

Ждан А. В.

Ошский Технологический университет, Южно-Кыргызская геологическая экспедиция,
г. Ош, Кыргызстан

Геологическая история формирования древних офиолитовых разрезов в целом Сарыгалинской вулканогенно-седиментационной структуры – это история трех сопряженных приразломных прогибов (глубинных разломов) длительного (С-О, О-S₁) развития. Поступление базальтоидной магмы и железорудного материала происходило из единого источника корового магматического очага.

Geological history of formation to ancient ophiolitic section as a whole volcanogenic-sedimentary structure of Sarytala – it is the history of three conjugate along abyssal fractures (deep faults) sediment basin to longevity (C-O, O-S₁) evolution. Supply of basaltic magma and iron ore substance related from the single source to subcrustal focus of magma.

Сарыгалинская вулканогенно-седиментационная структура (СВСС) занимает особое место в геологии, тектонике и рудной металлогении Южной Ферганы и является примером формационной унаследованности и «сквозного» развития. Это ее обобщающее географическое название, фактически же СВСС разделена на собственно Сарыгалинскую, Каракольскую, Зархарскую и Акташскую не только пространственно, но и по истории геологического развития. Она прослеживается от Охнинской долины на запад в долину реки Сох и за ее левый водораздел до Баткенской впадины (около 50 км) при ширине выходов до 1-5 км.

Уникальные разрезы ультраосновных и основных пород принимались в качестве эталона при выделении Южно-Тянь-Шаньского габбро-перидотитового пояса интрузивных образований [1, 6-13 а также В.Н. Вебер, Д.И. Мушкетов, Д.В. Наливкин, А.П. Марковский, В.Н. Огнев, В.И. Попов, Н.М. Синицин, Д.П. Резвой, Г.С. Поршняков и др.], офиолитовых комплексов океанической коры [7, 14-17] особенно в аллохтонном залегании [2,3, 15, 18, 19] и как производных различных геодинамиче-

ских обстановок в палеоокеанах и окраинных океанических бассейнах [20-21, 30-31], их структурной позицией в зонах глубинных разломов [22-23] или корневых частей для шарьяжей из раннегеосинклинальных серпентинитов (Г.С. Поршняков, 1973). Проблемам симатического магматизма и производного железорудного процесса посвящены лишь работы 4, 24, 25-27. К настоящему времени опубликовано более 40 работ (31 из них приведено в списке литературы), шесть диссертаций, защищено более 20 производственных отчетов.

Краткие итоги исследований. Еще в 70-х годы многих исследователей габбро и ультрабазиты интересовали как интрузивные образования, выделяющиеся в едином габбро-перидотитовом Южно-Ферганском офиолитовом поясе, одним из представителей которого являются Сарыгалинские тела. Заметим, что они рассматривались вне связи с вулканогенными толщами основного состава как разновозрастные и разногенетические образования геосинклинальных зон. Считалось, что рудные тела железорудного месторождения Набир,

располагались вдоль контакта протяженного интрузива среди эффузивных пород с яшмами на севере и перидотитами, амфиболитами, карбонатно-серпентинитовыми брекчиями на юге [10, 11 и др.]. В первой легенде интрузивного магматизма региона (1975, Т.А. Додонова и др.) было выделено два базит-гипербазитовых комплекса силурийского (Южно-Ферганский) и девонского (Надирский) возрастов. В последующей легенде (1986, В.М. Ненахов и др.) основные и ультраосновные породы отнесены к двум разновозрастным силурийско-девонским комплексам, размещающимся среди офиолитов. Ю.Л. Семенов дает описание базит-ультрабазитовых массивов в связи с разновозрастными офиолитами. Интрузивные ультрабазиты и их гидротермальные листвениты были объектами для постановки поисковых работ на ртуть.

В середине 70-х годов геосинклиальный «подход» к офиолитам заменяется тектоноплитным. В 1973 году по Сарыталинской структуре проводится международный симпозиум «Офиолиты в земной коре» (Г.И. Макарычев, Я.С. Висьневский). В последующей книге Г.И. Макарычев [5] говорит о существовании в Туркестане-Алае начинающая с позднего рифея океанической коры, хорошо сохранившейся в Сарыталинском фрагменте в первичном виде. Но вскоре такие фрагменты стали рассматриваться в тектонизированном виде и аллохтонном залегании (В.С. Буртман, С.А. Куренков и др., 3, 15). Разновозрастность офиолитовых серий Сарыталинского разреза позволило ряду авторов [15, 17, 21] говорить о неоднократно повторяющихся процессах спрединга в Туркестано-Алайском палеоокеане или о присутствии среди офиолитов дифференцированного силла [28] и ультрабазитового плутона [8]. С эволюцией развития океанской коры и различными геодинамическими обстановками связаны другие работы ряда авторов [20-21, 29-31 ...], среди наиболее полной и богатой фактическим материалом является диссертация Л.Н. Абакумовой [30]. Пожалуй, это одна из немногих работ, в которых дается описание структуры по левобережью р. Сох.

А.В. Ждан в 1983 г. [26] выделил для Южной Ферганы четыре разновозрастных комплексов ультрабазитов, как эффузивных, так и интрузивных, всегда комагматичных друг другу. Проявлены они в разновозрастных вулканогенных прогибах базальтоидного (толеитового) тренда развития. Позже он [27] приводит детальные разрезы магматитов Сарыталинской структуры в связи с генезисом и геолого-структурном положении железорудных проявлений (см. ниже).

Как видим, многие взгляды авторов на проблему базит-ультрабазитовых разрезов Сарыталинской структуры отражали этапы

развития геотектонических концепций в отечественной геологической науке.

Краткие геолого-структурные особенности выделенных структур следующие.

Сарыталинская структура обнажена на протяжении 6 км при ширине до 1 км по левобережью одноименной* долины, спускающейся в Охнинскую впадину (рис. 1). (*Примечание: В первых научных публикациях дано название «Сарыталинская», хотя многие авторы используют «Сарталинская», следом за неоднозначным названием маленького селения в этой долине.)

