

УДК 551.24 (235.211)

ДАРВАЗ-КАРАКУЛЬСКИЙ РАЗЛОМ (УТОЧНЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА)

М. М. Кухтиков, Г. П. Винниченко

Геологическая граница между структурными комплексами мезокайнозой Таджикской депрессии, хребтов Петра I и Заалайского, с одной стороны, и палеозоя Дарваза и Северного Памира — с другой, отличается четкостью выражения и линейной определенностью. Этим она обратила на себя внимание уже первых исследователей геологии региона, которые приняли тектоническую природу границы. Тектонический характер контакта между мезозоем и палеозоем в Дарвазе впервые отметил А. Крафт, работавший там в конце XIX в.; продолжение разрыва на северо-восток вплоть до долины р. Муксу проследил Р. Клеббельсберг [31], трактовавший дислокацию в качестве надвига древних горных масс на мезо-кайнозойские отложения.

Позднейшие геологические работы разного профиля позволили составить более определенное и аргументированное представление о характере рассматриваемой границы. Применительно к дарвазскому сектору было сформулировано мнение о «Дарвазской зоне разломов» — серии альпийских разрывов, локализованных в пограничной полосе между прогибом Таджикской депрессии и поднятием Внутреннего Дарваза [29]. Оценивая эту границу в памирском секторе, И. Е. Губин [8] характеризовал ее как Каракульский надвиг. Позднее контакт был определен как Каракульско-Момукский разрыв, состоящий «из цепи сопряженных нарушений, отделяющих Поднятие Внутренней зоны Памиро-Кульуня от его Внешней зоны» [9, с. 230]. Крупную дизъюнктивную дислокацию глубинного характера в секторе хребтов Заалайского и Петра I предполагал Б. А. Петрушевский [25]. По представлениям названного исследователя, вдоль этого Заалайского разлома формируется мезо-кайнозойский приразломный прогиб, затухающий в западном направлении вместе с разломом в хребте Петра I.

Квалификацию тектонической границы между мезо-кайнозоем Внешней зоны и палеозоем Памиро-Дарваза в качестве краевого долгоживущего разлома впервые предпринял М. М. Кухтиков [17, 18]. Трассирование линии дизъюнктива в общем и целом проводилось в соответствии с традиционными представлениями, за некоторыми принципиальными исключениями. Разлом было предложено называть Дарваз-Каракульским в стремлении отразить его положение в региональной структуре, ориентировку, протяженность и объективную преобладающую направленность исследований. В 1958 г. А. В. Григорьев [7], годом позже Н. М. Синицын [28], обсуждая геологическую природу рассматриваемой границы, также нашли, что она выражена долгоживущим разломом. Оба автора независимо друг от друга назвали разлом Северо-Памирским.

Такова в кратком изложении история возникновения представлений о Дарваз-Каракульском (он же Северо-Памирский) краевом долгоживущем разломе — восточной границе Таджикской депрессии и южной границе мезо-кайнозойских прогибов хребтов Петра I и Заалайского. Работы последующих лет, в которых признается тектонический характер северной границы альпийского поднятия Памира, касаются в основном тектоно-морфологической квалификации этого нарушения или уточнения его общей характеристики. Так, на основе систематических исследований в Дарвазе появилась возможность высказать мнение, что на границе между Таджикской депрессией и поднятием Дарваза развивается серия краевых разломов, являющихся ветвями Северо-Памирского разлома [6].

Отчетливо выраженное дугообразное расположение структурных элементов Северного Памира ряд исследователей [14, 24] истолковывали как следствие большого горизонтального перемещения в северном направлении: во фронтальной части северопамирской дуги это перемещение реализуется в форме покрова, а на ее флангах — в виде горизонтальных сдвигов.

