

УДК 551.243 (574.3)

РАЗРЫВЫ И ИХ СВЯЗЬ СО СКЛАДЧАТОСТЬЮ (НА ПРИМЕРЕ АТАСУЙСКОГО РАЙОНА В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ)

Б. Г. Кореньков

Кембрийские * метаморфические толщи Атасуйского района характеризуются сложной напряженной складчатостью и обилием тектонических разрывов. В их составе принимают участие следующие толщи (снизу вверх): нижняя сланцевая (50—500 м), кварцито-сланцевая (130—350 м), кварцитовая (100—600 м), верхняя сланцевая (500 м), порфиroidная (более 1000 м). Эти толщи смяты в системы узких линейных складок, образующих в плане протяженную (длиной около 100 км) дугу, обращенную внешней стороной на запад (рис. 1). В северной части дуги, в горах Алабас и на северо-восточном окончании гор Актау общее простирание складок близко к широтному. По мере движения на юг, еще в пределах гор Актау, оно меняется на северо-восточное и меридиональное и поддерживается в таком направлении до широты р. Атасу. В горах Жельдытау и Кушоко простирание складок переходит в северо-западное. В юго-восточной части дуги, в горах Сарыкульджа и Узунтау, оно вновь становится почти меридиональным.

Рассматриваемая складчатая система представляет собой западную часть крупного и сложно построенного Атасу-Моинтинского антиклинория. В ряде мест (в горах Таскоралы и юго-восточной части гор Жельдытау) простирание отдельных складок не совпадает с общим простиранием антиклинория, что обусловлено частными изгибами их осей, обычно более или менее плавными. Наклон крыльев складок различен: в горах Актау он колеблется от 50 до 70—80°, а в горах Жельдытау — от 70 до 85 и 90°. Нередко наблюдаются изоклинальные прямые, наклонные и опрокинутые складки. В западной части гор Актау складки опрокинуты к западу, а в юго-восточной — к юго-востоку. Четкое опрокидывание складок к северо-востоку установлено в пределах гор Кушоко и к юго-западу — в южной части гор Жельдытау. Вообще говоря, опрокидывание складок от осевой зоны кембрийской складчатой системы к ее периферии характерно для всей западной части Атасу-Моинтинского антиклинория.

Крупные синклинали и антиклинали осложнены более мелкими складками разных порядков — вплоть до микроскладок. Особой сложностью отличается внутреннее строение антиклиналей, в пределах которых широко развиты мелкие складки волочения, течения и скалывания.

* Древние метаморфические образования Атасуйского района исследователи относили то к нерасчлененному докембрию, то к нижнему и верхнему протерозою [Александрова и др., 1955; Архангельская и др., 1948; Богданов и др., 1955; Вишневская и др., 1958]. Л. И. Боровиков предполагает более молодой — кембрийский возраст этих отложений [Боровиков, 1958; Геол. строение Центрального и Южного Казахстана, 1961]. Эта точка зрения представляется наиболее правильной.

К ядрам антиклиналей приурочены синтектонические интрузии кембрийских катаклазированных гранитов и гнейсо-гранитов. Небольшие в современном эрозионном срезе массивы таких гранитов имеются в северной и западной частях гор Актау. Более широко распространены кембрийские граниты в центральной части района на широте р. Атасу и в южной — в окрестностях гор Кабантау, Жельдытау и Таскоралы. Гнейсовидность в гранитах следует, как правило, параллельно направлению складчатых структур и согласна со складками. Наклон ее отражает углы падения крыльев складок в кембрийских метаморфических толщах.

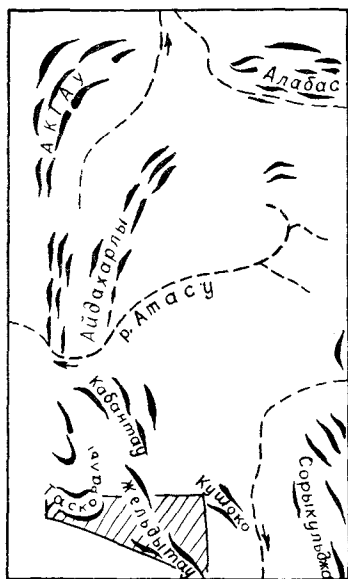


Рис. 1. Обзорная карта Атасуйского района. Территория, изображенная на рис. 2, заштрихована.

