

УДК 551.243.6(235.211)

В. К. КУЧАЙ, В. Г. ТРИФОНОВ

МОЛОДОЙ ЛЕВЫЙ СДВИГ В ЗОНЕ ДАРВАЗ-КАРАКУЛЬСКОГО РАЗЛОМА

На примере зоны Дарваз-Каракульского разлома рассматриваются приемы определения направлений и амплитуд молодых (позднеплейстоценовых и голоценовых) тектонических движений по смещениям форм рельефа и отложений четвертичного возраста. Основное внимание уделено анализу сдвиговых перемещений. Описано распределение амплитуд сдвиговых перемещений в зоне разлома за разные отрезки позднего плейстоцена и голоцена. Средняя скорость сдвиговых перемещений определена в 1—1,5 см/год и примерно на порядок превосходит вертикальную составляющую движений. Северо-восточнее с изменением простирания разлома сдвиговые перемещения уступают место надвиговым. Выявленные молодые перемещения свидетельствуют о продолжающемся до сих пор движении Памиро-Индостанского блока земной коры в северном направлении.

Горизонтальные перемещения земной поверхности, происшедшие при катастрофических современных землетрясениях, неоднократно привлекали внимание ученых (Pavoni, 1962; Вознесенский, 1962; Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Лукьянов, 1963, 1965; Gansser, 1969; Tshalenko, Ambraseys, 1970; Proceedings..., 1973 и др.). О тектоническом значении этих явлений А. В. Лукьянов писал: «Плейстосейстовые области землетрясений являются грандиозными естественными моделями, на которых можно изучить происхождение определенных структур и их сочетаний» (1965, стр. 6). «Структуры, развивавшиеся при землетрясениях, как правило, имеют длительную историю. При этом древние подвижки по разломам по своему характеру и направлению соответствуют тем перемещениям, которые наблюдались при землетрясениях» (там же, стр. 204).

Однако современные землетрясения, сопровождавшиеся горизонтальными подвижками по разломам на поверхности, — явления уникальные. Кроме того, короткий интервал наблюдений, местами ограниченный лишь последствиями одного землетрясения, не позволяет экстраполировать в геологическое прошлое амплитуды и скорости выявленных перемещений. Голоценовые и позднеплейстоценовые перемещения представляют собой суммарные эффекты подвижек за более длительные отрезки времени и поэтому могут служить основой для таких экстраполяций. Эти перемещения фиксируются деформациями рельефа во многих областях высокой неотектонической активности и были выделены Ю. А. Мещеряковым (1961) под названием молодых движений земной коры. Неоднократно описывались примеры и способы выявления молодых сдвигов (Hill, Dibblee, 1953; Noble, 1954; Буртман, 1963; Копп и др., 1964; Герасимов, Ранцман, 1964; Wellman, 1966; Войтович, 1968; Захаров, 1969; Трифонов, 1973, 1974 и др.). В настоящей статье приводятся данные о молодых сдвиговых перемещениях в зоне Дарваз-Каракульского разлома.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ДАРВАЗ-КАРАКУЛЬСКОМ РАЗЛОМЕ

Дарваз-Каракульский разлом в виде ломаной и дугообразно изогнутой линии протягивается от Заалайского хребта через Дарваз в Афганский Бадахшан. Многие исследователи признают его в качестве крае-

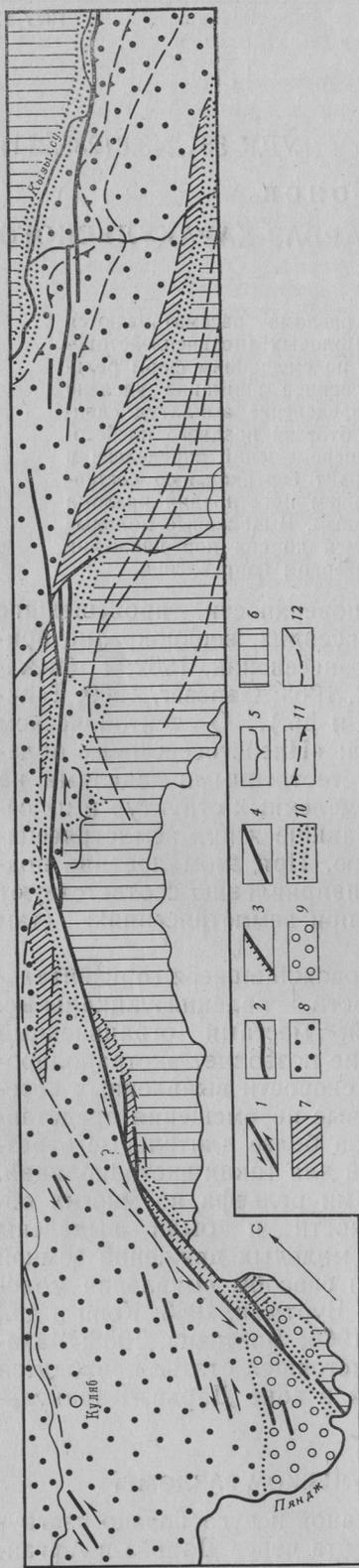


Рис. 1. Расположение молодых разрывов в зоне Дарваз-Каракульского разлома

Молодые разрывы: 1 — сдвиги; 2 — надвиги; 3 — крутые разрывы, где выявлена лишь вертикальная составляющая перемещений; 4 — разрывы с неизвестным направлением перемещений; 5 — участок зоны разлома, где проводилось детальное изучение молодых перемещений. Элементы тектоники (по карте С. А. Захарова и др., 1968, упрощено): 6 — герцинские геосинклинальные и раннеорогенные комплексы с прорывающими их гранитоидами; 7 — позднеорогенные комплексы герцинского цикла; 8 — относительно глубокие мезозойские прогибы, перекрытые в депрессиях кайнозойским чехлом; 9 — глубокие кайнозойские прогибы; 10—12 — разломы: 10 — зоны разломов, Дарваз-Каракульского на юге и Южно-Тянь-Шаньского на севере; 11 — пологие надвиги и тектонические покровы; 12 — разрывы с крутым или неизвестным наклоном сместителя

вого глубинного разлома, отделяющего палеозойские породы Памира от области распространения мощных мезозойско-кайнозойских отложений Таджикской депрессии (рис. 1). Разлом играет важную роль в формировании новейшей структуры региона, отделяя сравнительно древнее горное сооружение Внутреннего Дарваза от Внешнего Дарваза, долгое время входившего в состав подгорной равнины и вовлеченного в поднятие лишь в конце плиоцена (Бельский, 1969, 1971).

В южной (Дарвазской) части, где разлом простирается меридионально, поверхность его сместителя «имеет вертикальное положение или очень круто ($75-80^\circ$) наклонена на запад. Зона дробления обычно не превышает нескольких метров» (Бельский, 1971, стр. 72). В северо-восточной (Зарвайской) части, по данным И. Е. Губина (1960), более характерны пологие наклоны отдельных ветвей разлома и надвиговой характер перемещений.