Пять пачек, выделенных по разрезу, проходят субпараллельно между собой на протяжении всей обнаженной части структуры. Подстилающие и перекрывающие отложения на дневную поверхность не выходят и достоверно не установлены скважинами (в зоне Охнинского конседиментационного разлома). Снизу вверх наблюдается следующая последовательность образований (пачки показаны цифрами, рис. 1):

Пачка 1. Серпентинизированные ультрабазиты и карбонат-перидотитовые седиментационные брекчии с линзами-горизонтами магнетит-гематитовых руд (железняков) – до 100 м.

Это образования с четкой наслоенностью из различных серпентинитов, карбонатных пород и осадочных брекчий, железняков. Различаются серпентиниты скрытозернистые и порфириовидные с крупными (до 12 мм) псевдоморфозами по пироксену и оливину, серпентиниты брекчиевидные, серпентинизированные пикритовые порфириты разнозернистые массивные. Переходы между такими разностями обычно ровные, четкие, в слоях до 8-40 м. Карбонатные породы красно-бурые, обычно цементируют брекчии из серпентинитов и железняков, («красные» брекчии), но есть и более чистые слои железистых известняков. Встречаются прослои яшм и бурых кремней. Породы густо прожилкованы таким же карбонатным материалом, а в цементе содержится много талька. Бурые железняки (магнетит-гематитовые) образуют слои, линзы с ровными параллельными контактами без следов закалки и смещений. Железняки, слагающие рудные тела южной полосы, появляются еще в слоях ультраосновных пород, участвуют в составе обломков и смешанных брекчий.

Начальные слои обнаженной части разреза представлены брекчиями из афировых пород, залеченными тальком и карбонатами. К кровле пачки преобладают порфириовые разности с вкрапленниками оливина и пироксена. Их псевдоморфозы сложены пластинчатым антигоритом, а основная масса – на 100% серпофитом. По трещинам и в газовых округлых пустотах развивался лучистый дженкинсит с характерным плеохроизмом. Он же совместно с

хризотилом замещает единичные крупные зерна зонального плагиоклаза. Для серпентинизированных пород характерными являются пылевидные скопления рудного минерала (магнетита) по сети трещин и контурам кристаллов. По химизму их можно отнести к перидотитам, а порфиоровые разности высоких слоев – к пикритам. По присутствию в разрезе несомненно осадочных брекчий, известняков, железняков, по характерному чередованию афировых, среднезернистых и порфиоровых пород, можно отдать предпочтение эффузивному генезису образований пачки.

Пачка 2. Пикритовые порфириты и пироксениты – 150-250 м. Обе разновидности слагают пачку в равнозначных количествах, образуя и протяженные пластовые тела, и изометричной, и неправильной формы. В первом случае преобладают контакты согласные эффузивной природы, во-втором – есть четкие рвущие, интрузивные. Обычным явлением является присутствие смешанных магм. Серпентинизация пород не столь высокая, как в нижней пачке, и интенсивней развита в плагиоклазовых пироксенитовых лавах; комагматичные им штоки, дайки остаются более свежими и цельными, крепкими. Габбровые породы для пачки не характерны. По составу можно выделить (клино)пироксениты, плагиоклазовые и двупироксеновые разности,

оливиновые пикриты. Все породы сильно амфиболитизированы и даже биотитизированы (см. далее).

Выше по разрезу происходит качественная смена магмы на габбро-диабазовый. Граница четко картируется по появлению светло-серых габбровых пород с маломощными пластовыми потоками. Каждый пласт имеет различную кристалличность, «рассыпчатость», крупинчато-овальную отдельность. Примечательно, что габбровые потоки облекают выступы в кровле нижней пачки, образованные более прочными породами (пикритовые порфириты; в поле развития габбро и диабазов не характерны).

Пачка 3. Метагаббро-диабазы – 130-250 м.

Хорошо выражена наслоенность в потоках различной мощности. Преобладают габбро средне-крупнокристаллические с пластинчатыми плагиоклазами (лабрадор, битовнит), с заметно измененными темноцветами (30-40%), уже замещенными светло-зелеными полупрозрачными амфиболами и снова полупрозрачной слюдой. По темноцветам видно разрастание кристаллов. Вверх по разрезу появляются габбро-диабазы и диабазы в слоях то с сильно разрушенными породами, то прочными.

Эффузивная природа большинства слоев не вызывает сомнений, хотя для отдельных тел