В тектонических построениях на основе идей плитовой тектоники Дарваз-Каракульскому разлому придается значение пограничного шва между сближающимися плитами, при этом восточная часть линии разлома понимается как зона обдукции, а юго-западная дарвазско-афганская — как зона субдукции [21]. Анализ неотектонического развития и сейсмичности региона также подтверждает существование дизъюнктивной границы между мезо-кайнозойским прогибом Таджикской депрессии и хребтов Петра I, Заалайского и поднятием Памиро-Дарваза [2, 3].

Разлом, ограничивающий с севера Памиро-Дарвазское поле палеозоя по всей длине его периметра, на обоих своих флангах выходит за пределы государственных границ. Эта его особенность у некоторых исследователей находит отражение в названии дислокации: например, Каракульско-Момукский разлом у И. Е. Губина, имея в виду его продолжение в Куьлуне [4], Гиндукуш — Дарваз-Каракульская зона у И. В. Архипова и А. А. Никонова [1] на основе наблюдений на левобережье Пянджа. Обратимся к рассмотрению возможных и необходимых уточнений и дополнений существующих представлений о Дарваз-Каракульском разломе на основе позднейших данных.

* * *

Фактом первостепенного значения, позволяющим внести принципиальные коррективы в характеристику Дарваз-Каракульского разлома, является стратиграфическое налегание мезо-кайнозойского разреза, который здесь начинается нижняя юра, на позднепалеозойские отложения Северного Памира и Дарваза. Для сектора Юго-Западного Дарваза четкие указания этого рода имеются уже в работах Н. П. Ермакова [12] и Н. Г. Власова [5, 6]. На участке бассейна р. Обинноу это соотношение подтверждается В. С. Лучниковым [22] и нашими наблюдениями. В более восточных районах Памиро-Дарваза стратиграфическое налегание юры наблюдается у Мионаду и Лянгара в бассейне р. Хингоу, на Алтындаре в западной части Заалайского хребта и в долине р. Маркансу на востоке. Очевидно, что если на многокилометро-

вом протяжении линии контакта между мезозоем и палеозоем мы и встречаем на каких-то отрезках тектонические осложнения, ограниченные на флангах нормальным стратиграфическим соотношением толщ, это не может иметь сколько-нибудь существенного структурно-тектонического или тем более историко-геологического значения. Сказанное позволяет видеть, что между палеозоем Памиро-Дарваза, с одной стороны, и мезо-кайнозоем Таджикской депрессии и хребтов Петра I и Заалайского — с другой, единая тектоническая граница — линия отсутствует независимо от того, будем ли мы ее считать пологим надвигом или крутопадающим разломом.

В последние годы появились работы [10, 23], в которых утверждается, что в Дарвазе широко распространены средне-верхнетриасовые отложения, охарактеризованные ископаемой флорой. Ранее эта толща (до 3500 м) выделялась под названием иоллихарвской свиты верхней перми. Представляется желательным подчеркнуть, что намечающаяся ревизия возраста иоллихарвской свиты не имеет принципиального значения в аспекте стоящей перед нами задачи, так как стратиграфический характер контакта в подошве юры в любом случае остается несомненным; в то же время не вызывает сомнений стратиграфическое соотношение иоллихарвской свиты с подстилающими ее образованиями. Коротко охарактеризуем разрез чехла мезо-кайнозойских отложений, развитых вдоль края палеозойских толщ Памиро-Дарваза. Значительное число имеющихся публикаций позволяет акцентировать наше внимание лишь на мощностях стратиграфических подразделений и на соотношениях членов разреза между собой.

В Дарвазе, в бассейне р. Обиниоу, мощность юрского разреза до 2100 м [22]. В этой толще доказывается присутствие всех трех отделов юрской системы, пластующихся непрерывно и согласно. Отложения характеризуются терригенным составом, в нижней части обращают на себя внимание угленосные фации, в верхней — прослой и горизонты гипсов.

Севернее, в бассейне р. Хингоу, юрские отложения лучше всего изучены на участке селения Мионаду и по р. Шаклысу (Рагноу). Общая их мощность здесь около 2000 м. Как и на Обиниоу, присутствуют все три отдела юрской системы.