Разрывы усложняют тектоническое строение Атасу-Моинтинского антиклинория. Они закономерно сопряжены с главными элементами складок и подразделяются на продольные, поперечные и диагональные. Линии продольных разрывов следуют почти параллельно простиранию складок и изгибаются так же, как оси складок. Диагональные разрывы расположены под острым углом относительно осей складок и направления гнейсовидности в гранитах, а поперечные ориентированы почти под прямым углом к простиранию складок. В соответствии с изменением общего простирания складок на тех или иных участках развития кембрийских метаморфических толщ происходит плавный поворот в пространстве всех выделенных типов разрывов. Например, если в северо-восточной части гор Актау продольные разрывы имеют почти широтное, поперечные — близмеридиональное, левый * ряд диагональных разрывов — северо-восточное, а правый — северо-западное простирание, то в их южной части ориентировка разрывов меняется на 90° : продольные становятся меридиональными, поперечные — широтными, левый ряд диагональных разрывов приобретает северо-западное, а правый — северо-восточное простирание. Приведем краткую характеристику указанных типов разрывов.

Продольные разрывы по характеру смещений принадлежат надвигам, взбросам, реже сбросам. Среди них выделяются разрывы разных порядков по величине: от мелких, измеряемых десятками метров до более крупных, достигающих в длину 5—10 км, а иногда и 30 км (сброс в приосевой части гор Актау). Протяженные разрывы на поверхности не представляют сплошных линий, а состоят как бы из отдельных отрезков. Мелкие разрывы развиты в крыльях более крупных и сопутствуют им.

Разрывы взбросового строения, выделяемые в качестве надвигов, наиболее ранние. Они зарождались в процессе складчатости и развивались одновременно с ней. Образованию крупных надвигов предшествовало появление более мелких надвигов и кливажа. Об этом свидетельствуют такие факты, как тесная пространственная связь надвигов со складками (линии надвигов на поверхности ведут себя так же, как оси складок, — изгибаются вместе с ними и совпадают с очертаниями крыльев

* Выделение левых и правых рядов диагональных разрывов сделано по аналогии с разделением рядов кулисообразных трещин отрыва [Белюсов, 1962]. В отличие от последних ряды диагональных разрывов не связаны с одноименными сдвигами, сходство между ними чисто геометрическое.

изоклинальных складок); наличие в составе кварцевых жил, которые выполняют смесители мелких сопутствующих надвигов, обломков рассланцованных боковых пород, являющихся по существу реликтами брекчий трения; наличие нескольких генераций мелких складок, в которые собраны жилы разных порядков по величине; явления будинажа кварцевых жил.

Как правило, надвиги развиваются в краевых частях центральных поднятий кембрийских интрагеосинклиналей, а также на других участках, где образуются опрокинутые складки. Во внутренних частях центральных поднятий распространены крутонаклонные разрывы взбросового строения, которые, по-видимому, правильнее также называть надвигами, имея в виду их одновременное со складчатостью образование. К взбросам, вероятно, следует относить крутонаклонные продольные разрывы, развитые в пределах массивов верхнекембрийских гранитов, так как эти разрывы сформировались уже на завершающих этапах складчатости.

В краевых частях центральных поднятий (западные склоны гор Актау, юго-западные и северо-восточные склоны гор Жельдытау, северо-восточное подножье гор Кушко) надвигами осложнены крылья опрокинутых изоклинальных складок. Смесители их, параллельные осевым поверхностям складок, наклонены в сторону центральных поднятий под углами $40-75^\circ$, которые однако с глубиной становятся более пологими. Сланцы, кварциты и гнейсо-граниты в крыльях надвигов раздроблены, перемяты, рассланцованы. Степень их рассланцевания вблизи сместителя значительно выше, чем в удалении от него. Мощность зон рассланцованных пород 50—200 м, а для Жамантасского надвига 300—600 м (рис. 2). В зонах «смятия» распространены мелкие разрывы, к которым приурочены высокотемпературные кварцевые жилы и участки более позднего метасоматического окварцевания. Надвиг в горах Кушко сопровождается линзами тектонических брекчий. В западной части гор Актау развиты чешуйчатые надвиги, состоящие из ряда кварцитовых и сланцевых чешуй, надвинутых одна на другую. В результате видимая мощность сланцевых пачек в разрезах сокращена.

Во внутренних частях центральных поднятий надвиги пересекают ядра складок, располагаясь почти параллельно их осевым поверхностям. Наклон их сместителей меняется от 75 до 85° и подчинен направлению опрокидывания складок. Смесители надвигов закрытые, притертые. Сопутствующие явления выражаются в образовании интенсивного приразрывного кливажа, разбивающего сланцы на пластинки толщиной в десятки доли миллиметра.