По мнению большинства исследователей (Резвой, 1955; Бархатов, 1963; Архипов, Никонов, 1974 и др.), Дарваз-Каракульский разлом характеризуется преимущественно вертикальными подвижками, отражающимися в фациях и мощностях отложений. И. Е. Губин (1960), имея в виду в основном северо-восточную часть разлома, рассматривает его как крупный надвиг на «внешнюю дугу Памира» более внутренних зон. В последние годы было высказано мнение о надвиговой природе и более южных отрезков Дарваз-Каракульского разлома (Щерба, 1975). Основанием для этого послужило обнаружение тектони-

ческих покровов в зоне разлома и сочетающихся с ними олистостром в смежной области распространения неогеновой молассы.

С. А. Захаров (1958, 1967) привел данные об альпийских левосдвиговых перемещениях по Дарваз-Каракульскому разлому на Дарваз-Бадахшанском участке, достигающих 200 км. Северо-восточнее разлом, по его мнению, становится взбросо-сдвигом и далее переходит в большой надвиг. Важнейшим аргументом в пользу левосдвигового смещения С. А. Захаров (1967, 1969) считает деформации позднечетвертичных форм рельефа, обнаруженные в зоне Дарваз-Каракульского разлома на юго-восточных склонах рек Сарыоб и Возгина. Амплитуду позднечетвертичного сдвига С. А. Захаров оценивает в 4—6 км¹.

Наконец, А. А. Никонов (1973) определяет в этом же районе взбросо-сдвиговое голоценовое смещение и считает его сейсмотектоническим. А. А. Никонов (1975; Архипов, Никонов, 1974) гипотетически оценивает амплитуду сдвиговых движений в зоне разлома за время с конца плиоцена поныне в 1,5—1,8 км, считая, что они присущи лишь отдельным ветвям Дарвазского сектора разлома.

Такое разнообразие оценок направления и амплитуд новейших движений в зоне Дарваз-Каракульского разлома побудило авторов провести сбор дополнительных данных о природе этого разлома. Объектом исследования были выбраны молодые, т. е. голоцен-позднеплейстоценовые нарушения форм рельефа. С этой целью в 1973—1975 гг. было проведено обследование позднечетвертичных нарушений зоны разлома от Заалайского хребта до р. Пяндж. В результате аэровизуальных и рекогносцировочных наземных наблюдений 1973 г. был выбран 20-километровый участок разлома от кишлака Сагирдашт до перевала Возгина, где отработывалась методика определения молодых сдвиговых перемещений и исследовалось наиболее детально их распределение в пространстве и во времени.

ОСОБЕННОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОЛОДЫХ РАЗРЫВНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Специфика определения молодых перемещений состоит в том, что в качестве геологических поверхностей, по деформациям которых реконструируются подвижки, используются формы рельефа. Задача определения заключается в регистрации особенностей проявления разрыва в рельефе и восстановлении предшествовавшего подвижкам облика той или иной формы рельефа. Задача диагностики молодого разрыва разбивается на три операции: определение положения сместителя, определение вертикальной составляющей перемещения и определение перемещения по простиранию разрыва.

Положение сместителя в условиях расчлененного рельефа определяется достаточно легко простым визированием по простиранию разрыва линии его выхода на поверхность. Отклонение линии от вертикали с изменением высоты (рис. 2, А) регистрирует наклон сместителя.

Методика определения вертикальной составляющей молодых смещений по разломам достаточно хорошо разработана. Она основана на определении разности высот пологонаклонных разновозрастных элементов рельефа (террас, плоских водоразделов, продольных профилей долин и т. д.) по обе стороны разлома. В зоне Дарваз-Каракульского разлома определение вертикальной подвижки осложнено наличием значительной горизонтальной компоненты перемещений, в связи с чем встает задача реконструкции ранее существовавшей овражной сети и отождествления элементов рельефа, прежде составлявших единое целое.

¹ По сообщению С. А. Захарова (1969), мнение о левосдвиговом смещении и искривлении мелких оврагов в указанной зоне было высказано в 1957 г. А. Х. Кафарским, считавшим амплитуду сдвигового смещения равной 1—1,5 км.



A

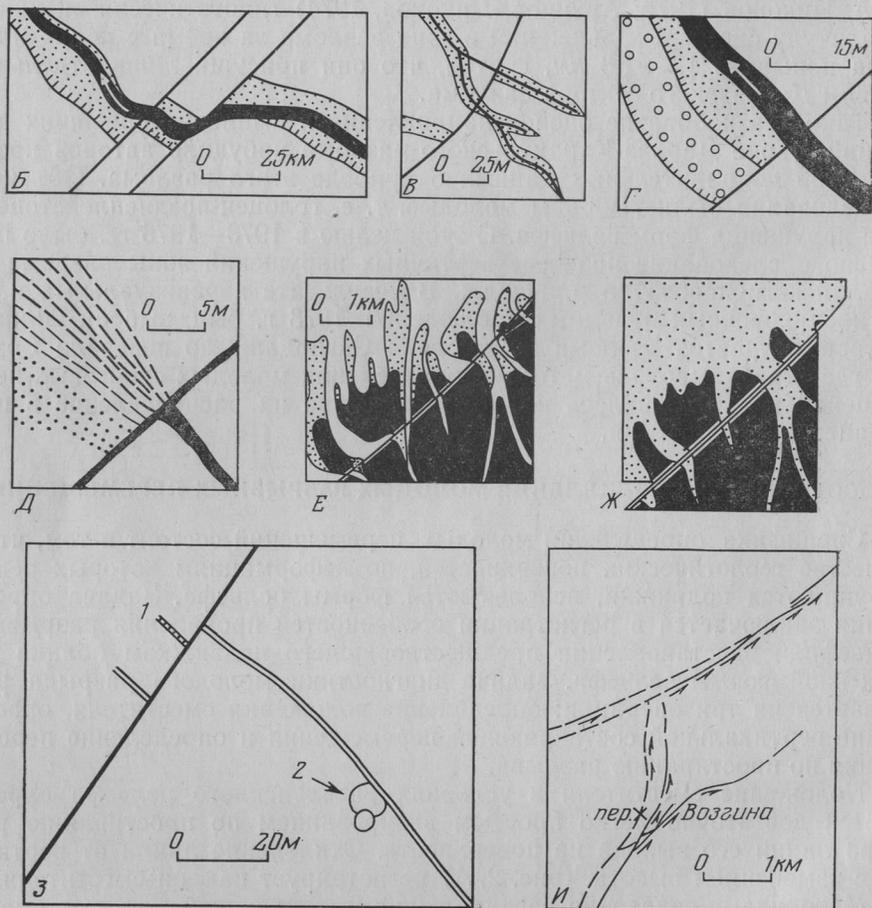


Рис. 2. Примеры молодых смещений в зоне Дарваз-Каракульского разлома между перевалом Возгина и кишлаком Сагирдашт