В более восточных секторах северной окраины герцинид Северного Памира достаточно хорошо изученные разрезы юры имеются в бассейне р. Алтындары (западная часть Заалайского хребта). Отсюда на восток свита юрских отложений идет в закрытой снегами гребневой части Заалайского хребта и практически недоступна для изучения.

Обобщение имевшихся в то время материалов позволило Н. М. Сеницыну [28] наметить заалайский тип юрских разрезов, для которого характерны большая мощность (порядка 2000 м), обилие конгломератов и гравелитов, присутствие эффузивных пород, деградация и исчезновение угленосных фаций. В составе конгломератов устанавливается наличие обильных галек северопамирских эффузивов, пермских известняков и др. В верховьях р. Шаклысу (Рагноу) юрские отложения описаны [15] под названием зюрюзаминской свиты, неполная мощность которой достигает 1640 м.

Толща грубообломочных пород (преимущественно конгломераты), согласно подстилающая юрские накопления, выделена [15] в кызылсуйскую свиту условно триасового возраста. Мощность до 800 м. Кызылсуйская свита залегает с угловым несогласием на верхнепермских отложениях.

Если принять во внимание, что в Дарвазе трансгрессивно залегающий на герцинидах комплекс мезо-кайнозоя начинается нижней юрой и придать этому обстоятельству решающее значение, то кызылсуйскую свиту придется отнести к юре. В этом варианте стратиграфической схемы мощность юрских отложений достигает здесь 2500 м. Восточнее р. Алтындары в Заалайском хребте также известны юрские отложения, стратиграфически залегающие на позднепалеозойских толщах Северного Памира. Мощность, как и в других местах, близка к 2000 м.

Юрские отложения согласно перекрываются толщей мела, состоящей из двух фациально разнородных частей, обычных для меловых разрезов юго-востока Средней Азии. Нижний мел — красноцветные песчаники, песчанистые глины и конгломераты. Верхний мел выражен перемежающимися пачками известняков, песчаников и глин. Н. Г. Власов [5] и М. Р. Джалилов [11] обращали внимание на наличие линз и прослоев конгломератов с галькой палеозойских пород. Мощность меловых отложений в долине Обиниоу 950—1050 м.

Колонку продолжают палеогеновые отложения. Фаунистически охарактеризованные морские слои заканчиваются отложениями алайского горизонта, мощность 200 м [5]. Иногда к палеогену относят и некоторую часть вышележащих красноцветных песчаников и конгломератов.

В Заалайском хребте фациальный тип меловых и палеогеновых разрезов и их мощности остаются достаточно близкими разрезам хр. Петра I и Дарваза [16, 27].

Наиболее примечательной чертой неогеновых красноцветных накоплений, по-видимому, следует признать залегание с резким угловым несогласием на подстилающих отложениях. Нижнюю часть толщи сопоставляют с тавильдаринской свитой неогена, выше различаются каранакская и полизакская свиты. Общая мощность неогена достигает 800 м.

Представляет интерес характер строения неогеновой толщи. На юге Дарваза на подстилающих мезозойских отложениях несогласно лежат тавильдаринские конгломераты. Севернее, в районе пер. Возгина, вышележащая каранакская свита хотя и пластуется согласно с тавильдаринской, но по площади распространения выходит за пределы контура последней и кое-где залегает на палеозое. Далее к северо-востоку вдоль линии разлома в окрестностях пер. Хабурабат на палеозойском фундаменте залегает полизакская свита — верхний член неогенового разреза. Выясняется, таким образом, отчетливая картина постепенно углубляющегося и разрастающегося по площади приразломного прогиба неогенового времени.

Такова краткая характеристика мезо-кайнозойского разреза, который, налегая на герцинский фундамент Дарваза и Северного Памира, обрамляет с запада и севера область герцинид Памиро-Дарваза. Этот тип разреза на всей площади своего распространения ограничивается с севера и запада дугообразной линией Дарваз-Каракульского разлома. Ясно, что эта линия по положению на местности может в некоторых случаях существенно удаляться от линии контакта мезозоя с палеозоем, с которой ранее ассоциировался Дарваз-Каракульский разлом.