Амплитуды перемещения по надвигам различны в разных участках складчатой системы и далеко не всегда поддаются определению из-за отсутствия прямых данных. Косвенные данные (наличие мощных зон смятия и рассланцевания, «выпадение» из разрезов отдельных горизонтов, «сокращение» мощности толщ) позволяют предположить, что максимальные амплитуды перемещения по надвигам измеряются несколькими сотнями метров.

Взбросы широко развиты в кембрийских катаклазированных гранитах южной части Атасуйского района. К ним приурочены высокотемпературные кварцевые жилы и кембрийские дайки кислого и основного состава, нередко рассланцованные и будинированные. На взбросовое строение разрывов указывает рассланцевание их крыльев.

Сбросы имеют ограниченное распространение. По возрасту это наиболее поздние разрывы, по которым отмечены смещения поперечных и диагональных разрывов. Они образовались на завершающем этапе складчатости в эпоху горообразования. К ним относятся как наиболее протяженные разрывы района (сбросы длиной 10—30 км в горах Актау), так и короткие кулисообразные. Морфология сбросов достаточно сложная. В горах Актау они выражены зонами трещиноватых ожелезненных и

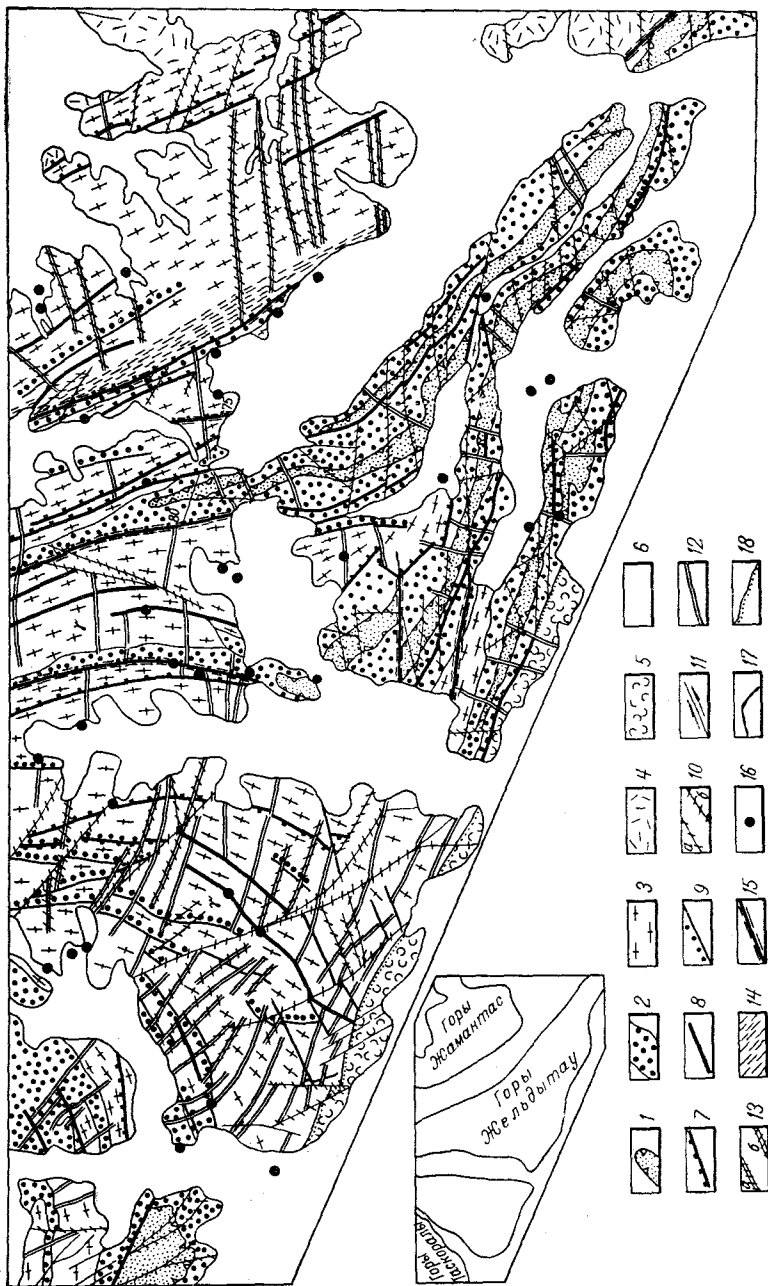


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района гор Жельдытау.