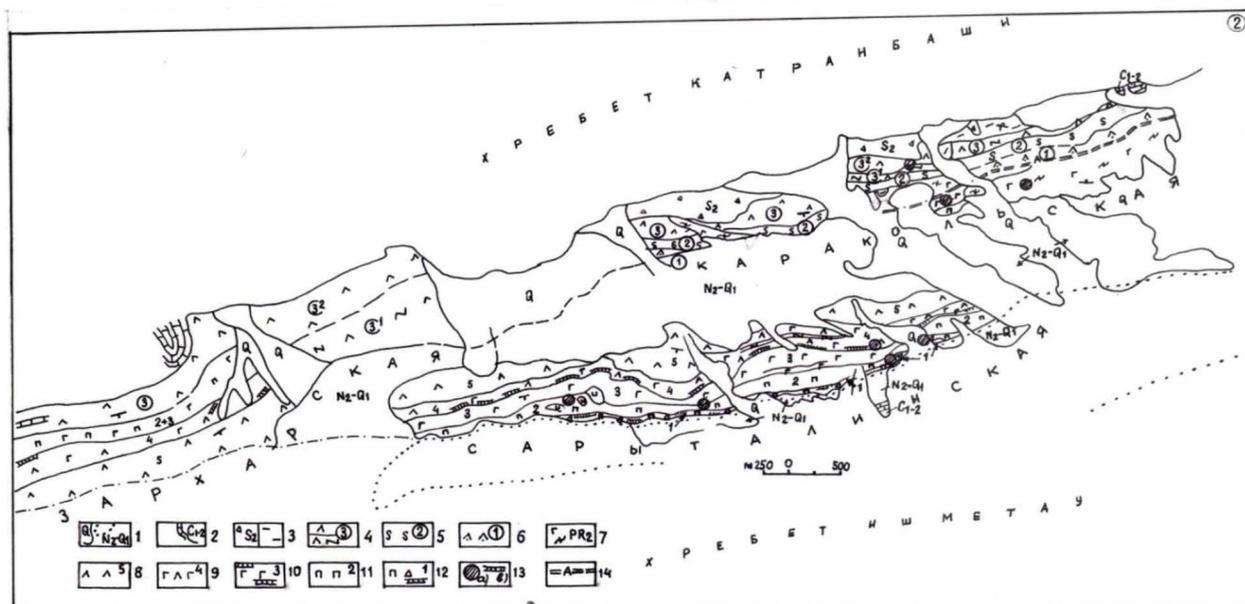


Рис. 1. Геологическая карта Сарыталинской структуры

Условные обозначения к рис. 1: 1- Четвертичные и верхнеогеновые-нижнечетвертичные озерно-речные отложения палеодепрессий (ПраОхна и ПраСартала) и современные контуры неогеновских депрессий.; 2 – Карбонатные структуры хребтов Катранбаши и Ишметау (C₁₋₂).

Образования Каракольской ВСС: 3 – Верхний силур, глыбовые отложения основания разреза и песчанико-сланцевые флишевые с вулканитами основного состава; Нижнепалеозойско-ландоверийские вулканогенные отложения с разделением на пачки: 4 – пачка 3 – диабазы, базальты, их туфы, и лавобрекчий с бомбочками-лапиллями, 5 – горизонт «серпентинитового» меланжа, 6 – пачка 1 – спилиты-миндалекаменные, диабазы песчаниковидные. Позднепротерозойские 7 – метагабброиды, слабо расланцеванные.

Образования Сарыталинской ВСС: 8- пачка 5 – микродиабазы и спилиты, гялобазальты, слои железистых яшм и кремней (верхний ордовик-силур); 9 – пачка 4 – оливиновые базальты, габбро-диабазы

со слоями железняков, яшм, кремней (нижний-средний ордовик); 10 – пачка 3 – метагаббро-диабазы со слоями железняков (нижний-средний ордовик); 11 – пачка 2 – пикритовые порфириты и пироксениты (средний кембрий-нижний ордовик). В Зархарском тектоблоке отложения пачек 2 и 3 не разделены. 12 – пачка 1 – серпентинитовые перидотиты и карбонат-перидотитовые седиментационные брекчии с горизонтами магнетит-гематитовых руд.

Рудные проявления 13 – а) – благороднометалльные, в) – слои и горизонты железняков. Фрагмент обнаженного альпийского разлома – 14.

не исключается их силловый характер. На это указывают отдельные дайки и штоки. Эффузивность устанавливается по ряду макроскопических структурно-текстурных признаков, по наличию в породах хлоритизированного мезостазиса с нередкими заливами в крупные зерна плагиоклаза и авгита (это девитрифицированное стекло излившихся лав), распространению диабазовой и пойкилофитовой структур. По химическому составу породы верхних слоев отвечают типичному диабазу с высокими содержаниями MgO – 7-8%, CaO – 13-16%, Al_2O_3 – 15-19% и повышенными значениями Na_2O – до 6%. Примечательны масштабные процессы лавсонизации плагиоклазов и натровый метасоматоз, выразившийся в развитии эккерманита (с голубым плеохроизмом) и баркевикита, причем последний появляется в породах с содержаниями Na_2O – 3,5% и более.

Отложения разреза первых трех пачек всегда вызвали разногласия по отношению их генезиса, так как исследователи относили их то к интрузивам, то к силлам, то к параллельным дайкам, то к расслоенным габбро-перидотитовым комплексам (1, 23, 30), то к меланжам (8, 16-17). В нижней пачке были описаны также древние (доордовикские)

офиолиты, аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты (17). По нашим данным присутствие дунитов проблематично. В итоге, горизонты железных руд разрывались на две части: северную и южную. Но строение и состав их различный: южная полоса сложена магнетит-гематитовыми рудами и залегает среди карбонатных брекчий и апоперидотитовых (апогарцбургитовых) серпентинитов, а северная – сложена гематитовыми, алевролит-гематитовыми рудами часто в сочетании с железистыми яшмами, обогащенными марганцем, среди габбро-диабазовых лав.

Выше залегает осадочно-вулканогенный комплекс оливиновых и толеитовых базальтов с железняками, яшмами, туфоалевролитами, содержащими радиолярии нижнего и среднего ордовика. Между пачками 3 и 4 повсеместно устанавливается несогласное залегание, размыв, палеорельеф. Эти признаки установлены при картировании нижних слоев железняков, их линзовидное залегание в ложбинах, террасовых уступах – плечах троговых долин, водоразделах между ложбинами. Одним словом, на кровле отложений пачки 3 уже существовали контрастные неровности дна палеобассейна.

Пачка 4. Оливиновые базальты, габбро-диабазы, гиалобазальты со слоями железняков,

яшм, железистых яшм, кремней, лав с медной минерализацией – 170-200 м.

