

В.И.Ермилин, Н.В.Чигарев



# ГОРООБРАЗОВАНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПАМИРО-АЛАЯ

Издательство  
· Наука ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю. ШМИДТА

В.И. ЕРМИЛИН, Н.В. ЧИГАРЕВ

# ГОРООБРАЗОВАНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПАМИРО-АЛАЯ

3471



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1981



Ермилин В.И., Чигарев Н.В. Горообразование и сейсмичность Памиро-Алая. М.: Наука, 1981

В книге на основе многолетних полевых исследований рассматривается взаимосвязь таких процессов, как горообразование и сейсмичность. Используются новые геоморфологические методы для восстановления четвертичной истории тектонического развития. Дана последовательная серия схем, позволяющих проследить развитие во времени отдельных структурных элементов и приуроченность к ним землетрясений.

Табл. 7. Ил. 37. Библ. 149 назв.

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
И.Е. ГУБИН

## ВВЕДЕНИЕ

Грандиозные задачи, поставленные в решениях XXV съезда КПСС, могут быть осуществлены лишь на базе широкого использования всех достижений современной науки.

Выполнение этих задач тесно связано с освоением природных ресурсов нашей страны и требует всестороннего их изучения и проведения научных исследований, в том числе геолого-географических.

Новейшая тектоника как наука, возникшая на стыке геологии и географии, своими методами позволяет изучать современные горообразовательные процессы<sup>1</sup>. На современном этапе знаний о новейших тектонических движениях особенно важно получить их количественные характеристики для различных временных отрезков. На основе данных о новейших движениях земной коры решаются такие проблемы, как строение земной коры и верхней мантии, природа эндогенных процессов, формирование рельефа поверхности Земли и механизм экзогенных процессов и многие другие. В народном хозяйстве они используются и учитываются при поиске минеральных полезных ископаемых, оценке сейсмической опасности в сейсмоактивных районах, строительстве инженерных сооружений.

В Программе работ по поискам предвестников землетрясений рекомендуется при сейсмогеологических исследованиях выявлять закономерности истории формирования структурных комплексов на протяжении всего геологического времени и устанавливать причины перестройки структурных планов сейсмоактивных районов, давая количественную оценку новейших и особенно четвертичных тектонических движений. Трудно представить, что прогнозировать землетрясения удастся сразу на больших территориях. Намечившаяся в настоящее время тенденция постановки этих работ показывает, что первоначально прогноз будет осуществляться на каких-то ограниченных площадях — так называемых регионах, одним из которых может быть и Памиро-Алай. Уже накоплен богатый научный материал о землетрясениях на Памиро-Алае и достаточно детально изучено его геологическое строение. Для постановки подобных исследований Памиро-Алай во многих отношениях — классическая территория.

В предлагаемой работе проводится изучение новейших тектонических движений методами геолого-геоморфологического анализа, отражающего основные закономерности горообразовательного про-

<sup>1</sup> Под горообразовательным процессом здесь и далее будет пониматься его тектоническая составляющая, обуславливающая поднятие земной коры.

цесса на Памиро-Алае. Памиро-Алай, или, как его иногда называют, зона сочленения Памира и Тянь-Шаня, — наиболее сейсмоактивная континентальная территория нашей страны. Поэтому совместное рассмотрение таких двух взаимообусловленных процессов позволяет наметить определенные тенденции их развития. Процессы горообразования и сейсмичности, рассмотренные на примере Памиро-Алая, и выявляемые при этом закономерности, безусловно, носят более широкий характер и присущи большинству горных стран. Это позволяет делать определенные выводы независимо от рассматриваемого региона, особенно в части методики.

В основе предлагаемой работы лежат более чем десятилетние личные полевые исследования авторов.

Пользуясь случаем, авторы выражают благодарность В.Н. Крестникову, Г.П. Горшкову, И.Л. Нерсесову, Ю.К. Шукину, В.И. Буна, Ю.Г. Леонову, И.Е. Губину за помощь в работе, за ценные советы и замечания, сделанные в процессе подготовки рукописи к печати.

**ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ  
О РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Территория Памиро-Алая как в географическом, так и в геологическом смысле разделяет крупнейшие горные сооружения Юго-Западного Тянь-Шаня и Северного Памира, испытавшие длительную и сложную историю развития.