1 — синклинали, сложенные кварцевой толщей, Сп с; 2 — антиклинали, сложенные нижней сланцевой и кварцито-сланцевой толщами, Сп а + б; 3 — кембрийские катаклазированные граниты и гнейсо-граниты, у Сп; 4 — толща порфиroidов, у Сп; 5 — терригенная толща (конгломераты, песчаники, сланцы), S; 6 — рыхлые кайнозойские отложения; продолжительные разрывы: 7 — надвиги; 8 — соросы; 9 — взбросы; для: 10 — свдвиги; а — левые, б — правые, (острый угол, обра-зуемый стрихом с линией раз-рыва, указывает направление дви-жения крыльев); 11 — крупные свдвиги (с амплитудой 1000 м); 12 — поперечные разрывы (в катаклазированных гранитах выполненные дайдами); 13 — не-подразделенные разрывы (взбросо-свдвиги, соросо-свдвиги, раздвиги); 14 — свдвиги; а — левые, б — пра-вые; 15 — зона смятия в высшем крыле надвига; 16 — расслани-вание в крыльях разрывов; 17 — род-ники, приуроченные к разрывам; 18 — граница интрузивного кон-такта; 18 — граница несогласного страйграфического контакта.

окварцованных пород мощностью от 10 до 200—300 м. Поверхности сбрасывателей мелких разрывов в пределах зон ровные, притертые и несут на себе следы скольжения в виде борозд и штрихов. Падение их близко к вертикальному. В приподнятых крыльях сбросов развития интенсивная приравненная складчатость. Амплитуды сбросов достигают 500 м.

Диагональные разрывы наиболее широко развиты в складчатом комплексе, а в катаклазированных гранитах занимают подчиненное положение. В последних они установлены лишь в южной части района, на участке между горами Жельдытау и Таскоралы.

Возраст диагональных разрывов в складчатом комплексе отличен от возраста подобных разрывов в гранитоидах: в первом случае они моложе продольных (пересекают надвиги, а иногда с ними плавно сопрягаются) и древнее поперечных, во втором, напротив, диагональные разрывы моложе поперечных.

Диагональные разрывы, нарушающие кембрийские метаморфические толщи, обычно не выходят за пределы складчатых структур. Лишь иногда с ними сопрягаются более поздние поперечные разрывы, развитые в катаклазированных гранитах. Как правило, хорошо развит один ряд диагональных разрывов, но иногда устанавливается второй, сопряженный ряд разрывов. При пересечении разрывов обоих рядов никаких смещений не наблюдается. Длина диагональных разрывов колеблется от 1 до 6 км. Наклон их сместителей 75—80°.

По характеру смещений диагональные разрывы относятся к сдвигам и взбросо-сдвигам. На сдвиговое строение разрывов указывают смещения в плане отдельных частей прямых или крутонаклонных изоклинальных складок, а также морфология разрывов и сопутствующие явления: ровные, притертые поверхности сместителей с зеркалами скольжения и горизонтальными бороздами; наличие брекчий трения и их разлинзовывание в горизонтальном направлении; отчетливые изгибы слоев у поверхности сместителя; наличие в крыльях разрывов мелких складок скалывания, смещения по которым в миниатюре повторяют смещения по основному разрыву.

Наряду с простыми развиты сложные, ступенчатые сдвиги — серии сближенных параллельных сдвигов одного и того же рисунка (правого или левого).

Вдоль некоторых сдвигов происходили движения взбросового характера, о чем свидетельствуют наличие вертикальных борозд на поверхности сместителей (наряду с горизонтальными), а также надвигание висячего крыла разрыва на лежащее.

Амплитуды сдвигов в горах Жельдытау изменяются от 50 до 1000 м, а в гнейсо-гранитах, на участке между горами Жельдытау и Таскоралы, не превышают 350 м. В последних сдвиги устанавливаются по смещению даек, выполняющих вертикальные поперечные разрывы.

Сдвиги, нарушающие кембрийские метаморфические толщи, обнаруживают отчетливую связь со складчатостью. По характеру разрушения пород они являются разрывами вязкого скалывания. В совокупности с такими фактами, как волнистость разрывов, плавное сопряжение их с надвигами, это свидетельствует о пластичности пород во время образования сдвигов: породы продолжали «течь», раздаваясь в стороны, вдоль осей складок. В процессе развития линейной складчатости на отдельных участках происходило раздвигание соседних синклинальных складок, обусловленное «нагнетанием» в ядра антиклиналей пластичных сланцев и внедрением гранитов. Возникающие при этом напряжения находили разрядку не только в изгибе осей раздвигаемых синклинальных складок, но и в смещениях отдельных блоков вдоль диагональных разрывов-сдвигов. Это отчетливо видно в центральной части гор Жельдытау, на участке между северо-восточной и центральной грядами (рис. 2). В северо-восточной гряде проявились правые, а в центральной — левые сдвиги.

