

Р.М. АНТОНЮК¹, Р.Д. ЕВСЕЕНКО², Х.К. ИСМАИЛОВ³, И.Г. МАСЛОВА⁴

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И МЕТАМОРФИЗМА ДОКЕМБРИЯ И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ УЛЫТАУ. Часть I. Стратиграфия

Улытаудың кембрийге дейінгі және төменгі палеозойға дейінгі метаморфизмделген шөгінділерінің жана стратиграфиялық сұлбасы жасалған, олардың метаморфизмі жөнінде қысқаша сипаттама берілген.

Разработана новая стратиграфическая схема метаморфизованных отложений докембрия и нижнего палеозоя Улытау, дана краткая характеристика особенностей их метаморфизма.

Stratigraphy. New Stratigraphic scheme of Ulutau region Lower Paleozoic and Precambrian metamorphic formations has been worked out. The main features of metamorphism of these formations are briefly characterized.

Со времени принятия решений по региональным стратиграфическим схемам докембрия и палеозоя Улытау [5] прошло более 20 лет. Они были разработаны по результатам геолого-съемочных и тематических работ, выполненных, в основном, геологами МГУ до 1970 года под руководством Ю.А. Зайцева и Л.И. Филатовой с учетом имеющихся к тому времени радио-хронологических датировок интрузивных, вулканогенных и метаморфических образований [4].

В результате этих исследований в сводной стратиграфической схеме докембрия Улытау было выделено 11 серий, включающих весь протерозой и, отчасти, архей:

нижний протерозой – бектурганская, балажездинская, аралбайская, жайдинская, карсакпайская и майтюбинская серии;

верхний протерозой – боздакская (нижний-средний рифей), коксуская и белеутинская (верхний рифей), акбулакская и улытауская серии (венда).

При этом суммарная мощность сводного разреза докембрия составила 44км, что соответствует средней мощности земной коры Центрального Казахстана

Позже сотрудниками ВСЕГЕИ [2] в горизонтах метаморфизованных глинисто-терригенных и углеродисто-кремнистых пород, отнесенных на геологических картах, составленных геологами

МГУ, к отложениям балажездинской, аралбайской, карсакпайской, майтюбинской, боздакской, белеутинской и улытауской серий, удалось выделить богатые комплексы микрофоссилий, акритарх и нитчатых водорослей нижнего-среднего и верхнего рифея, венда и кембрия.

Проведенные в последние годы работы по ГДП-200 (2006-2008г.г.) в северной части Южного Улытау и южной части Арганатинского поднятия, с учетом данных Р.К. Григайтис [2], А.М. Глухова и Т.Н. Херасковой [8], позволили авторам внести существенные корректировки в схемы стратиграфического расчленения докембрия Улытау, выявить закономерности строения их разрезов, особенностей метаморфизма, структурного положения и геодинамических условий формирования.

При разработке схемы расчленения отложений докембрия Улытау, кроме традиционных геохронологического и биостратиграфического методов, широко использован историко-геологический метод, в основе которого лежат геодинамические события, отражающие определенные и вполне закономерные этапы эволюции земной коры. При этом, разрезы с одинаковым или близким литологическим составом, несмотря на их многоэтапный метаморфизм, по разному проявленный в различных СФЗ, рассматриваются как одновозрастные - как следствие однотипной

^{1, 2, 3, 4} Казахстан, 100019, пер. Свободный 9. ТОО «Центргеолсъемка»

седиментации или вулканизма в единых геодинамических и палеогеографических обстановках.

В результате, для Улытау авторами предлагается следующая схема стратиграфического расчленения докембрия и нижнего палеозоя (Рис.1).

Нижний протерозой. Наиболее древними, выходящими на дневную поверхность отложениями в Улытау, являются кайканкарасуйская гнейсовая и айтекская гнейсово-сланцевая свиты. В Арганатинском поднятии этому же стратиграфическому уровню соответствуют гнейсовая и гнейсово-сланцевая толщи.

Кайканкарасуйская свита, мощностью более 2000 м, объединяет комплекс глубокометаморфизованных пород, претерпевших амфиболитовую фацию регионального метаморфизма и впоследствии испытавших многоэтапный интенсивный диафторез, а местами и высокотемпературный контактовый метаморфизм в экзоконтактовых зонах массивов палеозойских интрузий. В составе свиты преобладают лейко- и меланократовые гнейсы. В верхней части разреза встречаются прослои мусковит-альбит-кварцевых, альбит-хлоритовых и кварц-альбит-мусковитовых сланцев.

Гнейсовая толща по составу и строению отличается от кайканкарасуйской свиты только тем, что породы толщи претерпели гораздо меньший диафторез.

Айтекская свита по составу и характеру метаморфизма близка кайканкарасуйской свите и ее аналогам, но отличается более широким развитием кристаллических сланцев. В ее строении принимают участие и маломощные прослои кварцитов и кварцитоподобных сланцев, свидетельствующие о достаточно зрелой коре региона в это время.

Граница между кайканкарасуйской и айтекской свитами проведена условно, по появлению мощных пачек грубополосчатых кристаллических сланцев. Общая мощность айтекской свиты оценивается порядка 1500 м.

Гнейсово-сланцевая толща развита в Арганатинском поднятии. В ее составе преобладают слюдяно-кварц-полевошпатовые сланцы, претерпевшие гораздо меньший диафторез фации зеленых сланцев по сравнению с породами кайканкарасуйской и айтекской свит.

Породы айтексской и кайканкарасуйской свит, равно как гнейсовой и гнейсово-сланцевой толщ, принадлежат к одному метаморфоген-

ному ряду, имеют один и тот же состав минеральных ассоциаций и различаются лишь по степени раскристаллизации пород. Как для сланцев, так и для гнейсов характерны однотипные пластические текстуры течения, что может свидетельствовать о близкой по времени перекристаллизации исходных пород в одинаковых или весьма близких условиях регионального метаморфизма. Для пород характерна ритмичная слоистость, придающая им флишеподобный характер.

Судя по сохранившимся ритмично-полосчатым текстурам гнейсов и кристаллических сланцев и по присутствию в их составе обломочного циркона, породы кайканкарасуйской, айтекской свит, гнейсовой и гнейсово-сланцевой толщ представляли собой ранее ритмично слоистые песчано-глинистые осадки грубофлишоидного типа, превращенные в результате многоэтапного регионального метаморфизма в различного состава кристаллические сланцы и альбитовые гнейсы, при этом терригенные породы – в разновидности с кварцем, глинистые и карбонатно-глинистые – в слюдистые и хлоритовые (амфиболовые).

По химическому составу (Рис.2,3) гнейсы, равно как и кристаллические сланцы, близки интрузивным породам с широким размахом вариаций, соответствующих кварцевым и субщелочным диоритам (мезократовые разности), гранодиоритам, нормальным и лейкократовым гранитам (лейкократовые разности). Некоторые из них по петрохимическому составу приближаются к субщелочным лейкогранитам и даже к кварцевым сиенитам. Какой-либо закономерности в их распределении по разрезу и площади выявить не удалось. Альбит-хлоритовые диафториты, развитые по амфиболитам, имеют субщелочной габброидный состав. По величине отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ меланократовые кристаллические сланцы и гнейсы соответствуют магматическим породам натриевой серии, а большинство лейкократовых – натриево-калиевой, реже, натриевой сериям, хотя встречаются разновидности, подверженные калиевому метасоматозу и гранитизации с калиевым уклоном.

Возможно, все они являются тем субстратом, из которого в процессе гранитизации возникли расплавы, создавшие мощные, более поздние толщи кислых континентальных надсубдукционных вулканитов и гранитоидов позднепротерозойского (рифей-вендинского) и палеозойского возраста.