На севере район исследования ограничен водораздельными частями хребтов Алайского, Каратегинского и Гиссарского. Южная граница проходит по водораздельной части Заалайского хребта, западному склону Дарвазского хребта и далее по государственной границе СССР с Афганистаном. На западе регион ограничен водоразделами юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

По административному делению изучаемая территория относится к Алайскому району Ошской области Киргизской ССР, Мургабскому и Калайхумбскому районам Горно-Бадахшанской автономной области, а также к Душанбинской, Курган-Тюбинской и Кулябской областям Таджикской ССР и большей части Сурхандарьинской области Узбекской ССР. Ее площадь превышает 90 тыс. км<sup>2</sup>.

Рассматриваемая территория, согласно данным С.С. Воскресенского [20], относится к двум геоморфологическим областям, граница между которыми проходит вдоль долины рек Кызылсу и Сурхоб и далее на запад, в низовья р. Сурхандарьи. Северная область называется Алайской горной страной, южная - горной страной Памира и Кухистана. В целом весь регион объединяется под названием Памиро-Алай [23].

Территория Памиро-Алая представляет собой высокогорную, сильно расчлененную страну, высоты которой постепенно понижаются в западном направлении (рис. 1, вкл.).

К Алайской горной стране относятся вытянутые в субширотном направлении с востока на запад хребты Алайский, Каратегинский и Гиссарский.

Алайский хребет в пределах региона представлен своим южным склоном и небольшой частью водораздела. Наибольшей высоты он достигает в западной части, где находится пик Айдарбек, - 5126 м. В восточном направлении высоты постепенно понижаются. Средняя высота Алайского хребта составляет около 4000 м, а превышение над дном Алайской долины достигает 2000-2500 м.

Западным продолжением Алайского хребта является Каратегинский хребет - один из крупнейших отрогов Гиссарского хребта. Он вытянут с северо-востока на юго-запад, его наибольшие высоты (гора Душоха, 4268 м) находятся в северо-восточной части хребта. В юго-западном направлении хребет постепенно понижается.

На исследуемой территории расположен южный склон Гиссарского



Рис. 2. Общий вид вершинной поверхности хребтов Северного Памира

хребта, абсолютные высоты здесь колеблются от 4400 м на севере до 1600 м на юге.

К Северному Памиру относятся хребты Заалайский, Петра Первого, Дарвазский, Сурхку и Вахшский (рис. 2).

В Заалайском хребте наибольшие высоты (пик Ленина, 7134 м) находятся в его средней части, к западу и востоку хребет понижается. Средняя его высота 5000 м; превышение над дном Алайской долины достигает 3000 м. На западе к Заалайскому хребту кулисообразно подходит хр. Петра Первого, отделяясь от него долиной р. Муксу. Наибольшие высоты хр. Петра Первого приурочены к его юго-восточной части, где отдельные вершины превышают 6000 м (пик Москва, 6735 м).

Хребет Петра Первого имеет асимметричное строение: северный склон — крутой и короткий, а южный — длинный и пологий, понижающийся к долине р. Оби-Хингоу. Последняя отделяет его от Дарвазского хребта.

Дарвазский хребет занимает на исследуемой территории небольшую площадь. Наиболее низкие его отметки зафиксированы в средней части, между р. Сарьюб (левый приток р. Оби-Хингоу) и р. Оби-Химбоу (правый приток р. Пяндж). В юго-западном направлении высоты хребта возрастают и на водоразделе между реками Пяндж и Оби-Нюу превышают 4000 м. Далее они снова понижаются.

Северо-западное продолжение хр. Петра Первого — хр. Сурхку, расположенный между реками Вахш и Иляк-Оби-Гарм и имеющий северо-восточное простираение.

Вахшский хребет является западным продолжением хр. Петра Первого. Он вытянут в субширотном направлении между реками Вахш и Шуробдаря. Наибольшие высоты (3279 м) расположены в северо-восточной части хребта, который постепенно понижается в юго-западном направлении до 3200 м.



Рис. 3. Типичный ландшафт Алайской долины с широко развитыми низкими надпойменными террасами р. Кызылсу

Между хребтами Алайской горной страны и Северного Памира находится область депрессий. В восточной части она представлена Алайской долиной, на западе – Таджикской депрессией.