A — общий вид молодого разрыва в 8 км юго-западнее кишлака Сагирдашт; **B** — сдвиг раннеголоценовой долины по двум ветвям разлома в 17 км юго-западнее кишлака Сагирдашт (ранне-голоценовая долина показана точками и ограничена линией с зубчиками, современное русло залито черным); **B** — перестройка овражной сети в связи с перемещениями по разлому в 1 км северо-восточнее перевала Возгина (раннеголоценовые днища оврагов показаны точками, а современные залиты черным); **Г** — образование «карманов» в западном крыле молодого разрыва в 18 км юго-западнее кишлака Сагирдашт (раннеголоценовые отложения обозначены кружками, позднеголоценовые — точками, а современные — залиты черным; уступы на границах разновозрастных отложений показаны линией с зубчиками); **Д** — постепенное смещение конуса выноса конца позднего голоцена вдоль молодого разрыва в 14 км юго-западнее кишлака Сагирдашт (наиболее древняя генерация отложений конуса показана точками, более молодая — тонкими штрихами, современная — толстыми штрихами); **Е** — геоморфологическая схема

Эффект сдвиговых перемещений для молодых движений всегда оказывается затушеванным действием эрозии и аккумуляции. Простейшим признаком сдвига является резкий Z-образный изгиб долины (рис. 2, Б), в котором участок долины, следующий вдоль разрыва, образован позже участков, прилегающих к разрыву, и, как правило, менее разработан.

Сдвиговые перемещения русел могут имитироваться однонаправленным отклонением вдоль разрывной ложбины целой системы боковых притоков в направлении общего уклона местности. В этих случаях, однако, изгибы одновозрастных русел обычно различаются по амплитуде и изменяют направление изгиба на противоположное в другой долине или другом склоне главной долины. Эти обстоятельства и позволяют отличать такие изгибы от собственно сдвиговых, которые имеют место вдоль Дарваз-Каракульского разлома. Так, однонаправленное смещение боковых саев и временных потоков здесь регистрируются по линии разлома как на правом берегу р. Возгина, текущей на северо-восток, так и на левом берегу ее крупного притока, текущего на юго-запад. Та же картина наблюдается при изменении общего уклона местности в долинах крупных правых притоков р. Сарыоб.

Как правило, Z-образные изгибы определяют сдвиговые деформации, следовавшие после выработки самого оврага. Однако наиболее крупные горные долины, в которых прочность пород препятствует выработке новых русел, могут продолжать формироваться и в процессе многократных сдвиговых подвижек в зоне разлома. Тогда амплитуда Z-образного изгиба долины возрастает и участки долины, следующие вдоль разлома, приближаются по своей морфологии к частям долин, примыкающим к разлому. Примером могут быть две крупнейшие долины, пересекающие Дарваз-Каракульский разлом в 7—9 км юго-западнее кишлака Сагирдашт.

В тех случаях, когда линия разлома проходит по подошве склона, весьма характерно образование специфических выемок — «карманов» (рис. 2, Г) непосредственно ниже выхода водотока на равнину (и, стало быть, пересечения линии разлома). «Карманы» образуются из-за того, что водный поток стекает с гор на равнину «напрямик», а участки более древних выходов потока на равнину оказываются в стороне, будучи смещенными по разрыву. В некоторых случаях фиксируются последовательные конседиментационные стадии сдвиговых перемещений в виде серии вложенных разновозрастных «карманов». Подобную серию вложенных голоценовых «карманов» можно видеть на правобережье р. Возгина, а сочетание голоценовых и позднплейстоценовых «карманов» — на пересечении Дарваз-Каракульского разлома с притоками р. Сарыоб в 9—11 км юго-западнее кишлака Сагирдашт.

По существу близки к таким формам овраги с асимметричными конусами выноса, материал которых последовательно омолаживается с одной стороны конуса (рис. 2, Д). Они возникают в тех случаях, когда разгрузка материала, выносимого оврагом, происходит непосредственно ниже пересекаемого оврагом сдвига, подвижки по которому одновременны с формированием самого конуса.

зоны молодого разрыва в 3,5—8,5 км юго-западнее кишлака Сагирдашт (голоценовые и позднплейстоценовые долины оставлены белым, реликты днищ долин и предгорные равнины конца среднего плейстоцена обозначены точками, склоны того же времени и более древние генерации рельефа показаны черным); Ж — реконструкция овражной сети, существовавшей к концу среднего плейстоцена на территории, которая изображена на рис. 2, Е (условные обозначения те же); З — смещения средневековой (?) каменной кладки по молодому разрыву в 7 км юго-западнее кишлака Сагирдашт (древняя кладка показана двойной линией; 1 — новая кладка, возведенная после 1 этапа перемещений древней кладки; 2 — более поздние пристройки); И — система молодых разрывов в районе перевала Возгина (стрелками показаны выявленные направления сдвиговых перемещений). На всех рисунках молодой разрыв обозначен сплошной черной линией (лишь на рис. 2, И предполагаемые разрывы показаны пунктиром)

Описанные признаки сдвиговых перемещений существенно осложняются перестройкой овражной сети (рис. 2, В), использованием разломных ложбин для выработки новых русел и перебрасывания верховий долин в низовья соседних по мере сдвиговых перемещений вдоль разлома². Примером такой перестройки служит позднеплейстоценовый водоток в 7—8 км юго-западнее кишлака Сагирдашт, верховья которого в позднем голоцене нашли сток в соседнюю, расположенную западнее долину. В результате таких перестроек возникают обезглавленные долины ниже разлома и отмершие участки долин в верховьях. Поэтому определение истинной амплитуды и направления перемещения требует реконструкции древней овражной сети (рис. 2, Е, Ж) по характерным индивидуальным признакам тех или иных долин, водоразделов и их сочетаний.

Возраст перемещений датируется возрастом нарушенных форм рельефа и отложений. На участке детальных работ между кишлаком Сагирдашт и перевалом Возгина рельеф имеет двухъярусное строение. Верхний ярус позднеплиоцен-раннечетвертичного возраста, а нижний формировался в течение среднего плейстоцена — голоцена (Бельский, 1974).

Слабовсхолмленная позднеплиоцен-раннеплейстоценовая поверхность выравнивания занимает междуречья Оби-Хумбоу — Сарыоб и Дарай-Патикиной — Возгина. Останцы террас раннеплейстоценовой поверхности расположены на водоразделах второго порядка.

Современные речные долины сформированы в средне-, позднеплейстоценовое и голоценовое время. На бортах крупных речных долин и на водоразделах сохранились останцы террас начала и конца среднего плейстоцена. При этом останцы террас конца среднего плейстоцена сохранились хорошо и расположены обычно в нижних третях склонов крупных долин.

Верхнеплейстоценовые террасы локализованы в нижних частях склонов речных долин. Обычно хорошо сохраняются останцы террас, образованных в конце позднего плейстоцена (Q_3^2).

К раннему голоцену (Q_4^1) отнесены первые надпойменные террасы и коррелятные им формы рельефа, а к позднему голоцену (Q_4^2) — пойменные отложения и террасы.

Как общепринято, склоны, опирающиеся на террасы, считаются одновозрастными с ними.