Нижний протерозой		Верхний протерозой		Кембрийский протерозой		Ордовикская система		Карсакпайский альлюхтон	
Отдел	Байконурская СФЗ	Майтюбинская СФЗ	Улытау-Арганатинская СФЗ	Карсакпайская серия					
Верхний	Дульгалинская свита. Флишоидное переслаивание зеленоцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов (1500м)	Акбулакская свита. Зеленоцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты (1300м)	Улытауская подзона						
Средний	Карасуирская свита. Аргиллиты, кремнистые аргиллиты, яшмы, фтаниты (290м)								
Нижний	Курумсакская свита. Известники, доломиты, карбонатные брекчи (50-235м)	Кокбулакская свита. Графитистые и серицитовые микрокварциты, кварц-серицит-углеродистые и углеродисто-глинистые сланцы, яшмы, фтаниты с ванадиевой минерализацией и конкрециями фосфатных пород (350-400м)	Мраморизованные углеродистые известняки, доломиты, карбонатные брекчи (200м)	Фанитоподобные и серицитовые микрокварциты, бластопсаммитовые кварциты, филлиты кремнисто-углеродистые и сланцы с прослоями кварц-гематит-лимонитовых пород (400-600м)	Толща порфириоидов, амфиболитов и зеленые сланцы с редкими линзами железистых кварцитов и мраморов (аналог карсакпайской серии - альлюхтон) (500м)	Верхняя кварцово-сланцевая толща. Железистые, яшмовидные и фанитоподобные кварциты, кварц-серицитовые сланцы, филлиты с прослоями мраморов (350м)			
Верхний	Байконурская свита. Тиллитоподобные конгломераты, горизонты углеродисто-тиритоносных пород, алевролиты и аргиллиты, олистиолиты кварцитов (10-300м)	Метаморфизованные тиллитоподобные конгломераты, филлитовидные сланцы с прослоями кварц-гематит-лимонитовых пород, кремнисто-углеродистых сланцев (250-300м)							
Средний	Жалтауская свита. Внизу конгломераты, разнозернистые кварцевые песчаники и гравелиты. Вверху филировидные углеродистые алевролиты с прослоями оолитовых известняков и оолитоподобных кварцитов (375м)	Бластопсаммитовые разнозернистые кварциты, кварцитовые конгломераты, филлитовидные, глинисто-кремнисто-углеродистые сланцы, мраморизованные известняки, оолитоподобные кварциты (200-250м)							
Нижний		Коксуская серия. Риолиты, трахириолиты и их туфы, игнимбриты (2000м)	Порфириоидная дакит-риолитовая толща. Порфириоиды по кристаллокластическим туфам и лавам риолитового, риодакитового и дакитового состава (2000м)						
Рифей				Порфириоидно-сланцевая толща. Серicit-кварцевые, серicit-полевошпат-кварцевые, серicit-альбит-хлоритовые сланцы по пепловым туфам и туффитам, реже порфириоиды (1000м)					
Верхний				Сланцево-кварцитовая толща. Кварциты бластопсаммитовые, серicitовые, хлорит-кварцевые сланцы, филлиты (1000м)					
Ниж- сред.				Айтекская свита. Кристаллические сланцы, прослои албитовых гнейсов и микрогнейсов (1500м)		Гнейсово-сланцевая толща. Кристаллические сланцы, иногда гранатовые с прослоями порфиробластовых слюдяно-плагиоклазовых гнейсов (1000м)			
				Кайканкарасуская свита. Гнейсы лейко- и меланократовые албитовые, прослои кристаллических сланцев (> 2000м)		Гнейсовая толща. Порфиробластовые и очковые, кварц-албитовые гнейсы с редкими прослоями амфибол-хлоритовых и слюдяно-кварц-албитовых сланцев (1000м)			

Рис.1 Стратиграфическая схема протерозойских и нижнепалеозойских отложений Ульятау

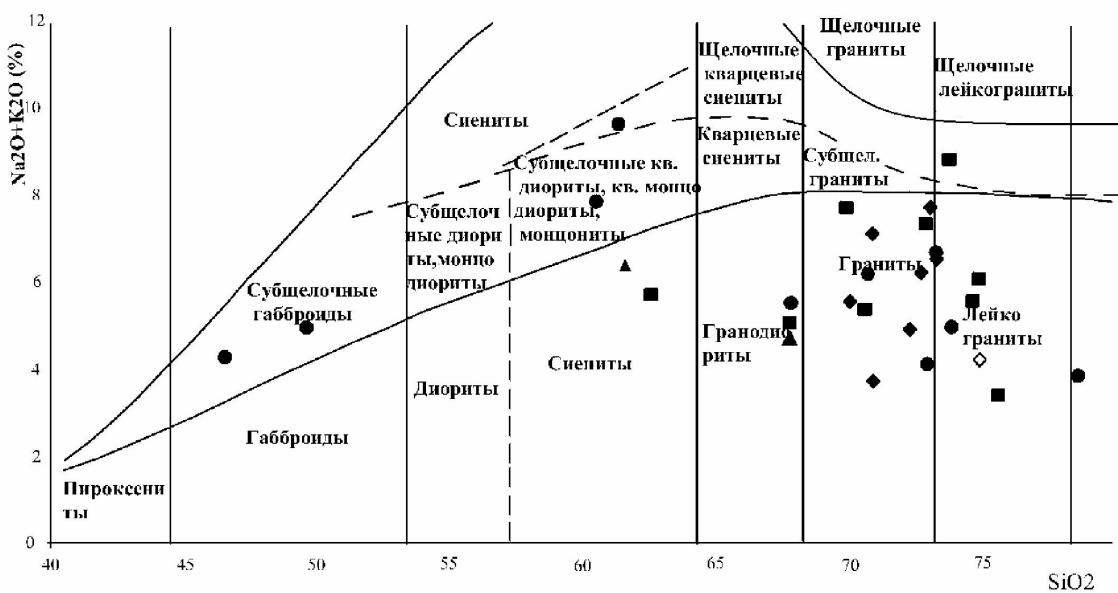


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ для пород кайканкарасуйской (●) и айтекской (▲) свит, гнейсовой (◆) и гнейсово-сланцевой (■) толщ

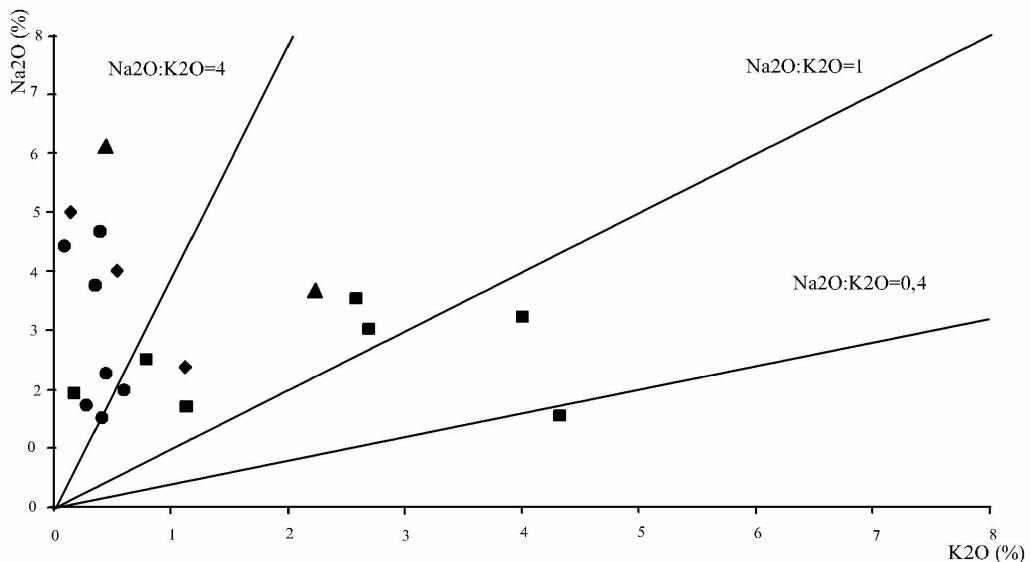


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ для пород кайканкарасуйской (●), айтекской свит (▲), гнейсовой (◆), гнейсово-сланцевой (■) толщ

Для обоснования возраста кайканкарасуйской и айтекской свит, равно как и для гнейсовой и гнейсово-сланцевой толщ имеются только косвенные данные. Они условно отнесены к нижнему протерозою, поскольку их породы служат фундаментом для мощной колонны метаморфизованных надсубдукционных кислых континентальных вулканитов и гранито-гнейсов с возрастом 900–(1800) млн. лет, а гранитизация ее пород, по мнению Т.Н. Херасковой [8] отвечает времени про-

явления гренвильской складчатости (орогении) (1300 млн. лет).