Алайская долина (рис. 3) – это крупная межгорная впадина, протянувшаяся почти на 200 км – от урочища Катка–Карамык (2240 м) на западе до перевала Таумурун (3536 м) на востоке. На западе и востоке дуги Алайского и Заалайского хребтов близко подходят одна к другой, создавая резкую орографическую обособленность долины. Ширина ее колеблется от 6 км в наиболее узких местах до 25 км в расширениях. Впадина имеет асимметричное строение: ее южный борт приподнят, а северный опущен, вследствие этого р. Кызылсу смещена к северу и течет у самого подножия Алайского хребта.

Таджикская депрессия состоит из ряда хребтов и впадин, вытянутых в субмеридиональном направлении. На востоке Таджикской депрессии находится область Внутреннего Дарваза [132], состоящая из нескольких хребтов: Кухифруш высотой от 3200–3800 м на юге до 4570 м на севере, Сиунг высотой 2500 м и Хозретишох максимальной высотой 4088 м. Западнее расположена система хребтов, являющихся Южно–Таджикской виргацией хр. Петра Первого. Эта система состоит из трех ветвей. Восточная ветвь, расположенная между реками Оби–Мазар и Яхсу, носит название хр. Кутигек; высота его не превышает 3000 м. Средняя ветвь представлена горами Сангисавзтау, находящимися между реками Оби–Мазар и Шуробдаря. Южное продолжение ветви – водораздельное пространство в междуречье Кызылсу и Яхсу, а также соляной купол Ходжа-

Сортис. Западной ветвью является хр. Джилантау, протягивающийся между реками Таирсу и Кызылсу. Западнее Вахшского хребта расположен хр. Сарсаряк, имеющий меридиональное простирание. От него к югу отходят три ветви. Западная, идущая вдоль р. Вахш, представляет собой хр. Табакчи. Средняя ветвь имеет почти меридиональное направление до г. Пяндж и на севере называется горами Чалтау, а на юге — хр. Териклитау. Восточная ветвь, начинающаяся от средней части гор Чалтау и меридионально вытянутая вдоль низовой рек Таирсу и Кызылсу, называется горами Каратау. Западнее хр. Сарсаряк, на левобережье р. Вахш, расположен хр. Каратау, являющийся восточным обрамлением Яванской долины.

Явано-Нижневахшская равнина в виде клина расширяется к югу, к широтно ориентированной долине р. Пяндж. Абсолютные высоты ее понижаются с севера на юг от 600–700 до 400 м. В южной части Явано-Вахшской долины расположены невысокие, меридионально вытянутые увалы Кызыл-Тумшук и Кара-Бура. С запада эта равнина ограничена системой отрогов хр. Актау, протягивающихся до долины р. Кафирниган. От Тианского хребта — северного отрога хр. Актау — к юго-западу отходят ветви невысоких хребтов. Восточная ветвь состоит из хребтов Ренган, Гарданиушти, Актау, Ходжа-Казеан, западная — на севере представлена хр. Каршитау, на юге — хр. Байрягитау.

Между долинами рек Кафирниган на востоке и Сурхандарья на западе находятся хребты Туянтау и Бабатаг; последний имеет резко асимметричное строение: крутой и короткий восточный склон и длинный, пологий западный. Максимальные высоты расположены в его центральной части и превышают 2200 м.

На крайнем западе Таджикской депрессии расположена система небольших хребтов, снижающихся в юго-западном направлении, — Ульмач, Кугитанг, Сурхантау и Тока-Сырт, их либо относят к юго-западным отрогам Гиссара, либо называют горами Сурхантау.

Между юго-западными отрогами Гиссара и хр. Бабатаг расположена Сурхандарьинская впадина, которая в юго-западном направлении расширяется до 80–90 км. В пределах Сурхандарьинской впадины выделяются отдельные горные гряды — горы Хаудак и Актау.

Большая часть рек района принадлежит к бассейну Амударьи.

Самой крупной водной артерией Памиро-Алая; не считая Амударьи, которая лишь частично входит в пределы исследуемой территории, является Кызылсу-Сурхоб-Вахш. Она зарождается в Алайской долине, в районе перевала Таумурун, путем слияния нескольких небольших рек. После слияния с р. Муксу она носит название Сурхоб, а после впадения в нее р. Оби-Хингоу называется р. Вахш.

