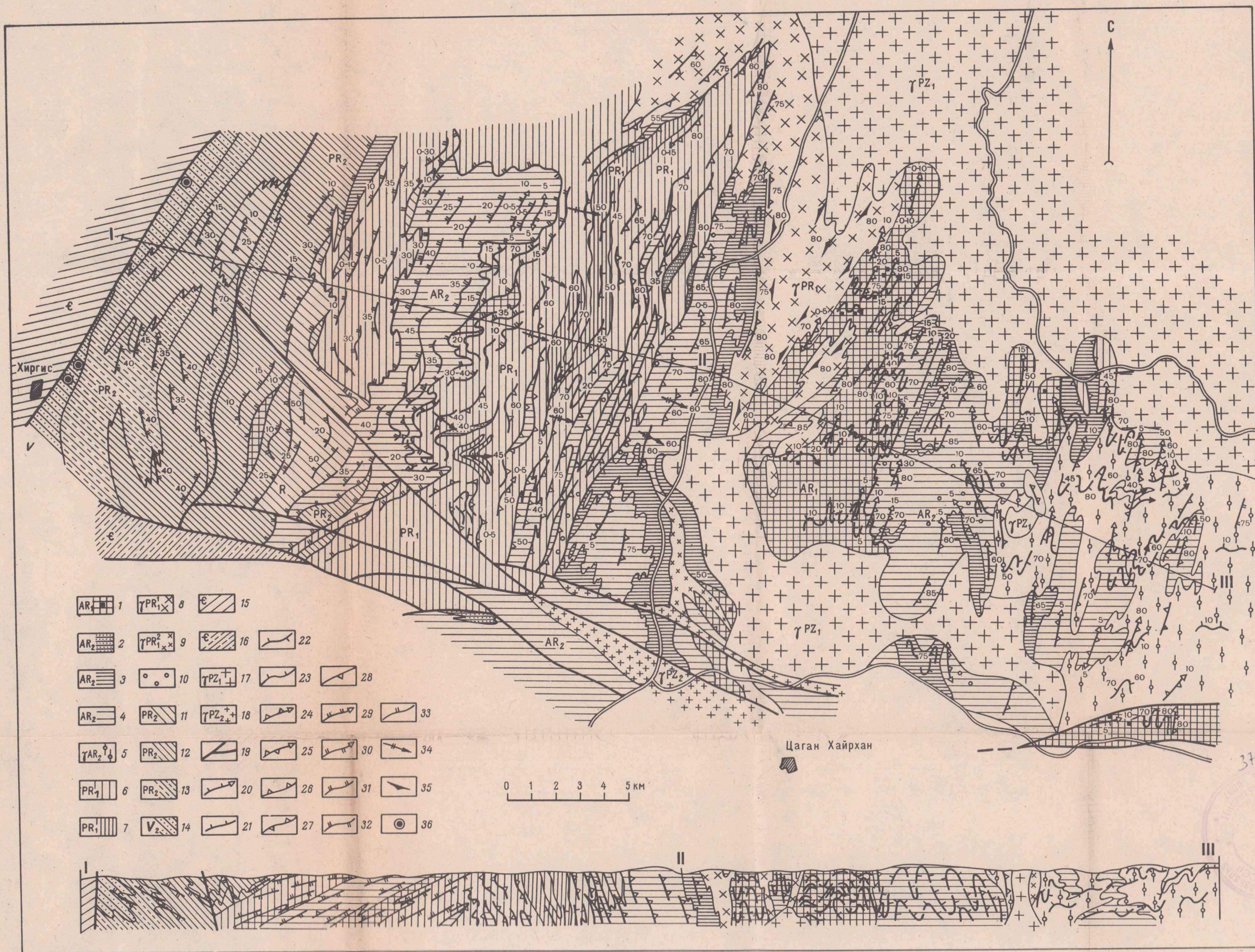


Рис. 2. Схематическая структурно-геологическая карта северного склона хр. Хан-Хухэй.