В Юго-Западном Дарвазе линия этого разлома проходит в нижней части правого склона долины Обиниоу, имея субмеридиональное направление. Здесь он впервые был отмечен под названием Каляндарунского разрыва [29]; позднее описывался под названием Каляндарунского разлома [6, 3], которому придавалось значение краевого и долгоживущего. Далее на юг он проходит по касательной относительно

дашtidжумской петли Пянджа, затем по долине Иола и, повторно достигнув Пянджа, уходит в Афганский Бадахшан (рисунок).

Покидая пределы долины Обиниоу в ее верхнем течении, разлом приобретает северо-восточное направление. На участке пер. Хабурабат он идет на восток и у селения Мионаду выходит в долину р. Хингоу. Следуя по ее днищу, подходит к устью р. Шаклысу (Рагноу) и достигает по ее левобережью бассейна р. Муксу.

На всем протяжении Заалайского хребта линия Дарваз-Каракульского разлома располагается в средней части его северного склона. Долину р. Аtdжайляу, по которой идет автодорога на пер. Кызыларт, разлом пересекает в 5—7 км южнее пункта Бардоба. Здесь нижний мел северного его крыла приведен в контакт с палеогеном южного. На линию государственной границы разлом выходит в 10—15 км севернее, чем линия разлома в его первоначальном понимании. Следовательно, Момукский разлом в Куньлуне [4] не является звеном Дарваз-Каракульского, это — две самостоятельные дислокации, имеющие независимое значение.

Определение трассы разлома по-новому влечет за собой необходимость внесения существенных коррективов в историко-геологическую характеристику его северного крыла. Нижняя часть стратиграфического разреза крыла обнажена в недостаточной степени. Только в хр. Васмикух узкой и мало протяженной полосой на дневную поверхность выступает палеозойский фундамент — верхние горизонты верхней перми. Параллельно с ними, иногда со слабым несогласием пластуются нижнетриасовые породы мощностью около 900 м.

Вышележащая свита разногачечных конгломератов и розоватых грубозернистых песчаников не имеет палеонтологической характеристики и условно относится к среднему и верхнему триасу [5], мощность ее около 700 м. Эти отложения согласно и постепенно сменяются юрской угленосной, преимущественно песчаниковой толщей, — 500—700 м.

Перед фронтом собственно Памира юрские отложения в северном крыле Дарваз-Каракульского разлома на дневной поверхности появляются только в ядре так называемого Сорбулакского антиклинория. Это сорбулакская свита, низы которой, возможно, принадлежат рэту. Мощность достигает 800 м, может быть, и несколько более [7]. Свита согласно перекрывается отложениями нижнего мела.

Меловые отложения в северном (для Дарваза — в западном) крыле разлома вытянуты по всей его длине практически непрерывной полосой. В Дарвазе нижний мел представляет толща красноцветных песчаников с пластами и линзами конгломератов; мощность — 1100 м. Верхний мел выражен толщей песчано-глинистых накоплений со значительной долей карбонатных пород в виде пластов и горизонтов. В хорошо изученном разрезе сая Ровика (правый приток Обиниоу) мощность верхнего мела составляет 781 м [11]. Суммарная мощность толщи меловых отложений близка 2000 м. Восточнее, в долине среднего течения р. Хингоу, значения мощности мела возрастают до 2400 м.

Схема строения меловых разрезов северного склона Заалайского хребта остается прежней, но имеет место увеличение роли терригенных красноцветных накоплений, а суммарная мощность мела сокращается до 1600 м (впрочем, подошва разреза здесь не вскрыта).

Палеогеновые отложения пластуются согласно с меловыми. Общая их мощность 200—400 м, это известный хирманджоуский тип палеогена.