Самые крупные правые притоки р. Кызылсу-Сурхоб-Вахш — реки Талдык, Сарык-Могол, Катта-Карамык, Коксу, Ярхыч, Ясман, Сорбог, Оби-Гарм и Явансу. Из левых притоков наиболее крупные — Ачик-Таш, Алтын-Дара, Дарай-Назарак.

Из других крупных рек Памиро-Алая следует отметить реки Пяндж (низовья), Муксу, Оби-Хингоу, Кафирниган, Сурхандарья, Яхсу, Оби-Мазар, Кызылсу (Таджикская депрессия), Таирсу.

**ИЗУЧЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ  
И НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ  
ПАМИРО-АЛАЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ  
О СВЯЗИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ**

Землетрясения сегодня – это проблема, которую решает большое количество специалистов; на первый взгляд некоторые из них даже не имеют отношения к изучению землетрясений (врачи, социологи, экономисты, биологи и многие другие).

Ежегодно при землетрясениях гибнет около 10 тыс. человек [112]. Десятая часть территории нашей страны, на которой проживает около 20 млн. человек, подвержена сильным землетрясениям. Геологические последствия таких землетрясений на территории Памиро-Алая (Хайтское в 1949 г., Каратагское в 1907 г.) сохранились и поныне (в качестве примеров геологических последствий Махачкалинского землетрясения на Кавказе см. рис. 4, 5, 6) [139].

Работы, направленные на изучение землетрясений, имеют важное народнохозяйственное значение. Исследования по этой теме в наше время ведутся самыми современными средствами. Но, как писал еще в 1968 г. М. Бот, "от цели нас все еще отделяет длинный путь".

Поэтому, для того чтобы понять, как развиваются современные идеи и какое место в изучении землетрясений занимают современные геолого-геоморфологические методы, попытаемся рассмотреть в основных чертах развитие взглядов на происхождение землетрясений и методы их изучения.



Рис. 4. Смещение поверхности склона по плоскости напластования пород во время Кызыльюртского землетрясения (Махачкала) 1970 г.



Рис. 5. Одна из крупных трещин, образовавшаяся в 1970 г. в районе Кызыльюртского землетрясения (Махачкала), по левобережью р. Сулак



Рис. 6. Разрушение берега р. Сулак во время Кызыльюртского землетрясения (Махачкала) 1970 г.

#### ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Ни у кого не вызывает сомнения тот факт, что землетрясения существуют давно. В древнейшие времена люди видели в землетрясениях проявление потусторонних сил, "наказание небес", "наваждение дьявола" и т.д.

Первые научные сообщения о причинах землетрясений были сделаны древнегреческими учеными. Древнейшие философы и ученые Греции и Рима высказывали гипотезы, близкие к современным представлениям, объясняя землетрясения естественными процессами, происходящими внутри Земли. Так, например, Аристотель полагал, что землетрясения происходят от того, что пары или воздух, сжатые в подземных пустотах, стремятся выйти на поверхность. Считалось, что попадание воздуха и паров в пещеры связано с вулканическими процессами. Страбон и Плиний связывали землетрясения непосредственно с вулканическими явлениями.

Интерес древнегреческих и древнеримских ученых к изучению землетрясений был обусловлен сейсмичностью территории, на которой они жили. Однако в период господства богословия и схоластики представления этих ученых о причинах землетрясений были отброшены и явления природы объяснялись "божьем могуществом" в соответствии со "священным писанием".

Только в конце XVIII – первой половине XIX в. предположение о связи землетрясений с вулканическими процессами получило господство в результате работ Гумбольдта и Буха, использовавших многие представления философов и ученых древнего мира.

Правильные пути к изучению землетрясений указал М.В. Ломоносов в "Слове о рождении металлов от трясения Земли" [63], где задолго до работ иностранных ученых изложил основы учения о землетрясениях и показал, что те нарушения, которые мы видим в горных районах, — различные измятия в осадочных толщах, трещины, разрывы, жилы, богатые минералами, и т.п. являются результатом движений земной коры. Работа эта является одной из самых ранних, затрагивающих вопросы геологии землетрясений.