Верхний протерозой. В составе верхнего протерозоя (рифей, венд) по историко-геологическим признакам четко обособляется два стратиграфических уровня с рубежем около 640 млн. лет по времени становления лейкогранитов актасского интрузивного комплекса. На этом рубеже происходит смена тектонического режима, связанного с развитием чехла Улытау-Арганатинского

срединного массива. Для нижней части верхнего протерозоя (R_{1-2} - V_1) наметились два типа разрезов. Первый из них кварцито-сланцевый, метатерригенный, отвечающий уровню кокчетавской серии (R_{1-2}), второй – метавулканогенный, дацит-риолитовый, с вариациями от существенно вулканогенного до теригенно-вулканогенного.

Нижний-средний рифей. Сланцево-кварцитовая толща. Эта толща объединяет метатерригенные породы, имеющие первичный песчано-алевритовый, нередко аркозовый состав с высокой долей первично обломочного кварца вплоть до мономинеральных и слюдистых кварцитов кокчетавского (уштобинского) типа. Этот комплекс пород залегает ниже толщ континентальных вулканитов (порфириодов) надсубдукционного типа и по данным Р.К.Григайтис [2] содержит богатый комплекс микрофоссилий, акротарх и клеток сине-зеленых водорослей рифейского возраста (Φ -15, Φ -16, Φ -19, Φ -20, Φ -22). Подобные сланцево-кварцитовые толщи широко распространены и на других докембрийских массивах и хорошо коррелируются с кокчетавской серией Кокчетавского массива, сулуманакской и таскоралинской свитами Актау-Моинтинского массива.

Верхний рифей. К этому стратиграфическому уровню в Ультау, равно как и в Арганатинском поднятии, отнесены мощные толщи кислых континентальных надсубдукционных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, преобразованных процессами регионального метаморфизма в порфириоды и различные бластопсаммитовые сланцы серицит-полевошпат-кварцевого состава. Их целесообразно выделить в самостоятельные дацит-риолит-порфириодную и порфириодно-сланцевую толщи, находящиеся на одном стратиграфическом уровне, но различающихся составом исходных пород.

В *порфириодной толще* преобладают метавулканиты риолитового, риодацитового, дацитового состава, нередко с субщелочным уклоном; в *порфириодно-сланцевой* наряду с ними широко распространены разнозернистые бластопсаммитовые сланцы серицит-кварц-полевошпатового состава, ранее представляющие собой вулканогенно-осадочные породы: туффиты или туфопесчаники.

В схеме, принятой III Казахстанским стратиграфическим совещанием [5], порфириодные

толщи были включены в состав майтюбинской серии (дюсембайская, жуанкарская, татпенская свиты), а порфириодно-сланцевые – в состав белеутинской и, частично, аралбайской серий.

Первично-вулканогенные породы дацит-риолитовой толщи подверглись относительно слабому метаморфизму и сохранили отчетливые реликтовые вулканогенные структуры. Парагенезисы метаморфогенных минералов отвечают мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Все породы порфириодной дацит-риолитовой толщи в различной степени фельдшпатизированы с развитием позднего калиевого полевого шпата по плагиоклазу и калишпату исходных пород до полного их замещения и образования крупных (1.5-2.5мм) порфиробласт, имеющих неправильно-таблитчатую форму, беспорядочную ориентировку и неравномерное распределение. При более интенсивных процессах фельдшпатизации изменяется и основная ткань пород, с развитием в ней мелких зерен, линзовидных и прожилковых обособлений калиевого полевого шпата, иногда совместно с кварцем. Фельдшпатизация пород порфириодной дацит-риолитовой толщи проявлены неравномерно и, очевидно, предопределена процессами, связанными с калиевым метасоматозом.

Порфириодная дацит-риолитовая толща залегает выше альбитовых гнейсов и кристаллических сланцев раннепротерозойского возраста и бластопсаммитовых сланцев и кварцитов ранне-среднерифейского возраста, несогласно перекрыта грубыми метатерригенными породами чехла с микрофиллитами позднего венда. Ей комагматичны порфириобластовые микроклин-альбитовые и ортоклаз-альбитовые гнейсо-граниты, с которыми они формируют единую вулкано-плутоническую ассоциацию, фиксируя собой фрагмент позднерифейского континента Восточная Палеогондвана или Восточно-Гондванской части суперконтинента Родиния [8].

По характеру первичных пород, степени кливажа и вторичных изменений порфириодная дацит-риолитовая толща может быть скоррелирована с алтынсынганской свитой (R_3) Актау-Моинтинского блока Актау-Жунгарского микроконтинента.

По данным радиологического изучения цирконов, извлеченных из комагматических гранито-

гнейсов получены радиоизотопные датировки 1310 ± 98 , 1120 ± 56 и 960 ± 77 млн. лет. По этим данным отстроена изохронна 1800 млн. лет с использованием модели двукратного изменения пород, последнее из которых произошло 640 млн. лет тому назад. Близкие значения радиоизотопного возраста были получены так же и для порфириодов алтынсынгансской свиты (R_3) и комагматичных им гранитоидов узунжальского комплекса (R_3) Актау-Моинтинского блока по которым отстроены три изохроны и конкордии- 1850 ± 30 , 1540 ± 40 и 1050 ± 35 млн. лет. На основании этих данных рассматриваемые толщи дацит-риолитовых порфириодов и комагматичные им гранитоиды были отнесены к нижнему протерозою [4]. Вместе с тем, А.В. Авдеев с соавторами [1], изучая цирконы из порфириодов алтынсынгансской свиты и гранитоидов узунжальского комплекса, по которым ранее были получены близкие датировки [7], пришли к выводу, что эти датировки являются явно завышенными, поскольку доля первично захваченного обыкновенного свинца в цирконах для ряда проанализированных образцов превышает 90%. Новые результаты U-Pb изотопного изучения цирконов, выделенных из порфириодов алтынсынгансской свиты и гранитоидов узунжальского комплекса, тождественных описываемой ассоциации Улытау, отвечают возрасту 880 ± 11 млн. лет [1].

Порфириодно-сланцевая толща по петрологическим особенностям порфириодов близка или идентична порфириодам риодацитовой толщи, но в своем составе содержит метатерригенные породы, которые, в разрезах толщи присутствуют примерно в равных количествах, а иногда резко преобладают над ними. Сланцы и порфириоды порфириодно-сланцевой толщи также метаморфизованы в мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев. Они, как и порфириоды дацит-риолитовой толщи, затронуты процессами фельдшпатизации, которая проявлена здесь, в основном, альбитизацией. Интенсивной калишпатизации подвергнуты лишь площади вблизи развития массивов гнейсо-гранитов, где натриевый метасоматоз сменился калиевым с развитием в породах решетчатого микроклина. Иногда в сланцах, также как и в порфириодах дацит-риолитовой толщи, встречается красновато-бурый биотит, часто находящийся в срастании с серицитом, либо образующий скопления, ориен-

тированные по сланцеватости породы или развивающийся по секущим трещинам и, очевидно, имеющий наиболее позднее происхождение.

По возрасту порфириодно-сланцевая толща рассматривается как фациальный аналог дацит-риолитовой толщи и соответствует верхнему рифею.

А.М.Глухов, проводивший ГДП-200 на листе L-42-I, со ссылкой на данные Р.К. Григайтис (1986) указывает на присутствие в ней микрофитолитов позднерифейского возраста ($\Phi-17$).