Неогеновая красноцветная толща согласно налегает на палеогеновые слои. На правобережье р. Обиниоу суммарная ее мощность близ-

ка к 4000 м; разрез отчетливо распадается на три части, состав отложений в основном песчано-конгломератовый.

В долине р. Хингоу разрез неогеновой толщи в схеме сохраняет указанное строение, хотя и претерпевает некоторые изменения: 1) несколько уменьшается суммарная мощность (не более 3500 м); 2) значительно увеличивается в мощности песчано-глинистая нижняя часть и, соответственно, уменьшается роль конгломератовых свит.

В восточном направлении неогеновые красноцветные породы не выходят за пределы бассейна Хингоу — в устьевой правобережной части Шаклысу (Рагноу) они сходят на нет.

В заключение приведенной характеристики неогеновых красноцветных пород северного крыла Дарваз-Каракульского разлома хотелось бы специально подчеркнуть, что здесь вся толща пластуеться согласно и не заключает поверхности углового несогласия, столь четко и наглядно выраженного в южном крыле.

Если продолжить сравнительную характеристику и других членов стратиграфического разреза крыльев разлома, мы придем к следующим результатам: 1) состав и мощность палеогеновых отложений в обоих крыльях разлома практически одинаковы; 2) при значительном фациальном сходстве соответственных частей мела в противоположных крыльях мощность меловых осадков в северном крыле на 0,5—1,0 км больше; 3) мощность юрских отложений, наоборот, больше в южном крыле разлома: 2000 м и более против 700—800 м; 4) морские триасовые отложения известны только в северном крыле разлома; 5) юрские отложения в памиро-дарвазском крыле залегают на подстилающих отложениях с резким угловым несогласием, в депрессионном крыле — согласно. Различия стратиграфических колонок мезо-кайнозоя в крыльях Дарваз-Каракульского разлома очевидны и бесспорны, граничным рубежом между типами разрезов является поверхность сместителя разлома.

В региональном плане линия разлома образует пологó изогнутую дугу, конформную в отношении основных элементов памирской архитектоники. Но на некоторых участках значительной протяженности линия разлома замечательна весьма совершенной прямолинейностью: в долине р. Иол — на расстоянии 30 км, в долине Обиниоу — до 60 км, бассейне р. Шаклысу (Рагноу) и долине Муксу — около 70 км и т. д. Прямолинейность эта несколько не нарушается, несмотря на то что трасса разлома на ряде участков пересекает многочисленные глубоко-врезанные поперечные долины, в том числе и такую грандиозную, как долина р. Муксу. Такой характер линии — следствие вертикального или очень крутого падения плоскости разлома. Непосредственные замеры элементов залегания сместителя в обнажениях (на правобережье Обиниоу, в районе пер. Хабурабат, на Муксу и др.) подтверждают это заключение.

Особый структурно-тектонический интерес представляет соотношение вдоль трассы разлома его крыльев — поднятого и опущенного. В припанджской части, на всем протяжении долины р. Обиниоу, поднято западное, депрессионное крыло разлома: нижний мел или верхняя юра этого крыла приведены в контакт с различными свитами красноцветных толщ неогена другого крыла. За пределами бассейна Обиниоу отмеченный эффект несколько усиливается, так как в депрессионном крыле разлома на древней поверхности в хр. Васмикух появляются верхнепермские отложения, приведенные в контакт с конгломератами верхнего неогена памирского крыла.