Оливиновые базальты, диабазовые порфириты, гиалобазальты состоят из чередования пластов от 10-12 см до 30-70 см, реже более, с равномерным чередованием светло-серых афанитовых и зелено-серых, темноокрашенных равномерно зернистых разностей различной плотности. Во всех слоях развита шаровая отдельность. Встречаются единичные или значительные скопления бомбочек правильной шаровидной формы диаметром 0,5-3 см и более, что является отличительной особенностью для эффузивных пород данной возрастной группы. Горизонты с железняками размещаются на двух-трех стратоуровнях и залегают среди лавовых потоков, а первые из них – на различной поверхности габброидов пачки 3. Нижние железняки темные буро-малиновые, слоистые, хорошо плитчатые, с гладкими поверхностями наслоения – основная масса алевролитовая. Обычны округлые концентрически-скорлуповатые образования, диаметр которых изменяется от пласта к пласту от долей до 5-7 мм, оставаясь равновеликими в пределах отдельных пластов. Контакты с вмещающими породами стратиграфические. Мощность горизонта до 14 м. Железняки более высоких слоев отличаются большим количеством глинистого вещества и меньшей железистостью, из-за чего преобладает серая окраска и породы имеют тонкую плитчатость. В аргиллитах железняки концентрируются в подошве слоев и вдоль плоскостей напластования. Кремнистый материал выпадает совместно с железисто-глинистым и образует также обособленные скопления. Первые сборы радиолярий относятся к самым низким слоям железистых яшмоидов данной пачки.

По химическому составу эффузивные породы относятся к оливиновым базальтам (толеитам). Развита лавсонит и эккерманит, хотя первый в меньших количествах. Анализ бомбочек-лапиллей указывает на их слабую измененность, даже основной массы; вторичным изменениям подвержены лишь вкрапленники. Это – менее переработанные исходные оливиновые базальты с очень низким содержанием Na_2O (0,3-0,5%).

Пачка 5. Микродиабазы и спилиты, часто миндалекаменные, гиалобазальты, диабазы и андезиты, их туфы, слои железистых яшм и кремней – не менее 300 м. По всему разрезу наблюдаются массовые кварцевые выделения (часто с эпидотом).

Граница между оливиновыми базальтами и микродиабазами, базальтами резкая и вдоль нее размещаются линзы брекчий на карбонатном цементе, кремни, яшмы. Сборы радиоларий принадлежат силуру – раннему девону [17]. Потоки лав имеют массивное строение с подушечной и трубчатой отдельностью. Микроскопически выявляются оливиновые базальты и порфириды с порфирированной структурой, витрофировой, микродиабазовой основной массой. Вкрапленники представлены характерными зернами оливина и плагиоклаза, возможно, и пироксена с полными псевдоморфозами вторичными минералами (гранат, карбонат, серпентин, тальк, хлорит). Такая же участь постигает плагиоклазы и оливин; по ним отмечаются лавсонит, баркевикит, эккерманит... В основной массе выделяются сноповидные образования авгита, замещенного бесцветным амфиболом. Сохраняется стекло. По химическому составу среди них преобладают классические диабазы и спилиты.

Перекрывающие отложения не установлены, кроме молодой молассы неогена.

Петрохимические особенности эффузивного разреза Сарытала достаточно подробно были описаны автором в предыдущей работе [27]. Накопление магматических и осадочно-вулканогенных образований происходило в условиях глубоководного приразломного прогиба из одного магматического очага. Эволюционный тренд развития магматического очага обоих мегациклов (раннего (E₂-O) перидотит-пикрит-пироксенит-габбрового и позднего (O-S) габбро-базальтового) включает все последовательные стадии от излияния лав ультраосновного состава до нормального базальтового. Осаждение железистых илов синхронно начальным этапам обоих мегациклов и снижением активности самого магматического процесса. Эволюционный ход кристаллизации вулканитов отклонен в сторону обогащения ранних диабазов щелочами и не совсем точно соответствует толентовому тренду с одной стороны и известково-щелочной серии с другой, что связывается с процессами автотаморфизма и подвижным поведением железа, магния, кальция, натрия, калия. Накопление вулканитов происходило в глубоководном бассейне в условиях высокого геотермического градиента (при температурах до 300-400⁰ C) и высоких давлениях в 4000-4500 атмосфер (создаваемых столбом воды указанной величины) с широким развитием метаморфических процессов с образованием лавсонита при отсутствии анальцита и цоизита (конечно основания говорить о лавсонитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма нет...), щелочных амфиболов. Наблюдается комагматическая синхронность в составе вулканических и жильных фаций: пикриты и пироксениты для раннего мегацикла и габбро, диабазы, долериты для позднего.

Заканчивая обзор собственно Сарытальной вулканогенно-седиментационной

структуры, как производной единого длительно развивающегося магматического очага, продукты которого накапливались в глубоководном приразломном прогибе, подчеркнем его основные особенности:

-- по геологии:

1) заложение вулканогенного приразломного прогиба связано с начальными этапами рифтогенеза зеленосланцевого базитового фундамента в раннем палеозое. Выделено два мегацикла развития магматического очага: E₂-O₁ накоплением преимущественно ультраосновных пород и O₁-S-D₁ спреобладанием и постепенным окислением габбровой магмы до андезитовой, появлением нормальных осадочных пород, также производных этой магмы. Нарастание разреза происходило с юга на север в моноклиальной последовательности. Кроме перечисленных по тексту пород широким развитием пользуются верлиты, вебстериты, лерцолиты, клинопироксениты, оливиновые и ортопироксениты, габбро-нориты, роговообманковое габбро (в пачках 1-3). Гигантокристаллические (кумулятные, пегматоидные) породы не характерны.

- по металлогении:

2) а – железистый профиль структуры выражен в накоплении железных (магнетит-гематитовых и гематитовых) руд – железняков на начальных этапах обоих мегациклов магматических (вулканогенных) процессов развития в конкретных палеогеографических и физико-химических обстановках вулканогенного прогиба;

б – медные проявления связаны с образованиями пачки 4 оливиновых базальтов и, частично, пикрит-порфиридами пачки 2;

в – благороднометалльность, прежде всего, золотоносность, установлена в связи с пикритами, пироксенитами, габбро и оливиновыми диабазами, пока что преобладающе совмещающаяся с ареалами развития медных проявлений среди пород пачки оливиновых базальтов.