Верхний рифей-венд. Общая стратиграфическая шкала верхней части рифея и венда в регионе объединяет два литостратиграфические комплекса. Нижний из них включает толщи кислых вулканитов, выделенных в коксуйскую серию, верхний – терригенно-карбонатно-кремнисто-углеродистые отложения, в основании которых залегают грубобломочные образования, несогласно перекрывающие верхнерифейские и нижневендинские толщи и имеющие в своем составе своеобразные турбидитные отложения с горизонтами и линзами олистостром, ранее выделявшихся как тиллоиды. Этот комплекс пород выделяется в улытаускую серию и повсюду вверх по разрезу согласно сменяется фосфато-урано-ванадиеносными кремнисто-углеродистыми отложениями кембрия.

Верхний рифей-нижний венд. Коксуйская серия. Отложения этой серии развиты в западной части Майтюбинской СФЗ, представлены риолитами и трахириодацитами, игнимбритами, туфами, туфобрекчиями. Ранее в их составе выделялись актасская и лакбайская свиты. Необходимо отметить, что вулканиты серии обычно слабо метаморфизованы и мало чем отличаются от девонских вулканитов Центрального Казахстана. Рассланцованные разности встречаются только в пределах узких зон (до первых сотен метров) и сопряжены с продольными меридиональными разломами. В этом случае внешне они почти не отличаются от порфириодов верхнерифейской дацит-риолитовой толщи.

Общая мощность серии около 2000м. Основание ее разрезов на изученной площади нигде не установлено, верхи несогласно перекрыты базальными горизонтами улытауской серии и конгломератами акбулакской свиты, отнесенными к среднему-позднему ордовику и рассматриваемой как прибрежно-морской аналог дулыгалинской свиты (O_{2-3}).

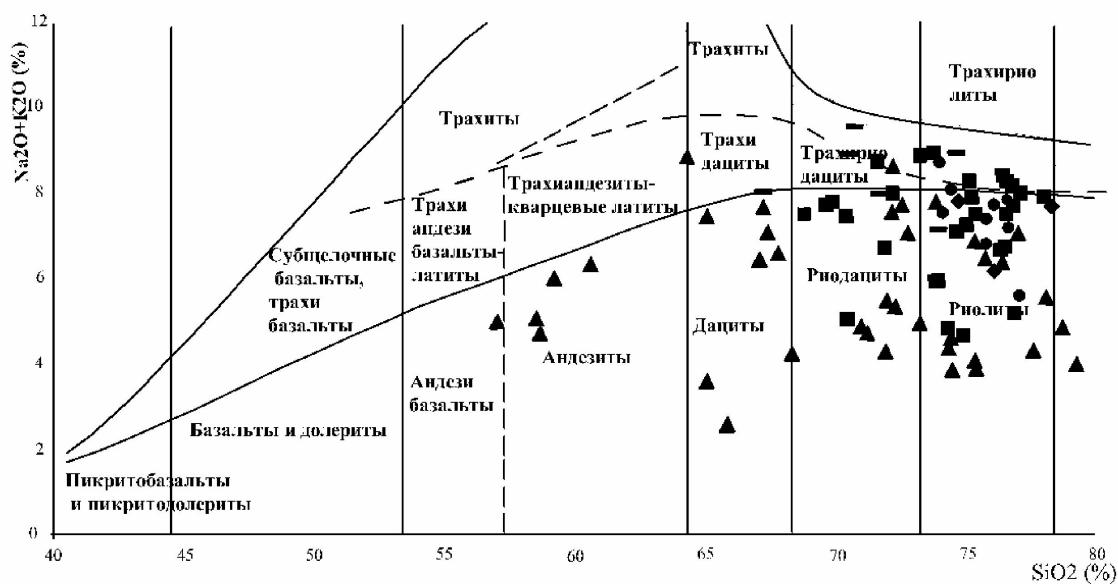


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ для пород порфирийной дацит-риолитовой (■), порфирийно-сланцевой (▲) толщ и гнейсо-гранитов Якономолинского интрузивного массива (◆), пород коксуйской серии (●) и Актасского интрузивного массива (—)

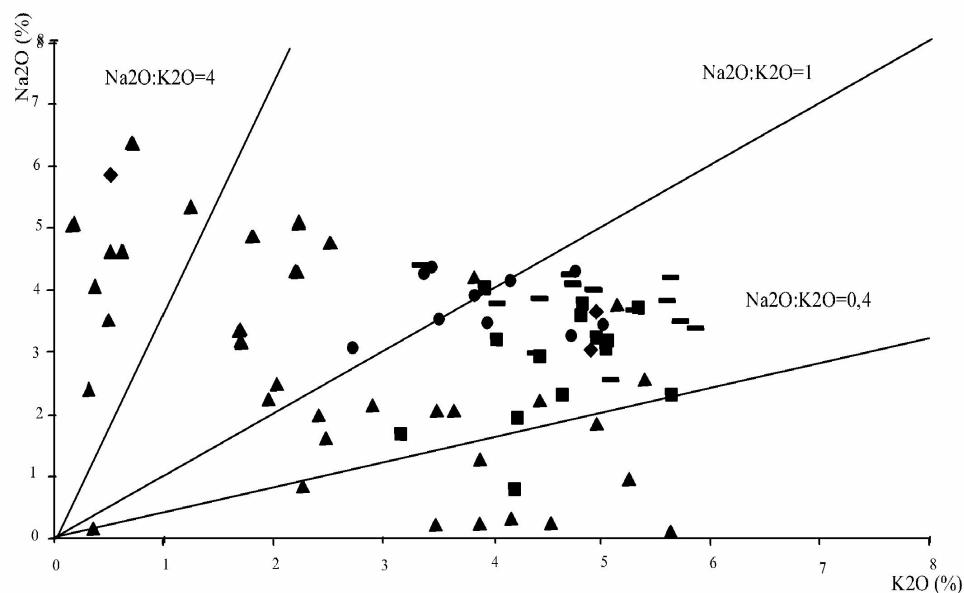


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ для пород порфирийной дацит-риолитовой, порфирийно-сланцевой толщ и гнейсо-гранитов Якономолинского массива, пород коксуйской серии и Актасского интрузивного массива

Региональный метаморфизм пород коксуйской серии, в отличие от порфириодов дацит-риолитовой толщи, проявлен слабо, и в большинстве случаев выражен перекристаллизацией связывающей массы в микрозернистые агрегаты кварц-полевошпатового состава. Почти повсеместно вулканиты серии интенсивно катализированы, а в узких зонах кливажа и рассланцевания превра-

щены в порфириоиды по внешнему облику не отличимые от порфириодов дацит-риолитовой толщи. Минеральные парагенезисы, возникшие при региональном метаморфизме, принадлежат низкотемпературной мусковит-хлоритовой субфаации фации зеленых сланцев. Натриевый метасоматоз пород, выразившийся в альбитизации полевых шпатов, проявлен слабо.

Вулканиты коксуйской серии, равно как и порфириодной дацит-риолитовой, по петрохимическим данным (Рис.4, 5) принадлежат исключительно риодацитам, риолитам и их субщелочным разновидностям. Тип щелочности калиево-натриевый при их общей щелочности от 5.76 до 9.0%. Величины отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ не выходят за пределы 0.7-1.28. Они комагматичны лейкогранитам и субщелочным лейкократовым гранитам актасского интрузивного комплекса ранневенденского возраста. Вместе с тем вулканиты коксуйской серии по своим главным петрохимическим характеристикам чрезвычайно близки к кислым и субщелочным вулканитам порфириодной толщи верхнего рифея и, возможно, принадлежат к одному стратиграфическому уровню.

Вопрос о возрасте континентальных кислых вулканитов, отнесенных к коксуйской серии, чрезвычайно сложный. Авторы, основываясь на данных радиологического возраста гранитоидов актасского интрузивного комплекса, образующих вместе с ней единую вулкано-плутоническую ассоциацию, датируют ее верхний возрастной рубеж нижним вендом. Вместе с тем по петрологическим и петрохимическим особенностям вулканиты коксуйской серии почти не отличаются от порфириодов дацит-риолитовой толщи верхнего рифея и, очевидно, вместе с ней образуют единую толщу кислых континентальных надсубдукционных вулканитов, слагая верхи ее разреза. По данным Л.И. Филатовой [7] кислые вулканиты актасской свиты имеют возраст 920 ± 50 млн. лет, лакбайской – 760 ± 80 – 870 ± 80 млн. лет, что дает основание отнести коксуйскую серию к верхам позднего рифея-раннему венду.