Более сложный характер взаимоотношения крыльев на участке

пер. Хабурабат. С юга здесь к разлому подходят практически горизонтально залегающие (5°) полизакские конгломераты верхнего неогена, со стороны депрессии — отложения той же свиты неогена, но падающие более круто (около 20°). Ясно, что амплитуда новейшего перемещения по разлому на этом участке невелика; если неогеновые конгломераты в противоположных крыльях разлома действительно одновозрастны, то относительно поднятым крылом будет скорее южное. Однако всего в нескольких километрах восточнее мы снова видим поднятым северное, депрессионное крыло разлома: меловые напластования этого крыла по плоскости нарушения контактируют все с теми же неогеновыми конгломератами южного крыла. К юго-западу от селения Мионаду меловые слои памирского крыла приведены в контакт с верхнеогеновыми конгломератами депрессионного крыла — поднято, как видим, южное крыло разлома. Впрочем, довольно скоро соотношение крыльев Дарваз-Каракульского разлома меняется на обратное — поднятым оказывается северное крыло; от долины р. Хингоу на восток оно устойчиво сохраняется в хр. Петра I по долине Шаклысу (Рагноу), в бассейне Муксу и в Заалайском хребте.

Большие и важные различия между стратиграфическими разрезами мезо-кайнозойских отложений в крыльях Дарваз-Каракульского разлома, вертикальное падение разграничивающей эти типы разрезов дизъюнктивной поверхности, отсутствие признаков так называемых переходных фаций и типов разрезов — достаточное основание для отнесения характеризуемого разлома к классу красных долгоживущих разломов [19]. Только на этой принципиальной основе могут быть истолкованы наблюдающиеся различия между толщами неогена в противоположных крыльях разлома — четырехкратное превышение мощности в депрессионном крыле, наличие внутри толщи двух поверхностей углового несогласия в дарвазском крыле и согласное пластование свит в другом, огромная разница мощностей юрских отложений и др.

* * *

Приведенная уточненная и дополненная характеристика Дарваз-Каракульского разлома как тектонической дислокации, определение его истинного пространственного положения в полосе сочленения структурных комплексов Памиро-Дарваза и Таджикской депрессии, хребтов Петра I и Заалайского позволяют высказать обоснованные суждения по некоторым актуальным вопросам региональной геологии данной области.

Стратиграфический характер взаимоотношения толщи мезо-кайнозойских отложений с подстилающим ее комплексом герцинид Дарваза — Северного Памира, как и то обстоятельство, что Дарваз-Каракульский разлом характеризуется на всем протяжении от Пянджа до Западного Куньлуня вертикальным или крутым северным (в Дарвазе — западным) падением сместителя, полностью исключает любые варианты представлений о генеральном перемещении Памира в северном направлении по поверхности разлома в альпийскую эпоху. Конечно, по причине видимого взбросового перемещения депрессионного крыла на некоторых участках представляется возможным ставить вопрос о структуре поддвига, если признавать динамическую активность за Памиром. Но подвиг как динамическая модель и тектоническая конструкция сам по себе сомнительное явление, к тому же, что крайне важно, не поддающееся геологической документации и однозначному толкованию. Амплитуда такого поддвига, если бы он имел место, не мог-

ла быть значительной, так как в крыльях дизъюнктива контактируют идентичные фации разновозрастных отложений (например, осадки позднезакской или тавильдаринской свиты неогена).

Выдвигаемое иногда предположение, что линия Дарваз-Каракульского разлома, по крайней мере в некоторых своих секторах, является зоной субдукции [21], не находит ни структурно-геологических, ни историко-тектонических подтверждений. Если участки субдукции сменяются по линии разлома участками обдукции (надвигания), то в пограничных полосах между ними неизбежно должны наблюдаться структурные эффекты вспарывания (разрезания) всей толщи поступательно перемещающейся коры в одном (или в обоих) из взаимодействующих крыльях. В реальной картине геологического строения прилегающих к разлому полос Памиро-Дарваза или Таджикской депрессии не наблюдается тектонических структур, генезис которых можно бы было связывать с подобным механизмом.