Описание и выяснение природы землетрясений содержатся также в работе М.В. Ломоносова "О слоях земных" [64], где он суммировал свои творческие соображения по вопросам, рассматриваемым геологией ныне. Уже тогда он видел причину образования гор в поднятии и изгибании земных слоев в результате "трясения Земли". Возможные случаи земных трясений М.В. Ломоносов делил на четыре типа: 1) дрожание мелкими и частыми ударами; 2) перпендикулярно поверхности движения вверх и вниз; 3) трясения поверхности земной наподобие волн колебания; 4) передвижения по горизонтали.

Много интересных и важных работ опубликовал во второй половине XIX столетия другой русский ученый — А.П. Орлов. Тщательно собрав и изучив все сведения о землетрясениях, он пришел к совершенно верному выводу о том, что "не может быть никаких сомнений", что землетрясения непосредственно связаны с конфигурацией поверхности земной коры, с направлением главнейших поднятий, с разрывами и переломами верхних напластований и пр. [93].

К концу прошлого века окончательно устанавливается взгляд на землетрясения как на явление, тесно связанное с тектоническими процессами, с процессами движения земной коры. Немалая заслуга в этом принадлежит Э. Зюссу, И.В. Мушкетову, А.Е. Лагарио, Г.В. Абиху.

Анализ причин Верненского землетрясения 1887 г. позволил И.В. Мушкетову прийти к выводу о тесной связи землетрясений с крупными разломами и указать районы возникновения в будущем сильных землетрясений, в том числе и в тех случаях, где они ранее не проявлялись [78].

Период конца XVIII — начала XIX в. был временем накопления человечеством фактических знаний о землетрясениях — их распространении, последствиях и т.п. Землетрясения изучались визуально, физические основы сейсмологии были почти не разработаны. Единственным надежным источником сведений о землетрясениях были экспедиции, исследовавшие в отдельных случаях последствия наиболее сильных землетрясений. И.Е. Губин отмечает, что исследования этого времени имеют большое положительное значение [34] благодаря собранному обширному данным о землетрясениях, являющимся и поныне базой для познания сейсмичности этих территорий. Следует отметить также, что немалую роль уже в это время играли геолого-геоморфологические описания последствий землетрясений.

Первые сведения о сейсмичности Памиро-Алая относятся к далекому прошлому. Краткие данные, приведенные в ранних сообщениях о землетрясениях на территории Памиро-Алая и сопредельных стран, суммированы в работе П.Г. Семенова и В.А. Семеновой [115] в виде каталога. Он содержит макросейсмические сведения о катастрофических землетрясениях, происшедших на изучаемой территории с 1865 г.

Более достоверные, но все еще разрозненные сведения о землетрясениях стали поступать с 1890 г. [79].

Различные сообщения о землетрясениях на Памиро-Алае с 1908 по 1936 г. систематизированы в Каталоге землетрясений [121].

### ИЗУЧЕНИЕ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Детальный анализ истории изучения новейших тектонических движений Памиро-Алая содержится в целом ряде работ [34, 42, 43, 60, 132]. Согласно представлениям большинства исследователей в изучении новейших движений Памиро-Алая можно выделить четыре этапа.

Первый этап — это вторая половина XIX в., время маршрутных исследований, позволивших составить общее представление об орогидрографии и геологическом строении Памиро-Алая. С этим этапом связаны имена известнейших русских географов и геологов — А.П. Федченко, Г.Д. Романовского, В.Ф. Ошанина, И.В. Мушкетова, Д.Л. Иванова.

Второй этап охватывает конец XIX—начало XX в. В это время геологию и рельеф Юго-Западного Тянь-Шаня и Северного Памира изучали три экспедиции: русская — В.В. Сапожникова и М.Фридрихсона (1902 г.), американская — Дэвиса, Хентингтона и Помпелли (1903 г.) и немецкая — Мерцбахера (1903 г.).

Основные результаты этих исследований, обобщенные Д.И. Мушкетовым, сводились к тому, что новейшие движения в пределах рассматриваемого региона носили эпейрогенический характер и проявлялись в основном поднятиями горных блоков по вертикальным разломам; это приводило к сохранению на большой высоте фрагментов бывших равнинных пространств [80]. Этими же экспедициями были собраны данные о ярусности рельефа, о периодичности новейших движений, о количестве этапов поднятия и о связи их с оледенениями. Позднее были получены сведения и по новейшей тектонике [19].