Верхний венд-кембрийская система.

Отложения этого стратиграфического рубежа на описываемой площади распространены во всех структурно-формационных зонах. В Байконурской СФЗ, в соответствии с решениями III Казахстанского стратиграфического совещания [5], они расчленены на жалтаусскую, байконурскую и курмасакскую свиты, слагающие мощную непрерывную колонну углеродистых терригенно-глинисто-кремнистых осадков, сформировавшихся в условиях шельфа, континентального склона и подножья окраинноморского венд-ордовикского палеобассейна атлантического типа и представляющих собой единую черносланцевую ассоциацию

поздневенденского-кембрийского возраста. Нижние две свиты обычно объединяются в ультаускую серию.

На Ультау-Арганатинском срединном массиве такого же типа отложения в разной степени метаморфизованы и слагают собой интенсивно деформированный его чехол. Ранее они выделялись в составе тумурзинской, кумолинской, надыбайской и кентексайской свит и относились к нижнему и самым низам верхнего (надыбайская свита) протерозоя. В этих литостратиграфических подразделениях в горизонтах метаморфизованных углеродисто-кремнистых пород Р.К. Григайтис [2] были выявлены богатые комплексы микрофоссилий венден-кембрийского возраста, позволяющие считать все вышеупомянутые свиты одновозрастными.

К этому стратиграфическому уровню отнесены отложения карсакпайской серии, представленные толщей метаморфизованных вулканогенно-кремнистых образований, принадлежащих верхним членам оphiолитовой ассоциации и сформировавшихся в пределах этого же венден-ордовикского окраинноморского бассейна в условиях спрединговых зон на коре океанического типа и слагающие в современной тектонической структуре Карсакпайский аллохтон (ранее одноименный синклиниорий). Слабожелезистые яшмовидные кварциты этой ассоциации содержат перекристаллизованные и слегка деформированные органические остатки, напоминающие собой скелеты радиолярий. По данным Р.К. Григайтис [2] из отложений карсакпайской серии, извлечен богатый комплекс микрофоссилий рифейского и венден-кембрийского возраста. Однако, не исключено, что верхи ее разреза продолжали формироваться и в ордовике, вплоть до низов среднего ордовика.

Верхний венд. К верхнему венду в Байконурской СФЗ относятся отложения **ультауской серии**, состоящей из жалтауской и байконурской свит.

В составе **жалтауской свиты**, в низах ее разреза широко распространены разнозернистые кварцевые песчаники с невыдержаными по профилю прослойками и линзами кварцевых гравелитов и, еще реже, мелкогалечных конгломератов. Вверх по разрезу они сменяются более мелкозернистыми алевро-глинистыми разновидностями и филлитовидными сланцами, часто уг-

перодистыми с маломощными пропластками серых оолитовых известняков и развитых по ним оолитоподобных кварцитов, мощностью не более 10 м. Последние являются хорошим маркирующим репером. Очевидно, этому же стратиграфическому уровню соответствуют отложения курайлинской и бозингенской свит.

Прямых налеганий пород жалтауской свиты на более древние в пределах изученной площади нигде не наблюдалось, верхи ее согласно перекрыты отложениями байконурской свиты. Граница между этими свитами проводится условно по кровле филлитовидных часто углеродистых алевролитов, содержащих вверху своего разреза невыдержаные по простирации слои "тиллитоподобных" конгломератов.

Высокая зрелость обломочного материала песчаников, однородный, почти мономиктовый состав, парагенезис их с глинисто-углеродистыми и кремнисто-углеродистыми породами свидетельствуют о широком развитии площадных кор выветривания и слабом расчленении рельефа областей сноса. Очевидно, отложения жалтауского стратиграфического уровня формировались в шельфовой зоне только что возникшего окраинноморского палеобассейна.

Возраст свиты определен по остаткам микроорганики. В верхах ее разреза встречен IV (вендский) комплекс микрофитолитов (онколитов и катаграфий). Позже Р.К. Григайтис с соавторами [2] в углеродисто-глинистых сланцах, находящихся на этом же стратиграфическом уровне описан богатый комплекс микрофоссилий венда.

В Майтюбинской СФЗ к этому стратиграфическому уровню отнесены неравномерно *метаморфизованные толщи терригенных и терригенно-углеродисто-кремнистых пород*, по составу и строению разрезов весьма близкие или даже тождественные жалтауской свите. Они так же, как и жалтауская свита, содержат комплекс венских микрофоссилий [2]. Ранее относились преимущественно к кордовской или низам тумурзинской свиты майтюбинской серии (PR_1) и к кентексайской свите аралбайской серии (PR_1).

Породы толщи повсюду граничат с порфириодами верхнего рифея. Нормальный стратиграфический контакт между ними отмечается на западных склонах гор Кантторе, где метатерригенные породы рассматриваемой толщи с четко выраженным азимутальным несогласием зале-

гают на различных горизонтах позднерифейских порфириодов. Верхи толщи согласно перекрываются глинисто-углеродисто-терригенной толщей байконурского стратиграфического уровня.

В составе этой толщи, так же, как и в жалтауской свите, четко прослеживаются две пачки пород: нижняя - метаморфизованных разнозернистых, преимущественно гравелистых кварцитов и кварцитовых конгломератов, мощностью около 150-200 м и верхняя (около 50 м) - глинисто-кремнисто-углеродистых пород с маркирующим горизонтом оолитоподобных кварцитов и линзами метакарбонатных пород. В ассоциации с ними встречаются разрозненные олистолиты и мелкие олистоплаки кварцитов, размером в первые десятки метров, очевидно, уже принадлежащие байконурскому стратиграфическому уровню. Количество обломочного материала и его размер в бластопсаммитовых сланцах снизу вверх постепенно уменьшается, а галька и валуны становятся все более редкими и рассеянными.

Углеродистые и оолитоподобные кварциты из верхов толщи образуют маркирующий горизонт, мощностью до 7-10 м, тождественные жалтауским и практически ничем от них не отличаются.

Из кремнисто-углеродистых пород этих частей разреза был извлечен богатый комплекс микрофоссилий венского возраста, что позволяет надежно прокоррелировать их разрезы с жалтауской свитой и рассматривать их на одном стратиграфическом уровне.

К *байконурской свите* в Байконурской СФЗ отнесена характерная толща песчанисто-глинистых, местами тонко - и ленточнослойистых пород, в основании с линзами и невыдержаными по простирации прослоями "тиллитоподобных" конгломератов. Очевидно, на этом же стратиграфическом уровне находятся отложения сатанской свиты.

Байконурская свита распространена там же, где и жалтауская свита, с которой имеет постепенные и в большинстве случаев не совсем четкие границы.

Верхняя граница, более четкая, проводится по подошве углеродисто-кремнистых пород, как правило, хорошо обнаженных, и относимых уже к курумсакской свите кембрия. Обнаженность пород неудовлетворительная. Преобладающие в ее составе терригенно-глинистые породы легко подвержены выветриванию и, как следствие, плохо обнажены.

“Тиллитоподобные” конгломераты, слагающие низы ее разреза, представляют собой своеобразные обломочные несортированные породы с неравномерно распределенными гальками и валунами преимущественно разнообразных кварцитов, в том числе оолитоподобных, тождественных таковым из верхов жалтауской свиты, серого и темно-серого жильного кварца, реже различных сланцев. Гальки и валуны в конгломератах распределены крайне неравномерно. Чередуются слои, содержащие редкую и мелкую хорошо окатанную гальку кварцитов и жильного кварца и слои, включающие крупные рассеянные валуны и крупные глыбы и олистолиты, а также мелкие олистоплаки тех же пород. Отдельные глыбы и олистоплаки удалены друга от друга на значительные расстояния (более сотни метров). Валуны и гальки местами встречаются в виде скоплений, образующих изолированные линзы и гнезда. Терригенный материал в цементе не отсортирован. Он, обычно, тонкозернистый песчано-алевритовый. Мощность горизонта с “тиллитоподобными” конгломератами непостоянна. Она меняется от первых десятков метров, до первых сотен метров, или они вовсе выклиниваются из разреза. Верхние члены разреза байконурской свиты сложены тонкими нередко углеродистыми филлитовидными алевролитами и аргиллитами, зеленоцветными тонко- и ленточно-слоистыми алевролитами, вверху с прослоями красноцветных разностей.