Каракольская структура занимает северную полосу выходов базит-ультрабазитовых пород от верховьев Надиркан-сая на западе до Каракол-сая на востоке (5,5x1 км), ограничивая свои выходы неоген-четвертичными отложениями. С севера расположена известняковая структура с многими проявлениями бокситов хр. Катранбаши (D-C₁₋₂).

Разрез офиолитов данной структуры отличается от Сарытальной и по составу, и по возрасту. Здесь выделяются массив метагабброидов, вулканогенная толща из трех пачек (цифры в кружочках) и терригенные отложения верхнего силура, трансгрессивно перекрывающие все другие образования.

Массив метагаббро образует два разрозненных выхода на востоке и западе. Восточный выход имеет протяженность 2,5 км при ширине до 0,4 км; он должен иметь продолжение и под молассой неогена. Большая

часть массива сложена метагаббро светлыми, средне-крупнокристаллическими, наслоенными, с полосами серпентинизированных разностей. Среди светлого габбро с «нормальным» соотношением плагиоклазов с амфиболами и пироксенами посредине массива прослеживается полоса 100-150 м ширины меланогаббро (габбро-нориты) с большим количеством темноцветов; такие породы есть и в малых пакетах. Габбро данного массива отличается от Сарыталинских габброидов весьма хорошо выраженными метаструктурами, бластезом темноцветов и плагиоклазов. Это почти настоящие «канские сланцы» - сланцеватые, давленные, полосчатые. Породы имеют габбровую, габбро-офитовую структуры, линзовидно-полосчатую текстуру и чередование участков разного строения и состава. Первичные плагиоклазы и пироксены изменены и бластированы. По реликтам двойников определяется состав плагиоклазов (№ 60-70), (клино)пироксены большей частью замещены зелено-голубыми амфиболами. Много крупных катаклазированных зерен магнетита. Вторичные минералы: эпидот, хлорит, цоизит, пренит, серицит, альбит, актинолит, скаполит. Встречаются кварцосодержащие разности.

В пределах массива метагаббро между саями Учкол и Тогузбулак почти на всю его ширину расположены два сопряженных тела гигантокристаллических габбро и серпентинизированных перидотитов с юга (размером 250x100 м каждое – в пределах обнаженности). Габбровые породы по соотношению минералов – пироксена, амфибола, плагиоклаза могут называться и по другому (пироксениты, бронзититы, нориты...). Самые мелкозернистые породы имеют размер кристаллов до 1-2 см; для всех минералов характерны пойкилофитовые вставки. Размерность кристалличности разная и поэтому заметны пакеты, чередующиеся между собой (но это не потоковость). По всему телу развита густая сеть жил и прожилков из зонально расположенных черных пироксенов, светлых полевых шпатов и карбонатно-кварцевой массы. Одна система жил рассекает все тело, другая только отдельные пакеты; в обоих случаях образуя взаимоперпендикулярную сеть.

Серпентинизированные перидотиты имеют более четкое полосчатое (наслоенное) строение из перидотитов разной зернистости и степени серпентинизации. Между такими пакетами на определенных стратиграфических уровнях цепочкой размещаются разновеликие глыбы крупно(гиганто)кристаллических плагиоклазовых габбро, бронзититов-пироксенитов и скрытозернистых родинитов. Граница с телом габбро резкая, контрастная, но не определенная; то же самое можно сказать и о соотношении с метагаббро.

Заметим, что такое габбро, скорее всего, интрузивное, а тело перидотитов проблематичное. К тому же, по южной границе

выходов массива метагаббро, серпентинизированные перидотиты (с включениями бронзититов) встречаются и в других местах. Параметры их не установлены. Тела, «глыбы» или линзы перидотитов в сочетании с бронзититами и габбро прослеживаются и вдоль северного контакта массива метагаббро с пачкой спилитов и, похоже, представляют особенность этого контакта (прежде всего на мощность 10-20 м). Одно из упомянутых тел (до 50-70 м) «внедряется» как в кровлю метагаббро, так и в базальные слои спилитов, причем гигантокристаллические бронзититы и габбро занимают его южную часть и слагают отдельные глыбы среди перидотитов. Этот контакт осложнен зоной альпийского разлома.

В составе секущих тел среди метагаббро выделяется две группы пород. Одна представлена маломощными жилами габбро, габбро-норитов, габбро-долеритов мелкозернистых, заметно измененных, сходных с вмещающими (они секут расслоенность метагаббро под углами 30-40°). Другую группу представляют немногочисленные дайки «свежих» спилитов и диабазов, сходных с перекрывающими вулканитами.

Западный выход метагаббро образует дискордантно расположенное по отношению к перекрывающим серпентинитами и вулканитам тело (0,8x0,1 км) в сочетании с горизонтом (10-15 м) мраморов грубослоистых, микрополосчатых. Благодаря этому выходу можно предположить, что метагаббро могут занимать часть пространства между Сарыталинской и Каракольской структурами.

Генетические свойства массива метагаббро не ясны, но то, что они существенно метаморфизованы (даже как интрузивные), несомненно принадлежат образованиям зеленосланцевого базитового фундамента. Поэтому, широко представленные процессы лавсонизации и щелочноамфиболового метасоматоза в габброидах и пироксенитах Сарыталинской полосы, получают дополнительное конкретное обоснование (удревнение возраста и самих процессов метаморфизма) и генетическое родство.

Вулканогенная толща условно раннепалеозойско-лландоверийского возраста слагает обособленную вулканогенную структуру с моноклиальным наращиванием разреза в северном направлении. Стратификация ее следующая:

Пачка 1. Спилиты миндалекаменные, диабазы, туфопесчаники – 100-120 м. Породы имеют однообразный облик. Преобладают спилиты грязно-зеленые в потоках до нескольких метров. Миндалины заполнены темным хлоритом, меньше кальцитом. По латерали в составе пачки встречаются пепельно-серые разности и их туфы. Диабазы имеют песчаниковый облик.