Среди позднеголоценовых оврагов, русел и конусов выноса различаются формы разной степени деструкции, позволяющие условно разделить их на три генерации: Q_4^{2a} , Q_4^{2b} , $Q_4^{2в}$.

Наиболее молодые формы рельефа, представленные эрозионными рывтинами глубиной не более 0,5—0,6 м с незадернованными стенками, отнесены к группе $Q_4^{2в}$. В эту же генерацию включены позднеголоценовые «свежие» осадки конусов выноса, коррелируемые с русловыми фациями современных водотоков.

Более древняя генерация Q_4^{2b} включает в себя позднеголоценовые овраги глубиной до 1 м со склонами более пологими и замкнутыми. На склонах этих овражков местами появляется растительный покров. Аллювиальные отложения наиболее низких пойменных террас также условно отнесены к группе Q_4^{2b} .

Наконец, пойма и отвечающие ей позднеголоценовые формы рельефа, коррелируемые обычными геоморфологическими методами, считаются генерацией Q_4^{2a} .

Анализ смещений форм рельефа разного возраста позволяет определять разновозрастные перемещения в зоне разлома. В тех случаях,

² На эту возможность вдоль линии Дарваз-Каракульского разлома впервые обратил внимание С. А. Захаров (1969).

когда наблюдаются смещения выработанной формы рельефа, возраст перемещения по разлому определяется с начала следующего этапа поныне. Например, при смещении долины Q_3^2 выявленная амплитуда перемещения относилась к интервалу времени «с Q_4^1 поныне». При наличии «кармана» в склоне долины, т. е. когда перемещение происходило в процессе выработки долины, принималось, что смещение началось в эпоху образования соответствующего «кармана». Так, если возраст «кармана» Q_4^1 , выявленная амплитуда перемещения относилась к интервалу времени «с Q_4^1 поныне». Конечно, такой способ определения возраста подвижки содержит известные неточности, поскольку, например, форма, датируемая как Q_3^2 , могла возникнуть еще в начале этого этапа рельефообразования, а ее смещение могло начаться в середине или конце Q_3^2 , а не с Q_4^1 , как ее приходится датировать. Однако методы, позволяющие преодолеть такого рода неточности, нам неизвестны.

ХАРАКТЕРИСТИКА МОЛОДЫХ ПОДВИЖЕК В ЗОНЕ ДАРВАЗ-КАРАКУЛЬСКОГО РАЗЛОМА

На северном склоне Заалайского хребта вдоль наиболее северных ветвей разлома выявлены надвиговые позднечетвертичные перемещения. Надвиговые деформации средне- и позднечетвертичных террас и боковых морен последнего оледенения наблюдались на склонах долины Таш-Кунгей. Надвижение неогенных отложений на поверхность позднеплейстоценовой террасы описал С. Ф. Скобелев (устное сообщение) на левобережье р. Кызылсу примерно напротив кишлака Кичик-Карамык.

От долины р. Муксу до кишлака Сагирдашт различаются несколько примерно параллельных простирающихся на юго-запад молодых ветвей разлома, нередко затухающих и кулисно подставляющих одна другую. На левом берегу р. Муксу и на склонах р. Сафетсай плоскости молодых разломов имеют крутой наклон. Вертикальные подвижки хорошо видны во многих местах, в то время как горизонтальная составляющая регистрируется на левобережье, р. Муксу левым сдвигом боковой морены на 60 м вдоль северной ветви разлома.

Особенности позднечетвертичных подвижек на участке зоны разлома между кишлаком Сагирдашт и перевалом Возгина подробно описаны ниже. Юго-западнее перевала Возгина и южнее в долине р. Оби-Миньюу главная ветвь разлома, по-видимому, проходит непосредственно по руслу и низкой пойме, где молодые подвижки не поддаются определению. Лишь местами на левом склоне долины видны левобокковые молодые смещения форм рельефа по второстепенным или оперяющим ветвям разлома. В районе кишлака Зарбуз-Боло они достигают первых десятков метров.

В нижнем течении Оби-Миньюу, вдоль р. Пяндж и в долине возле кишлаков Иол и Парвар отдельные ветви разлома формируют позднечетвертичный грабен. Ограничивающие его разрывы местами расположены эшелонированно друг относительно друга, образуя левые кулисные ряды. Следы левобокковых молодых смещений фиксируются вдоль отдельных ветвей южнее кишлака Хирманджо и более отчетливо между Николаевским спуском и кишлаком Иол. Здесь позднеголоценовые формы смещены на 20 м, раннеголоценовые террасы и конусы выноса — на 120 м, редко до 140—150 м (при поднятии западного крыла на 3—4 м), а склоны долин начала позднего плейстоцена — около 300 м. Следы позднечетвертичных подвижек фиксируются до кишлака Соригор и далее на юг. Как в долине Оби-Миньюу, так и южнее, в районе кишлака Иол, широко распространены молодые оползни.

Обращает внимание меридионально вытянутый западнее разлома левый кулисный ряд прямолинейных позднечетвертичных разрывов и трещин северо-восточного простиранья. С перерывами он прослеживается

на 50 км в хребтах Тиряй, Аланызрак, Кушвористан. По отдельным разрывам этого ряда в ущелье Шпилху можно предполагать малоамплитудные левосдвиговые (до 10 м), сбросовые и взбросовые (до первых метров) подвижки. Положение сместителей разрывов здесь почти вертикальное. Крутопадающие молодые разрывы северо-северо-восточного и субмеридионального простираний выявлены восточнее купола Ходжамумин и севернее кишлака Муминабад. По субмеридиональному разрыву, расположенному непосредственно к востоку от купола Ходжамумин, устанавливается левый сдвиг форм рельефа начала позднего плейстоцена на 40—55 м. По разрыву северо-северо-восточного направления, расположенному несколько севернее предыдущего, можно также предполагать левый сдвиг оврагов начала позднего плейстоцена. Амплитуда сдвига около 40 м. Вместе с тем по этому разлому, круто наклоненному на восток, регистрируется поднятие восточного крыла на 3—4 м за этот же отрезок времени.

По субмеридиональному разрыву, пересекающему правобережье долины р. Обисурх в 10—14 км севернее кишлака Муминабад, устанавливается левый сдвиг террас и склонов конца позднего плейстоцена на 8—9,5 м. Для тех же форм рельефа и отложений регистрируется поднятие восточного крыла разрыва от 0,5 до 1,5 м, тогда как на поверхности террасы начала позднего плейстоцена восточное крыло поднято на 1,5—2 м. Разрыв наклонен на запад под углами 70—80° и, таким образом, определяется как крутой левый сбросо-сдвиг со значительным преобладанием сдвиговой составляющей перемещения.

Наличие молодых левосдвиговых перемещений, параллельных и оперяющих Дарваз-Каракульский разлом на широте р. Оби-Минью и южнее, показывает, что здесь имеет место рассеяние молодого левосдвигового смещения в зоне шириной до нескольких десятков километров.