Резкие изменения мощности “тиллитоподобных” конгломератов, выпадение их из разреза, ассоциация с тонкими песчано-глинистыми часто углеродистыми с пиритом породами позволяют предположить, что отложения байконурской свиты формировались не в условиях континентального оледенения, как это предполагалось ранее, а отлагались в узкой зоне континентального подножья, очевидно, имевшего тектонические ограничения и представляют собой турбидитные осадки.

Контрастные тектонические движения, имевшие место в период формирования байконурской свиты, вероятно, окончательно обособили (уже в кембрии) приконтинентальный глубоководный склон с широким развитием углеродисто-кремнистых, местами фосфатоносных и ванадиеноносных осадков, имеющих чрезвычайно постоянный и выдержаный характер. Подошва этих отложений

служит верхней границей байконурской свиты и позволяет надежно проводить региональную и межрегиональную корреляцию ее разрезов.

Возраст байконурской свиты определен по ее стратиграфическому положению в общем разрезе докембия Улытау, в котором она занимает наиболее высокое положение, располагаясь выше жалтауской свиты с микрофитолитами и микрофоссилями венда и перекрываясь фаунистически охарактеризованными терригенно-кремнистыми отложениями кембрия. Р.К. Григайтис [2] указывает на находки микрофоссилий венда и даже кембрия, извлеченных из углеродисто-глинистых сланцев цемента ее конгломератов.

В Майтюбинской СФЗ отложения, находящиеся на одном стратиграфическом уровне с байконурской свитой, в значительной степени метаморфизованы и превращены в серицит-кварцевые и филлитовидные сланцы. Внизу разреза они содержат линзы и прослои кварц-гематит-лимонитовых пород (первично углеродистых с пиритом), местами с рассеянными обломками и галькой кварца и кварцитов, реже различных сланцев. Эти породы тождественны тиллоидам байконурской свиты. Здесь же встречаются разрозненные глыбы или олистолиты различных кварцитов и жильного кварца, размером от 1.5-2м до 10-15м и более. Обычно, выше них по разрезу следуют кварц-сериицитовые и филлитовидные сланцы часто углеродистые с маломощными (первые метры) прослойками фтанитоподобных тонкополосчатых кремнисто-глинистых сланцев, иногда с выщелоченными микроконкрециями лимонита (марказита). Некоторые из них сохранили реликты кристаллов первичного пирита.

По составу и характеру чередования пород эта толща сходна с байконурской свитой Байконурской СФЗ. Она так же, как и байконурская свита, перекрывается толщей различных, в том числе, фтанитоподобных кварцитов, близких по своему внешнему облику силицитам курумсакской свиты кембрия. Мощность ее в наиболее полных разрезах не превышает 250-300 м.

Описанные отложения хорошо коррелируются с капальской свитой Актау-Моинтинского докембрийского массива, а так же, возможно, с низами босагинской серии (свиты).

Кембрийская система. Курумсакская свита и ее аналоги. В Байконурской СФЗ отложения кембрийского возраста распространены там

же, где и верхнего венда - на ее сочленении с Майтюбинской СФЗ, надстраивая собой единые непрерывные разрезы жалтауской и байконурской свит. Согласно решению III Казахстанского стратиграфического совещания в составе их выделяются курумсакская свита, согласно перекрывающейся терригенно-карбонатными и терригенно-кремнистыми отложениями верхнего кембрия-нижнего ордовика, относимых уже к кокбулакской ($\text{E}_3\text{-O}_1$) или карасуирской (O_{1-2}) свитам.

Курумсакская свита сложена преимущественно углеродисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми иногда яшмовидными силицитами и фтанитами. Заметную роль в ее составе, особенно в верхах разреза, играют углеродисто-глинистые, филлитовидные и углеродисто-кремнистые сланцы. Местами, в низах разреза, в глинисто-углеродистых силициатах встречаются округлые, до 3 см в поперечнике, выщелоченные конкреции, возможно, первоначально фосфатного состава и линзы углеродисто-кремнистых ванадиеносных сланцев.

В Майтюбинской СФЗ такого же типа породы, но неравномерно метаморфизованные и превращенные в различные кварциты, кремнисто-углеродистые и серицит-кварцевые сланцы, предлагается выделять как нерасчлененные отложения кембрия. Они встречаются в единых разрезах с аналогами жалтауской и байконурской свит. Ранее относились к тумурзинской и кумолинской свитам майтюбинской серии (PR_1) и надыrbайской свите боздакской серии (R_{1-2}) [4]. Среди них широко распространены графитистые и серицитовые микрокварциты, различные бластопсаммитовые кварц-сериицитовые и кварц-сериицит-углеродистые сланцы. Углеродистые породы рассматриваемой толщи обладают такой же геохимической специализацией, что и такого же рода породы курумсакской свиты. Они на этом же стратиграфическом уровне, что и породы курумсакской свиты, вмещают тот же тип уран-фосфор-ванадиевого оруденения: по данным В.Е. Костюченко и Ю.А. Бастркова повышенным концентрациям урана сопутствуют фосфор (до 5%), ванадий (до 1.5%), свинец (до 0.7%), медь (до 0.2%), молибден (до 0.08%), барий (до 0.3%), серебро и др. Эти толщи, по материалам Р.И. Кргзема и Р.К. Григайтис, содержат микрофоссилии и нитчатые водоросли кембрия [2].

Верхний венд-кембрийская система. Нерасчлененные отложения. Карсакпайская

серия. Отложения карсакпайской серии принадлежат к группе зеленосланцевых вулканогенно-кремнистых формаций джеспилитового типа. По результатам ГДП-200 установлено, что на Улытая-Арганатинском докембрийском массиве они слагают прерывистую зону покровно-складчатых структур, прослеживающихся в субмеридиональном направлении более чем на 350 км при максимальной ширине до 10-20 км. По простирианию на северо-западе Арганатинского поднятия они сменяются близкими, но менее метаморфизованными отложениями, отгосящимися уже к братолюбовской серии.

В составе карсакпайской серии значительный объем (более 60-70%) принадлежит метаморфизованным зеленокаменным основным вулканитам, превращенных большей своей частью в порфиритоиды, амфиболиты и различные зеленые сланцы, которые по петрохимическим признакам наиболее близки толеитам; в парагенезисе с ними встречаются глубоководные, преимущественно пелагические осадки – метафтаниты, метаяшмы, железистые и безрудные кварциты, различные глинисто-углеродисто-кремнистые сланцы, филлиты и, реже, пелитоморфные известняки и мрамора. Метавулканиты по своим петрохимическим характеристикам наиболее близки базальтам срединных океанических хребтов типа N- и E-MORB и океанических внутриплитных островов, а также частично базальтам известково-щелочной серии островных дуг и задуговых бассейнов (Рис. 6,7).