Пачка 2. Горизонт «серпентинитового меланжа» - перидотиты, пироксениты, габброиды до гигантскокристаллических разностей, ярко-зелено-желтые серпентинизированные верлиты, карбонатные породы и карбонатно-перидотитовые брекчии, туфы перечисленных пород. Размещают разновеликие тела габброидов, перидотитов, пироксенитов, различной зернистости до гигантскокристаллических и родингитов. Выделяются (чередуются) участки с ненарушенным наслоенным разрезом и меланжированные. Мощность – 150-250 м.

Сразу заметим, что нижний и верхний контакты четко стратиграфические. В базальном горизонте на значительном протяжении контакта наблюдалась такая последовательность слоев (снизу вверх, перекрывая спилиты пачки 1):

- серпентиниты зеленые с карбонатными породами – 1-3 м;
- перидотиты серпентинизированные темные – 4 м;
- бронзититыгигантскокристаллические из моноклиновых пироксенов и основных плагиоклазов – до 3 м;
- перидотиты серпентинизированные темно-зеленые – 8 м;
- слой-линзы карбонатных пород с перидотитами (точнее в линзах) – 0-6 м;
- серпентинитовые (серпофит-эпидотовые) ярко зелено-желтые породы (по лавам верлитов?) – 0-10 м.

Весь остальной разрез можно условно разделить на две части: нижнюю перидотитовых и пироксенитовых пород и верхнюю – с преобладанием габбровых пород с подчиненными телами перидотитов (лавы, лавобрекчии, туфы). Мощность каждой части – 70-100 м. Весьма примечательными породами являются (микро)габбро в тонких (10-20 см) слоях-потоках. Они имеют габбровую структуру, с игольчатыми и волокнисто-удлиненными кристаллами плагиоклазов. Но среди этого фона размещаются опять-таки крупные фрагменты зернистых габбро, в которых наблюдаются взаимопереходы от среднекристаллических до крупно- и гигантскокристаллических пород то существенно лейко-, то мезо-, то меланократового состава. Крупнокристаллические пироксениты встречаются в жилах среди желто-зеленой слабо серпентинизированной перидотитовой массы. Напомним, что бронзититы описаны в одном из слоев базального горизонта. В слоях, линзах, цементе брекчий и жилах присутствует однообразный мелкозернистый (известковый) карбонатный материал серого и красно-бурого цвета. Встречаются в любой форме породы оливиновых и толеитовых базальтов, долеритов. Обычны породы типа родингитов, обычно округленной формы. В одной из таких глыб (2-3 м) оторочка (20-30 см) оказалась сложенной темными кристаллами пироксенов и ярко-зеленоватой слюдой по пироксену в кристаллах 2-

5 см. В таких породах рудных минералов не встречалось. Из приведенных примеров видим, что «пегматоидные» гигантскокристаллические породы являются производными более конкретно габбровой магмы и менее перидотитовой.

Таким образом, по разрезу пачки 2 наблюдаем окисление магмы от ультраосновной (перидотиты, пироксениты, лерцолиты, гарцбургиты, верлиты, возможно и дуниты) до габбровой (габбро, габбро-нориты, габбро-долериты, диабазы). В этом же ряду находятся и карбонатные породы (офикальциты). Чередование по разрезу и латерали участков с ненарушенной стратификацией, с присутствием в них глубинных включений, с меланжированными, стратиграфическая нижняя и верхняя границы, позволяют предполагать о седиментационной природе меланжирования серпентинизированных пород в условиях контрастного подводного рельефа вулканогенного прогиба. Комагматичными предполагаются образования данного горизонта с телами габброидов и перидотитов, размещенными среди массива метагаббро. Перидотит-габбровый магматизм контрастно сменяется на базальтовый с массовым осаждением кремней.

Пачка 3. Диабазы, базальты, их лавобрекчии и туфы с массовыми включениями бомбочек-лапиллей с разделением на нижнюю (3¹) с (туфо)кремнями нередко цветными и верхнюю (3²) с лавобрекчиями и гиалокластитами. Мощность – не менее 300 м. По составу наблюдается смена оливиновых базальтов на толеитовые (и обычные).

В основании разреза нижней части могут залегать и кремни, и диабазы с кремнями. Все породы находятся в бесконечном линзовании и месиве магмы, но спецификой их являются диабазы, сложенные на 40-80% шариками-лапиллями диабазов оливково-зеленого цвета (а внутри темносерого) размером в несколько мм (до 0,5-1 см). Выглядят они как пизолитовые породы или мумие. Туфокремневых линз и слоев, а также стяжений, тоже много, местами до 20-30%. Цвет их серый, но часто индиго-синий и зеленый. Местами можно заметить изначальную базальтовую основу «туфокремневых» пород с тончайшей раскристаллизацией в виде игольчато-нитевидных плагиоклазов. Обычны также слои простых диабазов.

Для верхней части разреза более характерны лавобрекчии, туфолавы, разнообразные туфы и пульверизационные гиалокластиты, вулканогенные ритмиты (алевролиты-песчаники). Базальтовый состав пород дополняется андезито-базальтами и андезитами. В крайних северных выходах среди вулкаников появляются углеродистые сланцы и песчаники, карбонатные породы, насыщенные кремневой и хитиновой дресвой, гипсами. Сланцы содержат граптолиты нижнего силура.

Как на примере с Сарыталинской структурой, так и в данном случае, вулканогенный разрез остается незавершенным. Повсеместно структура перекрыта глыбовыми отложениями и более высокими песчано-сланцевыми горизонтами с вулканитами основного состава верхнего силура. В составе глыбовых отложений присутствуют разнообразные магматические породы обеих структур. Глыбовые и песчано-сланцевые отложения верхнего силура выстилают ложе известняковой структуры девона-карбона хр. Катранбаши.

Итак, Каракольский вулканогенный прогиб развивался автономно и определенной синхронности по времени и составу магмопроявлений с Сарыталинским не наблюдается. Заложен он в метагаббровом фундаменте. И хотя возраст вулканитов также определяем как ранний палеозой – ранний силур, то полагаем, что они более молодые – только ордовик-лландовери. Ультрабазиты пачки 2 относятся к начальному мегациклу базитовых магмопроявлений указанного возраста. Неясно положение спилитов пачки 1.