Наиболее убедительные признаки молодых перемещений в зоне Дарваз-Каракульского разлома представлены на участке от кишлака Сагирдашт до перевала Возгина, и неудивительно, что именно здесь молодые сдвиговые перемещения были зафиксированы А. Х. Кафарским, С. А. Захаровым, А. А. Никоновым.

Здесь разлом выражен одной или двумя сближенными прямолинейными ветвями. Чаще эти ветви развивались синхронно. Однако в 10—12 км юго-западнее кишлака Сагирдашт две голоценовые ветви не совпадают с позднеплейстоценовой, а проходят юго-восточнее. Точно также вблизи кишлака Сагирдашт на участке до 4 км от него на юго-запад северо-западная ветвь разрыва, по-видимому, моложе юго-восточной. На небольшом участке в 12 км юго-западнее кишлака Сагирдашт и на крайнем юге вблизи перевала Возгина наблюдается отклонение простирания разлома от обычного северо-восточного (40—50°) до меридионального.

В долине р. Возгина молодой разрыв почти вертикален. Севернее, на пересечении притоков р. Сарьоб отмечается наклон сместителя на юго-восток не положе 60—70°. Вертикальная составляющая перемещений по разрыву переменна, но чаще поднято юго-восточное крыло. Достаточно представительным в этом смысле является район в 7—8 км юго-западнее кишлака Сагирдашт, где обрывок террасы конца среднего плейстоцена в юго-восточном крыле разрыва расположен примерно на 50 м выше его продолжения в северо-западном крыле.

На всем обследованном участке фиксируются позднечетвертичные и голоценовые левосдвиговые перемещения (рис. 3). По мере продвижения вдоль северо-западной ветви молодого разрыва к юго-западу от кишлака Сагирдашт первые достоверные признаки смещений овражной сети наблюдаются в 3 км юго-западнее упомянутого кишлака. Здесь раннеголоценовый овраг сдвинут влево на 30 м. В 0,4 км юго-западнее обнаруживается аналогичный левосдвиговой изгиб склонов и самой

долины Q_3^2 на 108 м. Выработанное в изогнутой долине русло Q_4^2 смещено влево на 18 м и в результате смещения подпружено.

В 4 км юго-западнее кишлака Сагирдашт две ветви разлома сливаются. Здесь реконструируется левосдвиговое смещение крупной, раздваивающейся юго-восточнее разлома, долины на 800 м. Время заложения долины Q_2^2 , так что выявленное смещение определяет амплитуду сдвига за верхнеплейстоцен-голоценовое время. Левый сдвиг русла Q_4^2 составляет около 20 м, а еще юго-западнее, в 6 км от кишлака Сагирдашт левый сдвиг на 30 м испытывает русло Q_4^1 . Амплитуда сдвига за

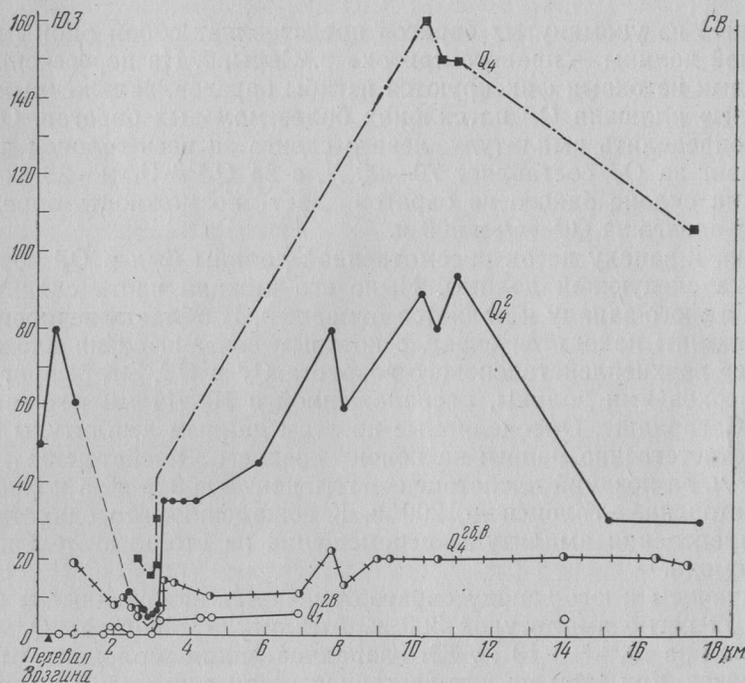


Рис. 3. Распределение голоценовых левосдвиговых подвижек вдоль зоны Дарваз-Каракульского разлома между перевалом Возгина и кишлаком Сагирдашт

По горизонтальной оси отложены расстояния в километрах вдоль зоны разлома (правый край графика удален на 2,5 км от кишлака Сагирдашт), по вертикальной оси — амплитуды смещений в метрах. Незалитые кружки обозначают амплитуды смещений за последний этап конца позднего голоцена ($Q_4^{26, б}$), полужалитые кружки — за конец позднего голоцена ($Q_4^{26, в}$), залитые кружки — за поздний голоцен (Q_4^2), залитые квадраты — за голоцен в целом (Q_4). При распределении подвижек по двум и более ветвям разлома амплитуды одновозрастных перемещений суммировались

верхнеплейстоцен-голоценовое время определена здесь в 800 м. Еще в 2—3 км юго-западнее два крупных оврага, заложенные в Q_2^2 , также испытали левосдвиговой изгиб примерно на 800 м каждый.

В северной части Z-образного изгиба восточного из этих двух оврагов (7 км юго-западнее кишлака Сагирдашт) зона молодого разрыва пересекает каменную кладку — остатки существовавшего здесь в древности оборонительного сооружения (см. рис. 2, 3). Эта кладка оказалась дважды смещенной влево вдоль разлома: в первый раз на 16 м (после чего в одном из крыльев разлома была выложена новая стенка, несколько отличающаяся от первоначальной качеством кладки) и второй раз на 5 м (после чего разобщенные части стенки были соединены временной перемычкой). Много позднее это сооружение частично ис-

пользовалось для пристройки к нему загонов для скота и укрытий для пастухов.

Время сооружения и ремонта оборонительной стенки неизвестно. Однако резонно связать ее постройку и использование с защитой расположенных рядом открытых древних золотых приисков. Систематическая добыча золота началась здесь в согдийскую эпоху и продолжалась после монгольских завоеваний, т. е. охватывала интервал времени от середины первого до середины второго тысячелетия нашей эры. По-видимому, в течение последних полутора тысяч лет и произошли две указанные подвижки по разлому (на 21 м и на 5 м с момента подвижки — поныне).

Западный из упомянутых оврагов представляет собой один из истоков крупной долины — правого притока р. Сарыоб. На пересечении разлома с этими истоками фиксируются изгибы оврагов, заложенных в Q_3^2 , и «карманы» аллювия Q_4^1 на склонах более молодых оврагов. Они позволяют определить амплитуду левого сдвига за весь голоцен в 150—160 м. Сдвиг за Q_4^2 составляет 70—95 м, а за $Q_4^{26} + Q_4^{2b} = 20$ м. «Карман» Q_3^2 на склоне одного из оврагов дает возможность определить амплитуду сдвига за $Q_3^2 - Q_4$ в 500 м.