Высококалиевые порфиритоиды, пересчитанные И.В. Евдокимовым на нормативный состав, соответствуют щелочным оливиновым базальтам. По парагенезису пород и их петрохимическим особенностям отложения карсакпайской серии, принадлежат верхним членам офиолитовой ассоциации. Поля ее развития местами сопровождаются телами альпинотипных ультрамафитов, преобразованных последующими тектоническими движениями в серпентинитовый меланж. По этим признакам она имеет определенное сходство с офиолитовыми зонами Центрального Казахстана (Рис.8) – Чарской, Тектурмасской, Итмурундинской, Майкаин-Кызылтасской и др., в которых также были установлены метаморфические породы фации высоких давлений [3]. Очевидно, те и другие являются порождением одних и тех же геодинамических процессов. Предполагается, что карсакпайская серия сфор-

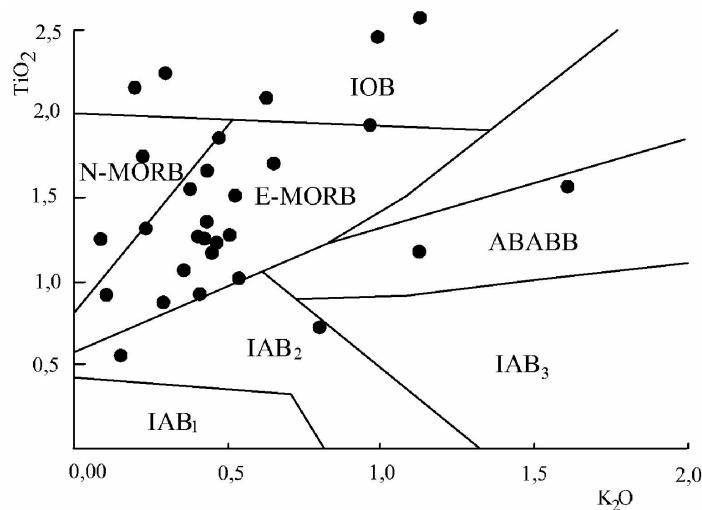


Рис. 6. Петрохимическая диаграмма для порфиритоидов карсакпайской серии в координатах $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$:
 ЮВ – вулканиты океанических внутриводных островов; N-MORB и E-MORB – вулканиты срединно-океанических хребтов: N – нормального, Е – обогащенного типов; ABABB – известково-щелочные серии островных дуг и задуговых бассейнов; IAB – островодужные ассоциации (1 – бониниты, 2 – толеиты 3 – известково-щелочные)

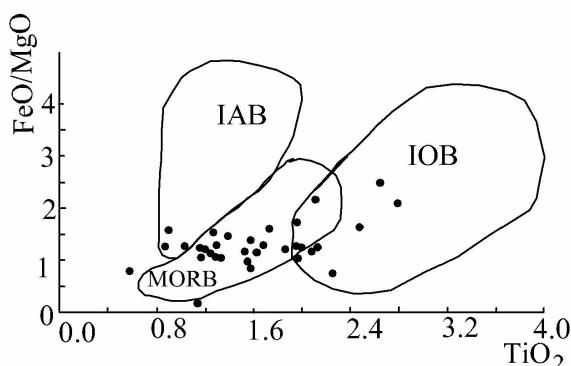


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма в координатах $\text{TiO}_2\text{-FeO/MgO}$ для пород карсакпайской серии и ее аналогов

мировалась в условиях спрединга Байконурского окраинноморского палеобассейна на коре океанического типа и впоследствии, в период коллизии и закрытия этого бассейна ($\text{O}_3\text{-S}_1$), была шарирована на Улытау-Арганатинский микроконтинент (массив).

В современной тектонической структуре Улытау-Арганатинского массива породы карсакпайской серии и их аналоги слагают целый ряд обособленных сближенных узких тектонических покровов, образующих Карсакпайский шаръяж (ранее Карсакпайский синклиниорий). Толщина отдельных тектонических пластин, по интерпретации геофизических материалов, колеблется в очень широких пределах - от 400-500м до 1-1,5км.

В одних случаях они подстилаются, а местами и тектонически перекрываются одновозрас-

тными с ними метаморфизованными черносланцевыми толщами, находящимися на одном стратиграфическом уровне с жалтауской, байконурской, курумсакской, кокбулакской и карасуирской свитами, в других – совместно с метаморфитами раннего протерозоя образуют единые складчатые структуры. В этих случаях тектонические пакеты ведут себя как стратиформные пачки, а на участках наиболее интенсивных тектонических напряжений участвуют в строении тектонического меланжа или олистострома.

Для Карсакпайского аллохтона характерен неравномерный метаморфизм фации зеленых сланцев с постепенными переходами от слабометаморфизованных пород, сохранивших местами миндалекаменные структуры и реликты пиллоу-лав, до разнообразных зеленых сланцев и

амфиболитов. Повсеместно породы карсакпайской серии и их аналоги испытали метаморфизм высоких давлений (погружения), сопровождающий новообразованиями амфиболов глаукофанового ряда. Среди них установлены глаукофан, глаукофан-актинолит, реже встречаются в виде единичных зерен рибекит и кроссит.

Возраст карсакпайской серии и ее аналогов в настоящее время достоверно не установлен. Авторы считают, что процесс формирования отложений серии был довольно продолжительным и охватывал диапазон времени порядка 170 млн. лет – от позднего венда (начало развития) до среднего ордовика (по времени ее вовлечения в зону субдукции в связи с формированием энсиалической Степняк-Бетпақдалинской островодужной системы). В слабо железистых кварцитах серии авторами были выявлены перекристаллизованные органические остатки, напоминающие скелеты радиолярий. По данным Р.К.Григайтис [2] из пород серии был извлечен богатый комплекс микрофоссилей позднерифейского, вендского и кембрийского возрастов. Верхи ее разреза, представленные рудными и безрудными железистыми яшмовидными и фтанитоподобными кварцитами, различными углеродистыми сланцами и филлитами с горизонтами пелитоморфных известняков и мраморов хорошо коррелируются с разрезами курумсакской (ϵ), кокбулакской (ϵ_3 - O_1) и карасуирской (O_{1-2}) свит Байконурской СФЗ, которые совместно с отложениями карсакпайской серии образуют латеральный ряд геологических формаций единого окраинноморского бассейна. Карсакпайская серия сформировалась в условиях рассеянного спрединга на коре океанического типа, курумсакская и вышележащие свиты – континентального склона и подножья.

Кембрийская система, верхний отдел – ордовикская система, нижний отдел. Кокбулакская свита (ϵ_3 - O_1 kk) и ее аналоги (ϵ_3 - O_1). В Байконурской СФЗ кокбулакская свита представлена характерной толщей углеродистых известняков, иногда доломитизированных, серого, темно-серого и черного цвета, содержащих прослои зеленовато-серых и темно-зеленых аргиллитов, как правило, тонкорассланцеванных, мощностью от 0.3-0.5 м до 1.5-2 м. Известняки плотные, тонкокристаллические, тонкоплитчатые и тонкослоистые, реже комковатые с бугорчатой

поверхностью, обусловленной обогащением отдельных участков кремнистым и углеродистым веществом.

Границы кокбулакской свиты с нижележащей курумсакской и вышележащей карасуирской свитами преимущественно согласные. Полная мощность колеблется от 50 до 235 м. Резких фациальных изменений отложений не наблюдается, меняется лишь количество и мощность прослоев аргиллитов, глинистых и карбонатно-глинистых сланцев.

В Майтюбинской СФЗ аналоги кокбулакской свиты представлены толщей тонкоплитчатых углеродистых мраморизованных известняков развитых в среднем течении р.Боздаксай, в окрестностях зим.Надыrbай. Ранее они включались в состав надыrbайской свиты боздакской серии (R_{1-2}). Здесь эта толща мраморизованных известняков протягивается в субмеридиональном простирании в виде трех полос длиной до 8 км, при максимальной ширине, достигающей 0.6 км. Контакты с подстилающей толщей кремнисто-углеродистых сланцев кембрия преимущественно тектонические, реже нормальные стратиграфические, иногда с четко выраженным опрокинутым залеганием.

Согласное залегание ее на филлитовидных углеродистых и кремнисто-углеродистых часто пиритоносных породах с прослойками темно-серых и черных фтанитоподобных кварцитов венд-кембрийского возраста установлено на правобережье р. Боздаксай, в 1.2км к северу от зим. Надыrbай. Соотношения ее с более молодыми отложениями нижнего палеозоя не выявлены. Обращает на себя внимание сходство ее разрезов с верхами карбонатных толщ Актау-Моинтинского массива.