1 - эрзинский комплекс - нижний архей (гнейсы, мигматиты, черными квадратами показаны места находок гранулитов); 2-5 - моренский комплекс-верхний архей (2 - гнейсы, сланцы с железистыми кварцитами, 3 - мигматиты, гнейсы с горизонтами амфиболитов, 4 - серые мигматизированные плагиогнейсы, иногда с горизонтами мраморов, 5 - раннескладчатые биотитовые плагиогранодиориты II  $\gamma_1$ ); 6-10 - балктыгхемский комплекс - нижний протерозой (6 - существенно карбонатная толща, 7 - кварциты, 8 - раннескладчатые гранодиориты III  $\gamma_1$ , 9 - перемещенные ультраметагенные плагиомикроклиновые пегматоидные граниты III  $m_{2-3}$ , 10 - жильные поля ультраметагенных пегматидных гранитов III  $m_{2-3}$ ); 11-13 - нарынский комплекс - верхний протерозой (11 - метакогломераты, 12 - серые графитистые метапесчаники, 13 - толща переслаивания мраморизованных известняков, кварцитов и метапесчаников); 14 - толща известняков с онколитами - венд (?); 15 - вулканыты - нижний кембрий; 16 - известняки - нижний кембрий; 17 - массивные розоватые среднезерни-

стые гранодиориты, адамеллиты, гранодиориты - ранний палеозой; 18 - мелкозернистые граниты, фельзиты - средний палеозой; 19 - разломы; 20 - ориентировка шарниров и осевых поверхностей складок III  $F_1$ , изгибающих складки II  $F_2$ , сланцеватость II  $S_2$  и полосчатость II  $m_2$ ; 21-22 - ориентировка сланцеватости III  $S_1$  (21 - наклонная, 22 - вертикальная); 23 - деформированные поверхности срывов, параллельные III  $S_1$ ; 24 - 25 - ориентировка шарниров и осевых поверхностей складок III  $F_2$  (24 - наклонные, 25 - вертикальные поверхности); 26-27 - сланцеватость III  $S_2$  (26 - наклонная, 27 - вертикальная); 28 - поверхности срывов, параллельные III  $S_2$ ; 29 - ориентировка шарниров и осевых поверхностей складок III  $F_3$ ; 30-31 - ориентировка осевых поверхностей и шарниров складок IY  $F_2$  (30 - наклонные, 31 - вертикальные поверхности); 32-33 - сланцеватость IY  $S_2$  (32 - наклонная, 33 - вертикальная); 34 - поверхности срывов, параллельные IY  $S_2$ ; 35 - трахитоидность; 36 - места находок онколитов.