Особенно интересны результаты исследований р. Клебельсберга. Он составил тектоническую схему Памиро-Алая, на которой выделил Вахшский сброс как геологическую границу между Памиром и Тянь-Шанем [147].

К этому же времени относятся и идеи Д.И. Мушкетова о связи сейсмичности с тектоникой. К наиболее опасным в сейсмическом отношении зонам Д.И. Мушкетов относил зоны (полосы) вдоль больших разломов, участки скручивания и изгиба тектонических структур [81].

В 1928 г. состоялась смешанная советско-германская экспедиция на Памир и Северный Тянь-Шань. Ее участниками были высказаны предположения о том, что Памиро-Алайская горная страна в конце третичного времени подверглась пенепленизации, а затем была приподнята по зонам разломов [147].

Третий этап исследований начался в 1932 г. с организации Таджикско-Памирской экспедиции, которая позднее была переименована в Таджикскую комплексную экспедицию. В ее составе в 30-х годах принимали участие Б.А. Борнеман, А.Р. Бурачек, П.К. Чихачев, Б.А. Петрушевский, А.В. Пейве, И.Е. Губин, С.К. Овчинников, В.П. Ренгартен, С.С. Шульц, Н.Л. Корженевский, К.К. Марков, Ю.А. Скворцов, И.С. Шукин, М.А. Гилярова, которые занимались изучением геологии и геоморфологии.

С.С. Шульц разработал кайнозойскую историю развития положительных форм рельефа и коррелятных отложений неогена и четвертичного периода Тянь-Шаня. Его выводы были положены в основу современных представлений о новейшей истории Средней Азии, включая и Памиро-Алай.

По-разному трактовали представители различных школ проявления новейшей тектоники. Многие геологи считали, что главной является складчатая форма дислокаций. Так, по С.С. Шульцу, все хребты Средней Азии — это геоморфологическое выражение складок основания [141]. Большинство исследователей складчатые движения в новейшее время выделяли по характеру деформаций речных террас и поверхностей выравнивания [17, 97, 116, 142].

Важное значение для понимания вопросов новейшей тектоники имели работы, посвященные геоморфологии и гляциологии Памира [72, 73]. Особенно это относится к представлениям о ярсности рельефа Памира и коррелятности последнего толщам неогеновых отложений Таджикской депрессии, а также о ярсности рельефа Памира и Дарваза, обусловленной пульсирующим характером тектонических процессов [97].

Четвертый этап исследований начинается в послевоенные годы. В это время были описаны дислокации речных террас и врезанные меандры Таджикской депрессии, образовавшиеся вследствие молодого интенсивного поднятия [41]. В.М. Рэйман и Л.М. Лысков, анализируя древние поверхности выравнивания и разрывы в Вахшской долине, пришли к выводу об интенсивных четвертичных движениях [109]. К подобным выводам для территории Узбекистана пришли и другие авторы [100, 122].

При изучении кайнозойских моласс Придарвазья и Сурхандарьинской депрессии основные этапы осадконакопления были скоррелированы с этапами тектонического поднятия [32, 98].

Дифференцированное изучение новейших тектонических движений Памиро-Алая потребовало более тщательного изучения стратиграфии неогеновых и четвертичных отложений [16, 22, 50, 51, 57, 118, 122, 130, 131, 133] и применения геоморфологических методов на протяжении длительного времени [52, 103, 104, 107, 108, 111, 132].

В 1958 г. была опубликована работа М.В. Гзовского, В.Н. Крестникова, И.Л. Нерсесова и Г.И. Рейснера [26] о сопоставлении тектоники с сейсмичностью Гармского района. Авторы получили интересные выводы о развитии Предпамирского краевого прогиба в четвертичное время. Ими были выделены два этапа усиления тектонических движений, охватывающих конец неогена—начало плейстоцена и средний плейстоцен.

Большое значение в развитии представлений о новейших тектонических движениях Памиро—Алая сыграло появление карты новейших тектонических движений Средней Азии [24] и карты новейшей тектоники СССР [89].