Если же придать решающее значение тому обстоятельству, что практически на всем протяжении разлома поднято его депрессионное крыло и что, следовательно, явление субдукции имеет региональный характер, то и в этом случае мы все равно не находим специфических черт строения региона, которые должны бы сопутствовать подобному явлению. Погружение и активное заталкивание в глубокие недра слоистых толщ Памиро-Дарваза у плоскости Дарваз-Каракульского разлома должны были бы сопровождаться очень крутым или отвесным падением слоев, в том числе и самых молодых, неогеновых отложений, поскольку субдукция — событие альпийской эпохи тектогенеза. Этого нет в действительности: неогеновые отложения, а на некоторых участках и вся толща мезо-кайнозоя залегают весьма спокойно, в отдельных местах под углом менее 10° , падая в сторону сместителя, и упираются в него. Попытка представить явление субдукции в виде свободного погружения всей толщи земной коры памирского крыла в зоне Дарваз-Каракульского разлома также не может быть принята, так как весь период неотектонического орогенного развития области знаменуется неуклонно развивающимися восходящими движениями, конечным итогом которых мы видим сегодняшнее высокогорье Северного Памира. Совершенно ясно, что геологически документированные поднятия не могут быть пространственно совмещены с процессом регионального предпологаемого погружения.

К сказанному следует добавить, что не имеется никаких объективных данных для постановки вопроса об активном надвигании структурных комплексов Таджикской депрессии, хребтов Петра I и Заалайского в южном направлении, в сторону Памира. Таким образом, повторим, есть все основания утверждать, что по северному фронту Памиро-Дарваза отсутствуют признаки регионального смещения или шарьирования в северном направлении (на десятки и сотни километров, как то допускается в ряде современных публикаций). Этот вывод находится в полном согласии с заключениями более общего характера, сделанными на основе анализа геологического строения обширного региона Индо-Памирского поперечного линеамента [26].

Отсутствие фронтального смещения Памиро-Дарваза на север существенно ослабляет позиции сторонников наличия фланговых сдвигов в структуре региона [13, 24] — исчезает первопричина, определяющая эти сдвиговые дислокации, будто бы имеющие горизонтальные амплитуды на первых сотнях километров.

Уточненная трасса пограничного Дарваз-Каракульского разлома, проходящая среди поля мезо-кайнозойских отложений, вертикальное

или крутое северное падение поверхности нарушения открывают возможность дополнительных возражений [20] против тектонических трактовок проблемы генезиса неогеновых олистостромов Дарваза [30]. Мало того, что по линии Дарваз-Каракульского разлома нет надвига — ведущей структуры в механизме образования олистостромов, согласно представлениям ряда исследователей; само тело олистострома находится в тыловой части, в аллохтонном крыле шарьяжа, если допустить его наличие. Перекрывается оно стратиграфически залегающими на нем неогеновыми же конгломератами, — не может быть сомнений в чисто седиментационном образовании этой брекчии.