Ордовикская система. Средний-верхний отделы. Эти отложения распространены, главным образом, в Байконурской СФЗ, где представлены флишоидными отложениями, выделенными в дулыгалинскую свиту. Стратиграфическое положение и объем ее в регионе не претерпели серьезных изменений. На Ультаяуском докембрийском массиве *на стратиграфическом уровне дулыгалинской свиты* развиты более грубообломочные ее фации, приуроченные к сочленению Байконурской и Майтюбинской СФЗ, которые целесообразно выделить в самостоятельную акбулакскую свиту. Ранее они относились к

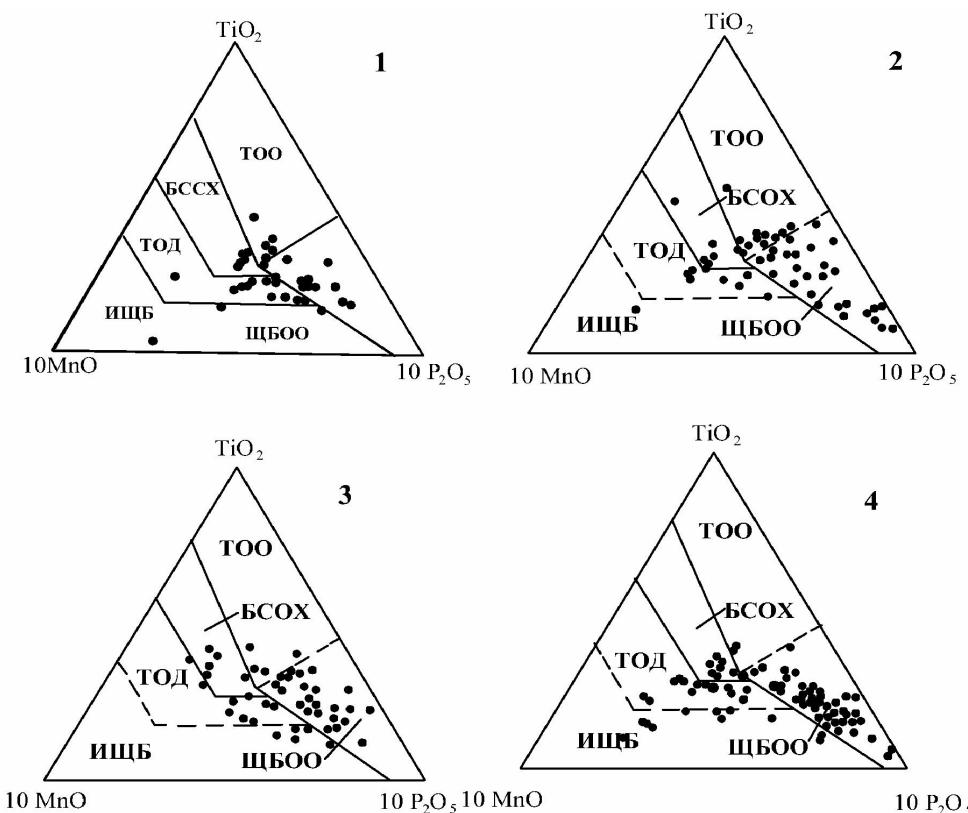


Рис. 8.Петрохимическая диаграмма в координатах $10\text{MnO}-\text{TiO}_2-10\text{P}_2\text{O}_5$ для порфиритоидов карасакпайской серии (1) и базальтов Тектурмасского (2), Чарского (3) и Итмурундинского (4) офиолитовых поясов

акбулакской серии венда [4]. Конгломераты этой толщи в бассейне р. Байконур А.В. Волиным выделялись как свита «базальных конгломератов» (ϵ_1), Л.И. Боровиковым и А.Л. Книппером – улутавская свита (ϵ_1), в унифицированной стратиграфической схеме 1958г. – ранская свита (ϵ_1).

Согласно «Решениям III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою» [5] по представлению геологов МГУ [4], акбулакская серия венда подстилает углеродисто-глинисто-кремнистые отложения улутауской серии и расчленена на кумкудукскую и шилесайскую свиты, в их составе конгломераты, песчаники, туфопесчаники, туфаалевролиты, туффиты, диабазы.

При проведении ГДП-200 было установлено, что описываемые отложения залегают выше улутауской серии и представляют собой зеленоцветную, преимущественно грубообломочную терригенную толщу, местами обладающую ритмично-слоистым строением, в составе обломочного материала которой преобладают вулканиты кислого состава коксуйской серии, граниты и гранофии-

ры актасского комплекса, в меньшем количестве встречаются кремнистые алевролиты, фтаниты, кварциты улутауской серии. Диабазы, ранее выделявшиеся в ее составе, ей не принадлежат. На изученной площади они слагают тектонические клинья, сложенные образованиями порфиритоидной толщи верхнего венда-кембрая (аналоги карасакпайской серии).

По представлениям авторов грубообломочные фации зеленоцветных терригенных пород, залегающие в краевой части Майтюбинской СФЗ на сочленении с Байконурской СФЗ, обладающие ритмичным строением, тонкой параллельной и косой слоистостью прибрежноморского типа фиксируют трансгрессию Байконурского окраинноморского бассейна в прибрежную зону Улытау-Арганатинского микроконтинента в средне-позднеордовикское время и являются возрастным аналогом зеленоцветной флишоидной дульгалинской свиты. Используя «старое» название серии, авторы выделили их в акбулакскую свиту средне-позднеордовикского возраста.

Для пород характерна направленно изменяющаяся ритмичная слоистость – в нижней части косоволнистая прибрежноморского типа, в верхней – параллельная. Мощность отдельных ритмов и косых серий изменяется от нескольких сантиметров до 15-20 м, в верхах разреза мощность ритмов уменьшается и не превышает 10-15 м. Преобладающий цвет пород зеленый – от темно-зеленого до голубовато-зеленого, зеленовато-серого. Для более тонких разностей (алевролитов, аргиллитов) характерна фиолетово-серая, лиловато-черная окраска. Лиловый оттенок пород связан с наличием в обломках лиловых риолитов, гематитизированных плагиоклазовых порфиров. Иногда в нижней части свиты появляются маломощные (до 0,5 см) прослои красноцветных и табачно-зеленых алевролитов. Последние на правом берегу р. Коксу содержат отпечатки растительного детрита весьма плохой сохранности.

Не полная мощность акбулакской свиты достигает 1300 м.

Средне-позднеордовикский возраст акбулакской свиты принимается условно на основании сходства ее литологического состава, характера строения с зеленоцветными флишидными отложениями дулыгинской свиты, но отличающиеся от последней более грубообломочными фациями, характерными для прибрежно-морского осадконакопления. В составе обломочного материала пород акбулакской свиты, кроме пре-

обладающих риолитов коксуйской серии и гранитов актасского комплекса, присутствуют кремнистые породы, фтаниты, аналогичные широко развитым в курумсакской свите кембрия и карасуирской нижнего-среднего ордовика.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдеев А.В., Злобин Г.А., Ким В.С. Новые данные о возрасте риолит-гранитовой ассоциации докембрия Атасу-Моинтинского водораздела (Центральный Казахстан). Докл. АН СССР. 1990, том 311, №3. С. 685-689.
2. Григайтис Р.К., Ильченко Л.Н., Краськов Л.Н. Новые палеонтологические данные по докембрийским отложениям Южного Ультау (Центральный Казахстан). Изв. АН СССР. Сер.геол., 1989. №1. С. 68-79.
3. Ермолов П.В. Новый взгляд на происхождение офиолитовых поясов Казахстана. Изв. НАН Республики Казахстан, сер.геол., 2008, №1, с.76-85.
4. Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Стратиграфия докембрия Ультау в связи с разработкой общей схемы расчленения докембрия Центрального Казахстана. Изд-во МГУ, 1971.
5. Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою (с региональными стратиграфическими схемами). Алма-Ата, 1986, часть I. Докембрий и палеозой. СПб, 1991.
6. Филатова Л.И. Докембрий Улу-Тау // М.: МГУ. 1962, 323с.
7. Филатова Л.И. Зыков С.И., Ступникова Н.И., Краснова А.А., Филиппович И.З. Проблемы геохронологии метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977. С. 46-66.
8. Хераскова Т.Н. Проблемы внутреннего строения докембрийских массивов Центрального Казахстана // М: МГУ.2001. С.25-34.