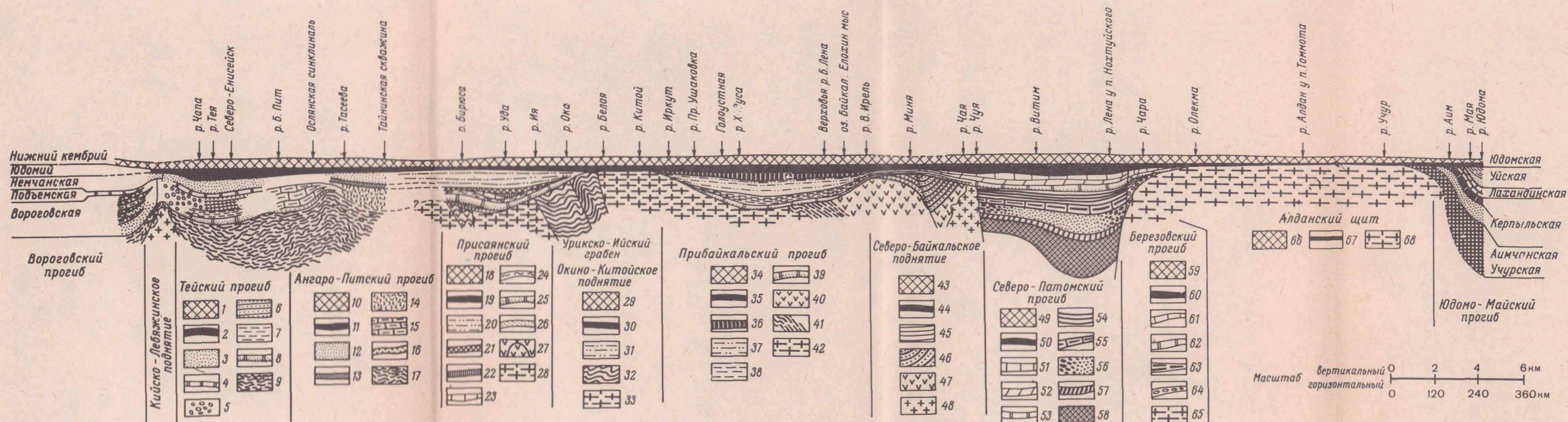


Рис. 2. Палеогеологический профиль вдоль первого пояса (из работы В.В. Хоментовского "Венд", "Наука", 1976 г.).

1 - € , лебяжинская св.; 2 - V , островная свита; 3-8 - байкальский комплекс ( $R_3^2$ ) (3 - суворовская св., 4 - подъемская св., 5 - вороговская св., 6 - чивидинская св., 7 - карьерная св., 8 - лопатинская св.); 9 - добайкальские отложения рифея; 10 - €<sub>1</sub> , клименская св.; 11 - V , островная св.; 12-14 - байкальский комплекс (12 - мошаконская св., 13 - чистяковская св.; 14 - алешинская св.); 15-16 - осланская серия; 17 - добайкальские отложения рифея; 18 - €<sub>1</sub> ; 19 - V , мотская свита; 20-26 - байкальский комплекс (20-22 - оселковская серия, 23-26 - карагаская серия); 27 - добайкальские отложения (Pr t); 28 - кристаллический фундамент; 29 - €<sub>1</sub> ; 30 - V , мотская св.; 31 - байкальский комплекс; 32 - добайкальские отложения; 33 - кристаллический фундамент; 34 - усольская-булайская св.; 35-36 - V , ушаковская, куртунская. аян-

канская св.; 37-39 - байкальский комплекс (37 - качергатская св., 38 - улунтуйская св., 39 - голоустенская св.); 40-41 - добайкальские толщи; 42 - кристаллический фундамент; 43 - €<sub>1</sub> ; 44 - V ; 45 - байкальский комплекс; 46 - добайкальские отложения; 47-48 - добайкальские отложения; 49 - €<sub>1</sub> ; 50 - V , жербинская-нохтуйская свиты; 51 - ченчинская св.; 52 - жуинская св.; 53 - каланчевская св.; 54 - валохтинская св.; 55 - баракунская св.; 56 - джемкуканская св.; 57 - маринская свита; 58 - баллаганахская св.; 59 - €<sub>1</sub> , юзейская-олекминская свиты; 60 - V , толбинская св.; 61 - торгинская св.; 62 - сеньская св.; 63 - кумахулахская св.; 64 - ничатская св.; 65 - кристаллический фундамент; 66 - €<sub>1</sub> ; 67 - V , толбинская св.; 68 - кристаллический фундамент.