Во многих предшествующих характеристиках Дарваз-Каракульского разлома имеются указания о его пассивности в позднем неогене и в течение четвертичного времени, по крайней мере, в отдельных секторах этой огромной дизъюнктивной дуги. Сейчас выясняется, что подобные суждения, основанные на ошибочном трассировании линии разлома, не отвечают действительности — омертвевшие звенья дислокации ни на одном из ее участков не известны. Это качество Дарваз-Каракульского разлома следует иметь в виду при оценке сейсмичности Памиро-Дарвазского региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов И. В., Никонов А. А. Структура и геологическая история Гиндукуш—Дарваз-Каракульской зоны разломов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 5, с. 36—50.
2. Ачилов Г. Ш. Структурно-тектоническая характеристика области сочленения Афгано-Таджикской впадины и Сев. Памира. — В кн.: Вопр. сейсмич. районирования территории Таджикистана. Душанбе, 1976, с. 156—174.
3. Бельский В. А. К сеймотектонической характеристике зоны сочленения Сев. Памира и восточной окраины Таджикской депрессии. — В кн.: Вопр. сейсмич. районирования территории Таджикистана. Душанбе, 1976, с. 175—193.
4. Беляевский Н. А. Альпийская тектоника Зап. Куньлуня. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 2, с. 29—43.
5. Власов Н. Г. Геология Юго-Западного Дарваза. — Тр. Ленингр. о-ва испытателей природы, 1959, т. 70, вып. 1, с. 23—28.
6. Власов Н. Г. Схема тектоники Юго-Западного Дарваза. — ДАН СССР, 1962, т. 145, № 6, с. 1344—1347.
7. Григорьев А. В. К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской тектонической зоны. — В кн.: Мат-лы по регион. геологии. Тр. ВАГТа, 1958, вып. 4, с. 47—58.
8. Губин И. Е. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования юга Средней Азии). — Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2, с. 101—107.
9. Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М., 1960, 464 с.
10. Давыдов В. И. О находке флоры в «ноллихарвской» свите на юго-западном Дарвазе. — ДАН ТаджССР, 1976, т. 19, № 12, с. 42—44.
11. Джаллилов М. Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе, 1971, 210 с.
12. Ермаков Н. П. Геология и полиметаллические рудопроявления Зап. Дарваза. — В кн.: Геол. и полезн. ископ. Ср. Азии (итоги Среднеазиатск. эксл. за 1937 г.). М., 1940, с. 41—58.
13. Захаров С. А. О природе Дарвазского разлома. — ДАН СССР, 1967, т. 175, № 4, с. 893—896.
14. Захаров С. А., Ачилов Г. Ш., Бельский В. А. О тектоническом развитии западной части Центр. Азии (области Памирского скупивания). — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., 1964, с. 191—201.
15. Кафарский А. Х., Пыжьянов И. В. К вопросу о расчленении отложений «мынтекинской» свиты Сев. Памира. — В кн.: Мат-лы по геол. Памира. Вып. 1. Душанбе, 1963, с. 53—64.
16. Крейденов Г. П., Распопин В. А. Палеоген Алайского и Залайского хребтов. — В кн.: Мат-лы по геол. кайнозоя и новейшая тектоника Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970, с. 24—37.
17. Кухтиков М. М. О так называемой геологической границе между Памиром и Алаем—Тянь-Шанем. — Учен. записки Тадж. ГУ, 1955, т. 6, вып. 1, с. 5—12.
18. Кухтиков М. М. Красевые разломы Памира и Дарваза. — Учен. записки Тадж. ГУ, 1956, т. 12, вып. 2, с. 3—16.
19. Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Краевые долгоживущие разломы Памира. Душанбе, 1977, 158 с.
20. Кухтиков М. М., Винниченко Г. П., Черенков И. Н. Позднекайнозойские крупноглыбовые брекчии и некоторые аспекты альпийской тектоники Памира и Каратегина. — Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук, 1982, № 2, с. 22—29.
21. Лукк А. А., Винник Л. П. Тектоническая интерпретация глыбинной структуры Памира. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 73—80.
22. Лучников В. С. Стратиграфия юрских отложений Дарваза. — Сов. геология, 1973, № 6,

- с 38—49. 23. Лучников В. С. Триасовые вулканогенно-осадочные отложения Сев. Памира и Дарваза. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 3, с. 74—81. 24. Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., 1964, с. 156—172. 25. Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., 1955, 552 с. 26. Петрушевский Б. А. Индо-Памирская зона — один из важнейших поперечных линеаментов Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5, с. 11—42. 27. Симakov С. Н. Меловые отложения Ферганы, Алайского и Заалайского хребтов. М.—Л., 1953, 222 с. 28. Синицын Н. М. Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира). — Учен. записки ЛГУ. Сер. геол., 1959, вып. 10, с. 85—101. 29. Чихачев П. К. Геологическая карта Средней Азии, м-б 1:500 000. М.—Л., 1941, 316 с. 30. Щерба И. Г. Олистоостромы в неогене Дарвазского хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 97—108. 31. Klebelsberg R. Beiträge zur Geologie Westturkestans. Innsbruck, 1922, 281 S.

Институт геологии АН ТаджССР,
Душанбе

Поступила в редакцию
30.09.82