Отметим также сходства и различия, характерные для обеих структур.

Сходства:

- ранний магматический мегацикл – перидотит-габбровый, поздний – оливиновые базальтоиды, сменяющиеся на толеитовые. В обоих случаях для лав базальтоидов характерны бомбочки-лапиллы как глубинные включения;

Отличия:

- отсутствие в Каракольской структуре пикритов. Обилие кумулятивных гигантокристаллических пород. Широкое развитие кремней среди базальтоидных лав и редко встречаемые яшмы. Железняков нет.

Органические остатки известны только в верхней части базальтоидной пачки – радиоларии среднего ордовика и граптолиты верхнего лландовери.

Установлена золотоносность метагаббро, гигантскокристаллических габброидов и базальтов нижних горизонтов. Платиноиды присутствуют в перидотитовых породах.

Зархарская структура обособляется в западной полосе выходов и является как бы продолжением и Каракольской, и Сарыталинской. Рассмотрим только ее 5-ти километровую восточную часть; западнее она перекрыта молодыми отложениями и обнажается отдельными выходами.

Центральная часть структуры или ее ядро сложено перидотитами, пикрит-пироксенитами, серпентинизированными габброидами, в том числе гигантскокристаллическими, верлитами, пока что не стратифицированными из-за плохой обнаженности. Фон толщи составляют разнообразные трудно диагностируемые пикрит-пироксениты и габбро(нориты), то плотные, то рыхлозернистые с густой сетью прожилкования асбестами и магнезитами. Встречаются

красновато-вишневые карбонатно-сланцевые породы, известняково-серпентинитовые брекчии. Эти образования хорошо выделяются в рельефе по цвету и характеру обнаженности. По саю Чараташ всю толщу только в первом приближении можно разделить на две части: нижнюю норит-пикрит-перидотитовую (гарцбургитовую) и верхнюю – габбро-верлитовую, т.е. с разрезом, сходным с пачками 1-2-3 Сарыталы. Разрез наращивается к югу. С другой стороны смесь такого набора пород близка к строению горизонта серпентинизированного меланжа Каракола, а серпентинизированные габброиды и гигантскокристаллические габбро – массиву метагаббро. Так или иначе, они являются основанием для наращивания Сарыталинского разреза к югу и разреза Каракольских базальтоидов к северу.

Отложения пачки 4 оливиновых базальтов и габбро-диабазов с бомбочками-лапиллами резко несогласно перекрывают ядро структуры. В основании разреза пачки и вверху встречаются линзы-горизонты железняков. Примечательно, что в бурой массе железняков есть пизолиты зеленого цвета (закисного железа). Яшм и кремней мало. Вулканиты пачки 5 представлены толеитовыми и обычными базальтоидами – микродиабазы, гиалобазальты, спилиты, диабазовые и андезитовые порфириты, разнообразные гиалокластиты; также с кварцевыми выделениями. Осадочных пород в виде вулканомиктовых алевролитов, песчаников, карбонатных и кремнистых отложений мало. Верхи разреза не установлены.

Образования пачки 5 Зархарской (Заркарской) и Сарыталинской структур в пространстве разделены неогеновыми конгломератами всего на расстоянии 1 км, причем по прямой линии. Тем не менее общая структура получается не в виде ядра антиформной синклинали (опрокидывание южного крыла), а, скорее всего, «лопасти пропеллера».

Северное крыло Зархарской структуры сложено базальтоидами Каракольского разреза со слоями и горизонтами кремней и сланцев. На ее восточном фланге отложения обеих подпачек пачки 3 занимают огромную площадь выходов, перехватывающую всю ширину и Зархарской, и Каракольской структур. Возрастные интервалы датируются сбором конодонтов позднего ордовика из кремней и граптолитов раннего-среднего лландовери из углеродистых сланцев. Как и в случае со сборами органики в Каракольской структуре (средний ордовик и верхний лландовери) не ясно, имеем дело с широким возрастным интервалом осадконакопления, или с неоднозначной датировкой разнородных групп фауны.

В целом Сарыталинская (Сарытала+Каракол+Зархар) вулканогенно-седиментационная структура представляет собой сложное сооружение, заложено на базитовом

фундаменте в виде ядра из массива метагаббро Каракола и магматитов пачек 1-3 Зархара и развивающееся в виде двух последовательных во времени наложенных вулканогенных прогибов. В южном прогибе ультрабазиты появились еще до накопления основных мощностей пачек 2 и 3, после которых был еще определенный перерыв в осадконакоплении до первых сборов ордовикских радиолярий и конодонтов. Этот возрастной интервал мог отвечать всему венду-кембрию или его значительному отрезку. В северном прогибе ультрабазиты тесно связаны с вулканитами пачек оливиновых-толеитовых базальтов (без железняков). В обоих прогибах можно сопоставлять только образования оливиновых и толеитовых базальтов, наращивание разреза которых терригенными породами наблюдается лишь в северном. К концу раннего силура вся структура была областью сноса для глыбовых накоплений верхнего силура, карбонатные (известняковые) структуры оконтуривали ее с севера и юга. Альпийский этап проявился в активизации древних разломов, по которым были заложены базит-ультрабазитовые прогибы, с формированием неопределенных – речных и озерных долин, выполненных водными континентальными молассами.

Анализируя химизм магматических пород всех пачек, количественные значения малых элементов в железняках, железистых аргиллитах и яшмах, вмещающих слюх эффузивов, которые оказались равнозначными, пришли к выводу [27] о единстве источника магмы и взаимосвязи его развития во времени проявления обоих мегациклов магматизма (кембрия-ордовика, ордовика-раннего силура).