Со складчатостью также связаны радиальные сдвиги, расположенные в местах плавных или более резких изгибов осей складок. Это отчетливо проявляется в юго-западной гряде Жельдытау (рис. 2), в горах Таскоралы, Кабантау и Актау. Крупный правый сдвиг, с амплитудой порядка 1000 м, смещающей западную ветвь складок в горах Жельдытау сразу затухает в восточной ветви — в гнейсо-гранитах. Возникновение его лучше всего объясняется активным воздействием на кембрийские складки гранитной интрузии на участке между горами Жельдытау и Таскоралы, в результате которого складчатая система оказалась разорванной на две части, смещенные друг относительно друга примерно на 7 км. При этом западная ветвь складок в горах Жельдытау в целом оказалась отодвинута к востоку, а один из участков этой ветви сдвинут по диагональным разрывам на 400 м восточнее всей ветви. Сдвиг был компенсирован «отжиманием» гранитной магмы на участке между западной и восточной ветвями складок.

Поперечные разрывы в складчатом комплексе ориентированы почти под прямым углом к простираанию складок. В кембрийских катаклазированных гранитах южной части Атасуйского района (см. рис. 2) некоторые разрывы отклоняются от поперечной ориентировки: к востоку от гор Жельдытау линии разрывов образуют с гнейсовидностью угол порядка 70°. Тем не менее, если рассматривать западную часть Атасу-Мойнтинского антиклинория в целом, то по отношению к ней ориентировка этих разрывов продолжает оставаться поперечной.

В кембрийских метаморфических толщах поперечные разрывы криволинейны, извилисты, иногда более или менее прямолинейны. Они либо плавно сопрягаются с диагональными разрывами — сдвигами, либо отчетливо пересекают их. Судя по морфологии, они являются разрывами скалывания в комбинации с разрывами отрыва.

В катаклазированных гранитах поперечные разрывы более прямолинейны и на поверхности имеют вид почти прямых или слабо изогнутых линий. В южной части Атасуйского района (см. рис. 2) они в совокупности образуют ряд концентрических дуг малой кривизны, обращенных выпуклостью на юг. Длина отдельных разрывов 1—4 км, а общая длина дуг, состоящих из цепочек коротких разрывов, достигает 16 км.

Сместители поперечных разрывов ровные, притертые, обычно вертикальные, реже крутонаклонные.

По морфологии и сопутствующим явлениям значительная часть поперечных разрывов сходна с диагональными и, подобно последним, принадлежит сдвигам. Наряду со сдвигами в складчатом комплексе распространены взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги, а в кембрийских гнейсо-гранитах — раздвиги, выполненные довольно мощными (до 20 м) дайками лампрофиров и диоритовых порфиров.

Поперечные разрывы, так же как продольные и диагональные, образовались в процессе складчатости. Об этом свидетельствуют плавное сопряжение их с диагональными разрывами, затухание разрывов при переходе из складок в граниты, переходы сдвигов по простираанию в пластические, складчатые дислокации — складки скалывания, наличие ранних высокотемпературных кварцевых жил и грейзенов, приуроченных к поперечным разрывам в гранитах.

Помимо разрывов, сопряженных со складчатостью, в катаклазированных гранитах отмечены и более поздние — наложенные разрывы. К ним относятся упоминавшиеся выше диагональные разрывы, которые пересекают все разрывы района, связанные с кембрийской складчатостью, а также терригенные толщи силура (см. рис. 2). Их возникновение приходится связывать с движениями по Атасуйскому крупному разрыву * — взбросу во время позднекаледонской складчатости.

* По классификации разрывов А. Е. Михайлова [1959], предложенной для Сарысу-Тенизского водораздела и прилегающего к нему с востока описываемого района.

В более поздние эпохи герцинского и альпийского тектогенеза по древним разрывам происходили повторные движения, которые продолжались до настоящего времени.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бет-Пак-Дала. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 7, 1955.

Архангельская И. М., Богданов А. А., Трусова И. Ф. Очерк геологии северной части Голодной степи. Тр. ИГиН АН СССР, серия геол., вып. 102, № 3, 1948.

Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.

Богданов А. А. и др. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Центральный Казахстан). Сов. геология, сб. 48, 1955.

Боровиков Л. И. Ископаемые органические остатки в древних «немых» толщах Казахстана. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.

Вишневская И. И., Кудрявцев М. И., Трусова И. Ф. Новые данные по геологии докембрийских образований Атасуйского района (Центральный Казахстан). Изв. МВО СССР, серия геол. и разв., № 2, 1958.

Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 41, 1961.

Михайлов А. Е. Разрывы Сарысу-Тенизского водораздела. Изв. МВО СССР, серия геол. и разв., № 12, 1959.