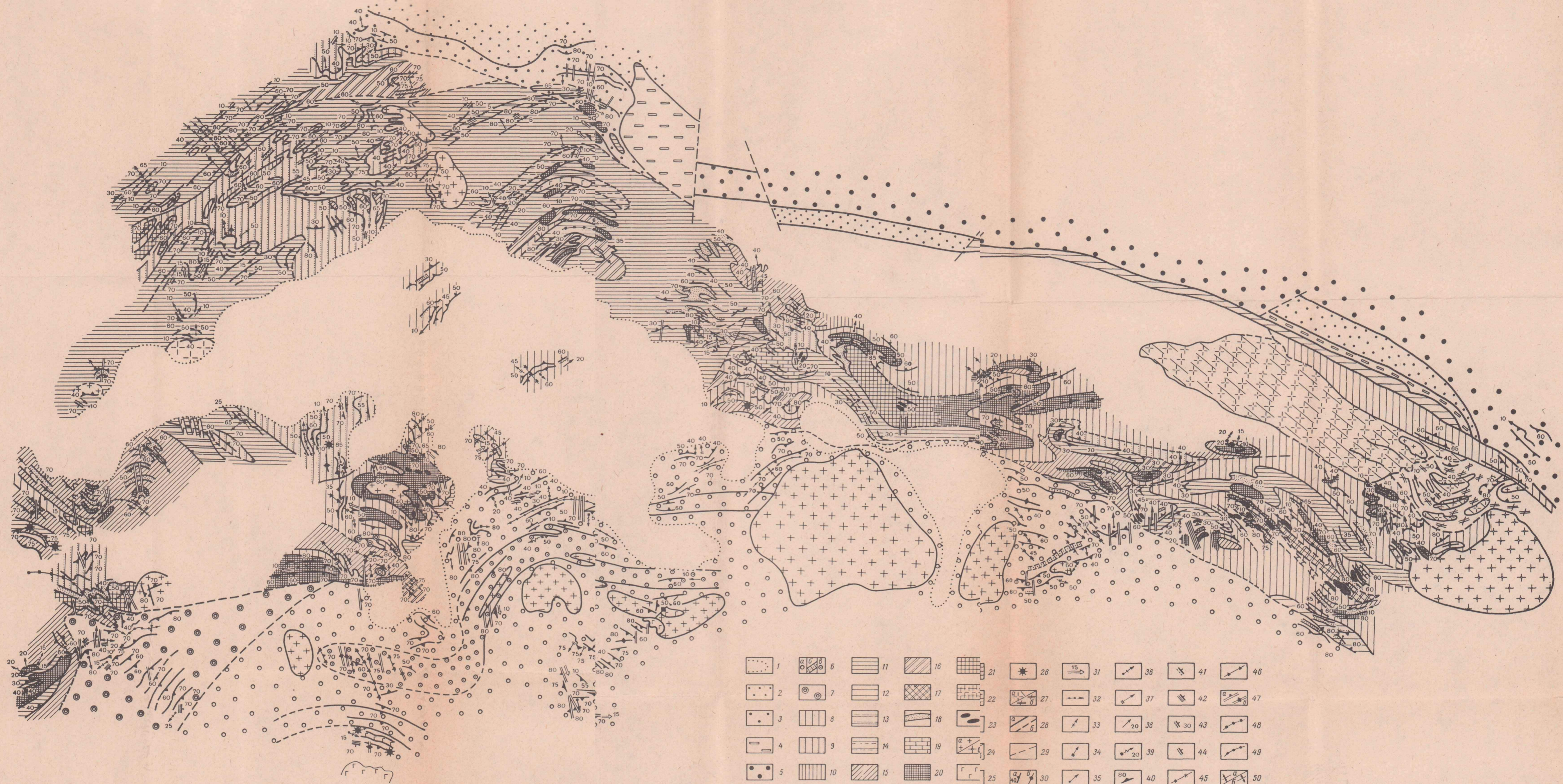


Рис. 2.

Стратиграфия, литология, петрография. 1 - четвертичные отложения. Палеозой-рифей: 2 -  $D_2kr$  (курагинская свита) - миндалекаменные порфиры, лавобрекчи, диабазы, туфы, агломеративные туфы, туфопесчаники, алевролиты, 3 -  $S_2ld$  (лудловская свита) - серые известняки с подчиненными глинистыми и известково-глинистыми сланцами, мергелями, известковистыми песчаниками и алевролитами; 4 -  $S_1ln+w$  (ландоверская и венлокская свиты) - известняки, алевролиты с линзами песчаных известняков, гравелитов, конгломератов, туфы диабазовых порфиров; 5 -  $O_3, Q_3 - S$  - песчаники, алевролиты с линзами известняков, конгломератов; 6 -  $(E_1 - E_2), E_3 - O_1$  (горноалтайская серия) - а) песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, гравелиты, мелкогалечные конгломераты, туфопелитовые и туфоалевролитовые сланцы, б) гематитовые красноцветные яшмы, в) алевролиты, алевролиты, туфоалевролиты, туфы диоритовых и диабазовых порфиров 7 -  $R(+E_1, E_2 ?)$  (сугашская свита) - алевролиты, песчаники, аргиллиты, базальтовые, андезитово-базальтовые, андезитовые порфиры, вариолиты, туфы основного состава, лавобрекчи. Верхний рифей ( $R_3$ ), теретинский комплекс: 8 - кварц-альбит-хлорит-фенгитовые сланцы ( $\pm Ep, Carb$ )\*; 9 - кварц-альбит-хлорит-фенгит-карбонатные сланцы ( $\pm Ep$ ); 10 - кварц-альбит-хлорит-фенгитовые сланцы (без