Литература:

1 Семенов Ю.Л. Габбро-перидотитовые и пикрит-габбро-диабазовые комплексы Тянь-Шаня и Памира. Л.: Наука, 1982, 211 с.
 2 Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976, 161 с.
 3 Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983, 96 с.
 4 Ждан А.В. Седиментационные структуры и рудные системы (Южный Тянь-Шань, Гиндукуш, Атлас). – Б.:Пл №3, 2006. – 375с.
 5 Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. – М.: Наука, 1978, 192 с.
 Описание статей
 6 Висьневский Я.С., Халматов А.Х. Южно-Ферганский офиолитовый пояс //Петрография Узбекистана. Ташкент: Наука, 1965. - Т. 2. – С. 50-60.
 7 Гамалеев И.Е. Хамрабаев И.Х., Муминов Ш.А., Баранов В.В. О пикритовых порфиридах Южной Ферганы и Северного Нуратау // Узб. геол. журн., Ташкент. – 1987. № 1. - С. 3-9.
 8 Леонов Ф.П., Белоусов В.И., Агеева Л.И., Васильев Ю.Р. Новые данные по геологии и

петрологии Сарталинского полигенного базит-ультрабазитового-плутона (Южный Тянь-Шань) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск. - 1982, - С. 26-57.

9 Муминов Ш.А. Основные и ультраосновные породы Южной Ферганы и их металлогения //ДАН Узб.ССР, Ташкент: ФАН. - 1970, - С. 42-44.

10 Пояркова Э.В. Схема магматизма Южной ферганы // ДАН Узб.ССР, - 1970. - № 8. - С. 41-45.

11 Халматов А.Х. Серпентинизация основных и ультраосновных пород в Сарыталинском интрузиве // Изв. АН Узб.ССР. Сер. геол. - 1957. - № 4, - С. 37-45.

12 Халматов А.Х. Геолого-петрографическая характеристика осадочно-эффузивной толщи силура долины Сары-Тале (Южная Фергана) //Зап. Узб. отд. ВМО. – 1962. Вып. 14. - С. 57-59.

13 Хамрабаев И.Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии // Петрология. М.: Наука. – 1972. - С. 39-47.

14 Вишневский Л.Е., Савочкина Е.Н. Внутреннее строение и этапы формирования офиолитовой ассоциации Южно Ферганы // Вест. МГУ. Сер. геол. – 1976. - № 5. - С. 30-40.

15 Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) /Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М., Аристов В.А. и др // Сб. Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука. – 1988. - С. 71-102.

16 Макарычев Г.И., Висьневский Я.С. Северные предгорья Алайского хребта //Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре». М.: Наука. -1973. - С. 8-17.

17 Новые данные о палеозойском океане в Южной фергане. (В.С. Буртман, В.Л. Клишевич, Л.Н. Котова, С.А. Куренков, Б.Б. Назаров, В.П. Чернышук) //ДАН СССР. – 1977. - Т. 237. - № 3. - С. 668-671.

18 Бискэ Г.С. Островные дуги в палеозойской истории Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. – 1991. - № 2., - С. 41-46.

19 Экскурсии по Южному Тянь-Шаню (северные предгорья Алайского хребта). Офиолиты Сарталинской полосы (А.Н. Абакумова, Л.В. Кузнецов, С.А. Куренков, В.Н. Лыточкин, В.М. Ненахов, А.С. Порфильев и др.) // Путь-проводитель геологических экскурсий, Свердловск. – 1989. - С. 71-87.

20 Абакумова Л.Н., Буйдина А.В. Пикриты Южной Ферганы и некоторые вопросы их происхождения //Вест. ЛГУ. – 1986. - Сер. 7. Вып. 3. С. 94-99.

21 Ненахов В.М., Абакумова Л.Н. О строении расслоенных комплексов офиолитовой ассоциации (на примере Южной Ферганы) // ДАН СССР. – 1987. - Т. 295. - № 2. - С. 460-463.

22 Алексеев А.В. Магматизм зоны Южно-Ферганского глубинного разлома // Львов. геол. о-во, Львов, - 1969 - № 12. - С. 82-90.

23 Резвой Д.П. К истории проблемы глубинных разломов в Средней Азии // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов. Изд-во Львов.у-та. – 1973. - С. 3-16.

24 Вишневский Л.Е., Савочкина Е.Н. Стратиграфическое положение и условия формирования марганцево-железистых проявлений офиолитовой ассоциации Южной Ферганы // Вест. МГУ. Сер. геол. - 1978. - № 5. - С. 14-36.

25 Денисов А.И. Железорудные формации в геологической истории Туркестано-Алая // Кн.: Железорудные формации Урало-Тянь-Шаньского пояса. Фрунзе: Илим, - 1987. - С. 56-63.

26 Ждан А.В. Ультрабазиты Южной Ферганы. // Сов. геол. - 1983. - № 7. - С. 87-94.

27 Ждан А.В., Горянов В.Б., Риненберг Р.Е. Генетические особенности и геолого-структурное положение Сарыталинских железорудных проявлений в Южной Фергане // Кн.:

Железорудные формации Урало-Тянь-Шаньского пояса. Фрунзе: Илим, - 1987. - С. 64-77.

28 Дифференцированный силл в офиолите Сартале (Южный Тянь-Шань) / Батанова В.Г., Корякин Ю.В., Куренков С.А., Порфирьев А.С. и др // ДАН СССР. – 1988. - Т 300. - № 5. - С. 1185-1189

29 Абакумова Л.Н., Ненахов В.М. Габбороперидотитовая формация Южной Ферганы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1988. - Т. 63. - Вып. 2. – С. 130-140.

Описание диссертаций и авторефератов

30 Абакумова Л.Н. Офиолиты Туркестано-Алая. Геологическое строение, петрология, геодинамический анализ: Дисс...канд. геол.-минер. наук / СПб: ЛГУ. – 1992. - 231 с.

31 Буйдина А.В. Петрология офиолитов Южной Ферганы.: Автор. дисс...канд. геол.-минер.наук Л.: ЛГУ, - 1987. - 18 с.