Крайний к западу исток рассмотренной долины был в Q_3^1 верховьями притока следующей долины. Ныне его нижняя часть сдвинута на 300—350 м к юго-западу и является отмершей. В области верховий упомянутой долины находится овраг, с которым связана серия вложенных «карманов» верхнеплейстоценового возраста Q_3^1 и Q_3^2 . Этот овраг ранее являлся верховьями долины, расположенной в 10—11 км юго-западнее кишлака Сагирдашт. Определяемые по этим данным амплитуды левого сдвига соответственно равны: за конец позднего плейстоцена — голоцен — 325 м, за поздний плейстоцен — голоцен — 800 м и за конец среднего плейстоцена — голоцен — 1200 м. К сожалению, это единственный случай определения амплитуды перемещения за столь длительный интервал времени.

В следующем к юго-западу овраге отмечается заложенный в Q_3^1 левосдвиговой изгиб амплитудой 300 м. Амплитуда сдвига за Q_4^2 около 60 м, из них за $Q_4^{26, b} = 13$ м. Юго-западнее линия молодого разрыва раздваивается, при этом по юго-восточной ветви сдвиг за Q_4^2 достигает 43 м, а по северо-западной — 37 м. Сдвиг за $Q_4^{26, b}$, определенный по северо-западной ветви, составляет 22 м. Далее на юго-запад на перевале между бассейнами рек Сарыоб и Возгина регистрируются лишь самые молодые перемещения. Сдвиг за Q_4^{2b} равен здесь 6 м, а за $Q_4^{26, b} = 11$ м. Еще далее в низовьях крупного левого притока р. Возгина наблюдается левый сдвиг долины $Q_3^2 - Q_4^1$ на 45 м. В соседних овражках нечетко проявляется сдвиг за $Q_4^{26, b}$, составляющий не более 15—20 м.

Серия голоценовых подвижек регистрируется по изгибам тальвегов и возникновению «карманов» в мелких правых притоках р. Возгина в 14,5—16 км юго-западнее кишлака Сагирдашт. Левый сдвиг составляет здесь за Q_4^2 35 м, за $Q_4^{26, b} = 10—15$ м, за $Q_4^{2b} = 4,5—6$ м. В интервале 15—15,5 км от кишлака Сагирдашт единая линия разрыва разделяется на три сближенные параллельные ветви, западная из которых продолжается на северо-восток, а восточная на юго-запад в виде единой линии разрыва. На этом интервале суммарная амплитуда сдвига за Q_4^2 по трем ветвям остается постоянной, но основное смещение постепенно передается с северо-востока на юго-запад от западной ветви разлома через среднюю к восточной.

Далее на юго-запад амплитуды сдвиговых перемещений резко падают. Возможно, это связано с появлением ветви разлома, следующей вдоль русла р. Возгина и поэтому не поддающейся анализу. По ветви, следующей вдоль правого борта долины р. Возгина, в 16 км от кишлака Сагирдашт суммарный сдвиг за Q_4 определен в 32 м, а юго-западнее на

протяжении 0,5 км он сокращается до 16—20 м. Сдвиг за Q_4^2 составляет здесь 5—7,5 м, но юго-западнее на протяжении нескольких сотен метров амплитуда сдвига возрастает до 12 м. На этом же интервале амплитуда перемещений за $Q_3^{26, B}$ возрастает от 5—7 до 8—10 м. Появляются сдвиговые изгибы и в самых молодых овражках (1,5—3 м), но юго-западнее они вновь исчезают.

Таким образом, по ветвям разлома, следующим вдоль р. Возгина, наблюдается в целом уменьшение амплитуд голоценовых перемещений с северо-востока на юго-запад. Но в этом сечении зоны разлома появляется новый пучок молодых ветвей разлома (рис. 2, И). Они проходят в районе перевала Возгина и продолжают на юго-запад в долину р. Обиравноу. Из двух ветвей, наблюдаемых в районе перевала, западная ветвь восточнее перевала отгибается к северу на соединение с рассмотренным выше северным пучком разрывов. Здесь регистрируется левый сдвиг раннеголоценового борта долины на 26 м и сдвиг позднеголоценовых овражков примерно на 10 м.

Восточная ветвь разлома характеризуется возле перевала Возгина смещением раннеголоценовых оврагов примерно на 50 м. Здесь же можно предполагать смещение позднеплейстоценового водораздела Q_3^1 на 250—300 м. Восточнее эта ветвь разлома расчленяется на три ветви. По западной из них сдвиг раннеголоценовых овражков и разделяющих их мелких водоразделов измеряется в 25—30 м (более молодые подвижки не фиксируются). Далее эта ветвь отклоняется к северу, смещая на 20 м гребень раннеголоценового селевого потока.

Две восточные ветви продолжают на северо-восток. По западной из них выявлен левый сдвиг раннеголоценовых оврагов на величину около 15 м. Позднеголоценовый овражек там же смещен на 8 м, но северо-западнее амплитуда смещений подобных овражков сокращается до 4 м и, наконец, до нуля. На протяжении 1,5 км разрыв полностью затухает. По крайней восточной ветви левый сдвиг раннеголоценовых форм составляет 20 м вблизи участка расщепления разломов, но в северо-восточном направлении он так же быстро затухает.

Суммарный левый сдвиг по всем ветвям разлома за Q_4^2 составляет здесь 80—85 м. Неполный суммарный сдвиг за $Q_4^{26, B}$ составляет 18 м, а за $Q_3^2-Q_4$ — 250—300 м. В северо-западном направлении по части ветвей разлома смещения затухают, а часть ветвей отклоняется к северу и причленяется к участку разлома, следующему вдоль р. Возгина. На этом последнем участке отмечается возрастание амплитуд перемещений к северо-востоку, пока они не достигают (в районе крупного левого притока р. Возгина) тех же величин, которые зафиксированы в районе перевала Возгина.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обнаруженные в Заалайском хребте молодые надвиговые перемещения по ветвям Дарваз-Каракульского разлома юго-западнее при изменении простираания разрыва на северо-восточное сменяются левыми взбросо-сдвиговыми перемещениями с многократным преобладанием сдвиговой составляющей (в 16 раз в 7—8 км юго-западнее кишлака Сагирдашт). Преимущественно левосдвиговый характер молодых движений сохраняется и южнее, на участке меридионального простираания разлома, причем здесь сдвиговые подвижки рассеяны в полосе шириной до нескольких десятков километров. Собственно в зоне разлома отмечается образование грабенов, регистрирующих появление значительной вертикальной составляющей перемещений.