Структурно-геологическая схема Теретинского горста. Составила Г.Г. Лук, 1979 г.

$Ep, Carb$ ); 11 - кварц-альбит-карбонат-хлорит-фенгитовые сланцы ( $\pm Ep$ ); 12 - кварц-альбит-карбонатные сланцы; 13 - кварц-альбит-карбонат-эпидотовые сланцы ( $\pm Chl, Fng$ ); 14 - кварц-альбит-карбонат-фенгитовые сланцы (без  $Chl$ ); 15 - кварц-альбит-хлорит-эпидотовые ( $\pm Fng, Carb$ ) сланцы; 16 - кварц-альбит-хлорит-карбонатные ( $\pm Fng, Carb$ ) сланцы; 17 - кварц-альбит-хлоритовые сланцы; 18 - а) фенгитовые, хлорит-фенгитовые, гематитовые кварциты, б) кварциты с  $Mn$ -гранатом, пьмонитом; 19 - мрамора; 20 - винцит-актинолит-эпидот-хлорит-кварц-альбитовые сланцы (без  $Fng$ ); 21 - актинолит-эпидот-карбонат-кварц-альбитовые сланцы (без  $Chl$ ); 22 - актинолит-винцит-эпидот-хлорит-фенгит-кварц-альбит ( $\pm Carb$ ) сланцы; 23 - глаукофан-кроссит-эпидот-хлорит-фенгит-кварц-альбитовые сланцы ( $\pm Act, Wn, Stp, Carb$ ).

Магматические породы: 24 - силурийские гранитоиды (а - нормальные, б - щелочные); 25 - палеозойские ( $E_3 - O_1$ ) габбро, габбро-диориты; 26 - палеозойские? ( $E_1 - E_2$ ) серпентиниты; 27 - а) габбро-диориты, диориты, гранодиориты Тургундинской интрузии, б) высокотемпературный "контактный ореол" вблизи Тургундинской интрузии; 28 - геологические границы (а - наблюдаемые, б - предполагаемые); 29 - разломы.

Основные структурные элементы: 30 - сланцеватость (а - наклонная, б - вертикальная). Шарниры складок: 31 -  $F_{11}$ ; 32 -  $F_{10}$ ; 33 -  $F_9$ ; 34 -  $F_8$ ; 35 -  $F_7$ ; 36 -  $F_6$ ; 37 -  $F_5$ ; 38 -  $F_4$ ; 39 -  $F_3, F_3'$ . Зеркала складок: 40 -  $F_{11}$ ; 41 -  $F_7$ ; 42 -  $F_6$ ; 43 -  $F_4$ ; 44 -  $F_3$ .

Осевые поверхности складок: 45 -  $F_{10}$ ; 46 -  $F_9$ ; 47 -  $F_7$  (а - наклонные, б - вертикальные); 48 -  $F_5$ ; 49 -  $F_4$ ; 50 - шарниры (а - синклиналей, б - антиклиналей).

Кругами обозначены участки, в которых закартированы складчато-деформированные тектонические контакты верхнерифейского (теретинского) и венд (сугашская свита)-палеозойского комплексов.

\* Первыми из темновесных минералов стоят преобладающие по объему, в скобках указаны минералы, которые встречаются в незначительном объеме.

\*\* Условные обозначения минералов: актинолит - Act, винцит - Wn, карбонат - Carb, стильпомелан - Stp, фенгит - Fng, хлорит - Chl, эпидот - Ep.

2 р. 80 к.

3742



«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