На 20-километровом участке разлома Сагирдашт — Возгина удается зафиксировать левосдвиговые перемещения за различные интервалы времени. Выявленный в 10—11 км юго-западнее кишлака Сагирдашт

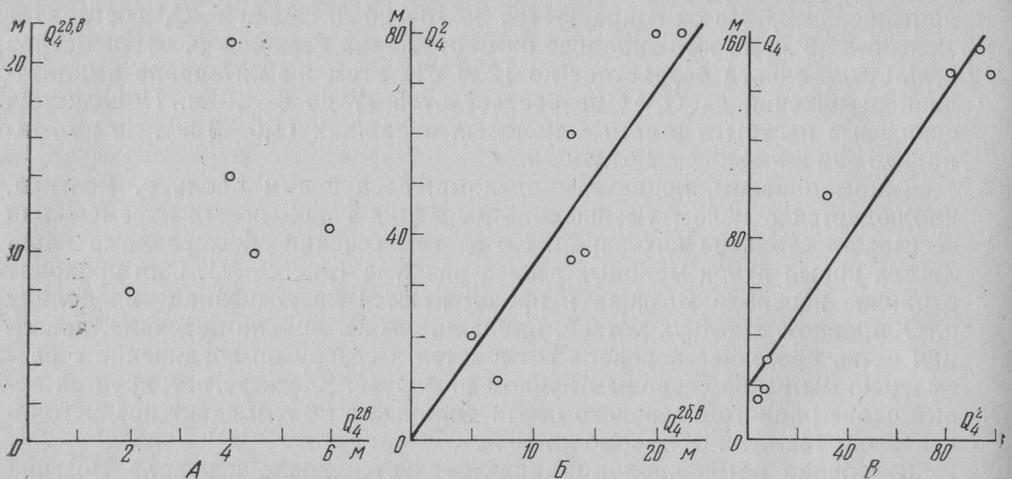


Рис. 4. Графики закоррелированности (унаследованности) левосдвиговых перемещений в зоне Дарваз-Каракульского разлома между перевалом Возгина и кишлаком Сагирдашт за различные отрезки голоцена

А — корреляционное поле амплитуд перемещений за самый конец позднего голоцена (Q_4^{2b}) и за конец позднего голоцена ($Q_4^{2b, в}$); Б — корреляция амплитуд перемещений за конец позднего голоцена ($Q_4^{2b, в}$) и за поздний голоцен (Q_4^2); В — корреляция амплитуд перемещений за поздний голоцен (Q_4^2) и за голоцен в целом (Q_4)

сдвиг с конца среднего плейстоцена поныне достигает 1200 м. Определенная в интервале 4,5—11 км от кишлака Сагирдашт амплитуда сдвига за Q_3 — Q_4 выдержана и составляет 800 м. Амплитуда сдвига за Q_3^2 — Q_4 равна 500 м в 8 км юго-западнее кишлака Сагирдашт, но в 10—11 км от этого кишлака составляет лишь 350—300 м. Примерно такой же величины (250—300 м) достигает она в районе перевала Возгина по главной ветви разлома.

Амплитуды голоценовых перемещений изменяются вдоль отдельных разрывов. В этом отношении показателен прямолинейный 19-километровый отрезок разлома от кишлака Сагирдашт до р. Возгина включительно. В 3,5 км от кишлака Сагирдашт суммарный сдвиг за голоцен составляет 108 м. В 8—9 км он достигает 150—160 м, но в долине р. Возгина равен 16—20 м. Аналогично изменяется суммарная подвижка за поздний голоцен. В 3—5,5 км от кишлака Сагирдашт она равна 30 м, юго-западнее (в 8—11,5 км от этого кишлака) достигает 60—95 м, а еще юго-западнее вновь убывает до 45 м (13,5 км от кишлака), 35 м (14,4—16 км от кишлака) и, наконец, 5—12 м (16—17 км от кишлака).

Суммарные амплитуды сдвиговых перемещений за $Q_4^{2b, в}$ менее изменчивы, но и они отчасти повторяют изменения, зафиксированные для Q_4 и Q_4^2 . Так, на участке 3,5—11,5 км от кишлака Сагирдашт рассматриваемые амплитуды близки к 20 м. Юго-западнее (12—16 км от кишлака) они составляют 10—14 м, а далее убывают до 5—10 м.

Наконец, самые молодые позднеголоценовые подвижки (Q_4^{2b}) появляются лишь на отдельных участках разлома, достигая местами 5—6 м и затухая к краям таких участков.

Различная степень закоррелированности (унаследованности) движений различного возраста отражена на графиках рис. 4, из которого следует, что наиболее молодые перемещения (смещающие формы рельефа Q_4^{2b}) не обнаруживают корреляции даже с позднеголоценовыми перемещениями $Q_4^{2b, в}$ (рис. 4, А) и тем более с более древними. В то же время движения за более длительные отрезки позднего голоцена — $Q_4^{2b, в}$ [обозначим их через А ($Q_4^{2b, в}$)] — достаточно тесно закоррелированы со смещениями за весь поздний голоцен [$A(Q_4^2)$]. Эти движения свя-

заны эмпирической зависимостью (рис. 4, Б) $A(Q_4^2) = 3,5 A(Q_4^{26, в}) \pm \pm 10,5 м.$

Тесно закоррелированы также поздние и раннеголоценовые движения (рис. 4, В): $A(Q_4^1) = [1,6 A(Q_4^2) + 18] \pm 16 м.$

Наконец, корреляция между верхнечетвертичными и голоценовыми движениями вновь отсутствует — верхнеплейстоценовые сдвиговые перемещения примерно равны на протяжении всего анализируемого отрезка Дарваз-Каракульского разлома.

Приведенные цифры и сопоставления показывают, что чем продолжительнее интервал времени рассматривается, тем более равномерно распределены амплитуды сдвиговых перемещений вдоль зоны разлома. Подвижки за наиболее короткие интервалы времени реализуются на непротяженных отрезках отдельных разрывов и быстро затухают. Суммарные перемещения за более крупные интервалы времени (конец позднего голоцена, поздний голоцен и голоцен в целом) более выдержаны, охватывают многокилометровые отрезки зоны разлома (в данном случае весь 19-километровый участок Сагирдашт — Возгина) и либо приурочены к одному разрыву, либо распределяются в пучке параллельных нарушений. В пределах такого участка амплитуды сдвиговых перемещений возрастают от краев к середине, причем для позднего голоцена и голоцена в целом эта закономерность проявляется лучше, чем для более короткого отрезка времени ($Q_4^{26, в}$), поскольку в течение последнего еще сказывается неравномерность распределения элементарных подвижек.

Уменьшение амплитуд перемещений к краям подобного участка не означает общего затухания сдвига. В миниатюре это видно в 15—16 км от кишлака Сагирдашт, где единый разрыв расщепляется на три ветви и суммарное перемещение за Q_4^2 , сохраняясь неизменным, последовательно перераспределяется с севера на юг от крайней западной ветви разлома к крайней восточной. В общем виде это повторяется на юго-востоке области Сагирдашт — Возгина, где происходит затухание сдвиговых перемещений по рассматриваемому отрезку Дарваз-Каракульского разлома, но нарастание в том же направлении подвижек по кулисно подставляющему его пучку молодых разрывов, следующих через перевал Возгина в долину р. Обиравноу. Амплитуды голоценовых подвижек достигают здесь тех же величин (50—80 м за Q_4^2 и 20 м за $Q_4^{26, в}$), что и в центральной части описанного выше участка.

За более крупные интервалы времени и такие различия в амплитудах подвижек нивелируются (около 300—350 м за $Q_3^2—Q_4$ и 800 м за $Q_3—Q_4$) и создается та равномерность перемещений в разных частях сдвигов, которая фиксируется структурно-геологическими методами в толщах древних пород.

Расчет скоростей сдвиговых перемещений затруднен неточностью стратиграфических привязок тех или иных подвижек. Условно можно датировать: начало Q_3 — 70 тыс. лет; Q_3^2 — 30 тыс. лет; Q_4 — 10 тыс. лет; Q_4^2 — 5 тыс. лет. Продолжительность последних отрезков позднего голоцена помогает датировать смещение каменной кладки в 7 км юго-западнее кишлака Сагирдашт. Полученные там амплитуды сдвига (около 20 и 5 м) совпадают с определенными в соседних оврагах перемещениями за $Q_4^{26, в}$ и за $Q_4^{2в}$. Рассчитанные по этим данным средние скорости для разных интервалов времени составляют 1,1—1,2 см/год для позднего плейстоцена и 1,5—1,6 см/год для голоцена, причем голоценовые скорости рассчитывались для центральной части участка Сагирдашт — Возгина, где амплитуды сдвиговых перемещений максимальны.

Интересно отметить, что отраженное в этих подвижках относительное движение Памира в северном направлении ими не исчерпывается. Близкие к рассчитанным скорости (до 2 см/год) сейчас характеризуют, по данным геодезических измерений на Гармском полигоне, горизон-

тальное сближение хребта Петра I, представляющего собой северо-западное крыло описанной зоны молодых разрывов, и Южного Гиссара (Конопальцев, 1971; Конопальцев и др., 1973; Буланже, 1975). Таким образом, по отношению к Тянь-Шаню горизонтальное движение Памира происходит еще быстрее.

ВЫВОДЫ

1. Изучение молодых движений в зоне Дарваз-Каракульского разлома показало, что в позднем плейстоцене и голоцене он развивался как левый сдвиг, переходящий на северо-востоке в почти широтный надвиг Заалайского хребта.

2. Неравномерно распределенные в пространстве сдвиговые подвижки, реализующиеся за короткие интервалы времени, в процессе продолжающихся перемещений все более усредняются.

3. Средние скорости перемещений за различные интервалы голоцена и позднего плейстоцена оказываются близкими и составляют около 1—1,5 см/год. Это очень высокие скорости движения, характерные лишь для немногих сдвигов.

4. Выполненные исследования подтверждают представление С. А. Захарова о том, что Дарваз-Каракульский разлом является грандиозным левым сдвигом, переходящим на северо-востоке в крупную зону надвигов и тектонических покровов, а также дополнительно свидетельствуют о продолжающемся до сих пор перемещении Памиро-Индостанского блока литосферы в северном направлении.

Литература

- Архипов И. В., Никонов А. А. Структура и геологическая история Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1974, № 5.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Бельский В. А. О возрасте рельефа Юго-Западного Дарваза.— В кн.: Неотектоника и сейсмоструктура Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1969.
- Бельский В. А. Некоторые особенности новейшей тектоники Юго-Западного Дарваза.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Бельский В. А. О четвертичной тектонике Яхсуйской депрессии и ее обрамления.— Докл. АН ТаджССР, 1974, т. XVII, № 3.
- Буланже Ю. Д. Отчет о деятельности Комиссии по современным движениям земной коры Международной ассоциации геодезии за период 1967—1971 гг.— В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Таллин, Валгус, 1975.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Вознесенский А. В. Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии.— Материалы отделения физ. географии Геогр. о-ва СССР, вып. 1, 1962.
- Войтович В. С. Природа Джунгарского глубинного разлома.— М., «Наука», 1968.
- Герасимов И. П., Ранцман Е. Я. Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня по данным геоморфологического анализа.— В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., «Наука», 1964.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Тр. ГИН АН ТаджССР, т. 95, Душанбе, 1958.
- Захаров С. А. О природе Дарвазского разлома.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4.
- Захаров С. А. О характере неотектоники Таджикской депрессии.— В кн.: Неотектоника и сейсмоструктура Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1969.
- Захаров С. А., Кухтиков М. М., Левен Э. Я., Винниченко Г. П. Карта тектоники.— Атлас Таджикской ССР. Душанбе — М., ГУГК, 1968.
- Конопальцев И. М. Движение земной коры на Гармском полигоне по измерениям 1948—1970 годов.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Конопальцев И. М., Медведев В. Г., Давлятов Н. Горизонтальные движения земной коры на Гармском геодинамическом полигоне по измерениям 1968—71 гг.— В сб.: Современные движения земной коры, № 5, Тарту, 1973.
- Копп М. Л., Расцветаев Л. М., Трифонов В. Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага и его предгорий.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 7.

- Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., «Наука», 1965.
- Мещеряков Ю. А. Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений.— В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Никонов А. А. Сейсмоструктурные дислокации Южного Таджикистана.— В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., ВНИИГеофизика, 1973.
- Никонов А. А. Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и четвертичное время.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1975, № 2.
- Резвой Д. П. К истории вопроса о геологической границе между Тянь-Шанем и Памиром.— Уч. зап. Львовск. гос. ун-та. Геология, 1955, т. 35, вып. 8.
- Трифонов В. Г. Голоценовые тектонические нарушения Копет-Дага и Юго-Восточного Кавказа и их соотношения с сейсмичностью.— В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., ВНИИГеофизика, 1973.
- Трифонов В. Г. Современные дислокации юга Туркмении.— В кн.: Сейсмоструктурная Альпийского складчатого пояса юга СССР и некоторых сопредельных территорий. Верхняя мантия, № 13, М., Междудемент. геофиз. комитет, 1974.
- Щерба И. Г. Олигостромы в неогене Дарвазского хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Gansser A. The Large Earthquakes of Iran and their Geological Frame.— *Eclogae Geol. Helvetiae*, 1969, v. 62, No. 2.
- Hill M. L., Dibblee T. W. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1953, v. 64, No. 4.
- Noble L. F. The San Andreas fault zone from Soledad Pass to Cajon Pass, California.— *Calif. Div. Mines Bull.*, 1954, No. 170.
- Pavoni N. Die nordanatolische Horizontalverschiebung.— *Geologische Rundschau*, 1962, B. 51, No. 1.
- Proceedings of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault system (edited by Kovach R. L. and Nur A.).— Stanford, California, 1973.
- Tchalenko J. S., Ambraseys N. N. Structural Analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) Earthquake Fractures.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, No. 1.
- Wellman N. W. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan.— *Geologische Rundschau*, 1966, B. 55, No. 3.

Геологический институт АН СССР
 Геологический институт АН ТаджССР

Статья поступила
 4 декабря 1974 г.