Дальнейшее изучение новейшей тектоники Памиро—Алая развивалось по пути разработки методов количественной оценки тектонических движений, дальнейшего совершенствования стратиграфии четвертичных отложений. Из наиболее интересных работ этого времени следует отметить статьи и монографии В.А. Бабадаглы, А.М. Бабаева, В.А. Бельского, В.И. Ермилина, Н.В. Чигарева, С.А. Захарова, В.Н. Крестникова, Т.П. Белоусова, Н.Н. Леонова, В.П. Лозиева, Л.М. Лыскова, А.А. Никонова, О.П. Сапова, О.К. Чедия, А.А. Юрьева [3, 5, 9, 36—40, 43, 55, 60, 61, 67, 85, 90, 113, 132, 137, 138, 143].

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИЯ

Уже в конце прошлого века были предприняты первые попытки обобщения накопленных знаний о землетрясениях. Одной из них является издание каталога и карты землетрясений в России в 1893 г. [79]. Правда, недостаточность геологических и сейсмических данных того времени не позволила произвести собственно сейсмическое районирование, но вместе с тем составление карты дало новые возможности для развития представлений о землетрясениях. Карта послужила стимулом к сопоставлению района проявления землетрясений с геологическим строением территории.

Метод составления первых карт заключался в учете площадей распространения известных землетрясений и нанесении их на карту. В основе этого метода лежит использование сейсмостатистических материалов, поэтому и метод получил название сейсмостатистического. Этот принцип составления карт имеет место и в настоящее время, изменился лишь способ изображения площадей зарегистрированных землетрясений. В случае близкого расположения этих площадей их объединяют, но без взаимного перекрытия.

В буквальном смысле слова сейсмостатистическими являются карты, построенные впервые для территории Молдавии [74]. Использование только сейсмостатистического метода построения карт, естественно, в некоторой степени снижает достоверность конечных выводов. Поэтому вполне понятно стремление исследователей этого периода подойти к вопросам сейсморайонирования с генетических позиций, т.е. на основе геотектонических предпосылок. В этом

смысле интересна попытка провести сейсмораионирование территории Средней Азии на основе генетического анализа сейсмичности [82]. В этой же работе Д.И. Мушкетов ввел элементы обобщения в сейсмостатистических картах. Последовательное развитие элемент обобщения получил в 30-х годах в работах Г.П. Горшкова, где изосейсты землетрясений каждого балла обобщались в самостоятельные зоны, а зоны сильных землетрясений путем экстраполяции распространялись в пределы горных стран [28, 29].

Уже в своих первых работах Г.П. Горшков обратил большое внимание на выяснение геологических условий землетрясений. Это позволило ему прийти к выводу о связи, в частности, Файзабадского землетрясения 1930 г. с тектоническими нарушениями в меловых и третичных породах [27].

Позднее он же выделяет в земной коре разрывы, связанные непосредственно с причиной землетрясений, так называемые сбросы, надвиги, сдвиги, вдоль которых при землетрясении происходит смещение. Основным источником землетрясений и их причиной он считает тектонические движения [29].

В 1922 г. известный британский сейсмолог Р.Д. Олдхем высказал мысль о том, что тектонические напряжения развиваются в земной коре гораздо быстрее, чем обычно считается, и даже, может быть, мгновенно, и так же мгновенно разряжаются в форме землетрясения.

Занимаясь долгое время геологией землетрясений Таджикистана, Г.П. Горшков пришел к противоположному выводу, что тектонические напряжения накапливаются медленно, постепенно, равномерно и вызывают землетрясение лишь тогда, когда превышен предел прочности пород. Физическое подтверждение этой точки зрения мы находим в работах Б. Гутенберга и К. Рихтера, которые считали, что в активных районах должен существовать постоянно действующий механизм, нечто вроде неоднородного потока [35]. Намечая пути решения проблемы прогноза землетрясений, уже в 1949 г. Г.П. Горшков выдвигает идею комплексного изучения предвестников землетрясений, считая, что землетрясение не случайное явление, оно длительное время подготавливается и должно проявляться в изменении физических характеристик среды.

Позднее взгляды, излагаемые Г.П. Горшковым в своих работах, получили название общего сейсмогеологического метода сейсмораионирования.

В составленных по этому методу картах учитывались геологические особенности территории. В основе этих карт лежал принцип совместного использования сейсмостатистических и геологических данных. Геологическое строение территорий использовалось в общей форме, без выяснения причинных связей между сейсмичностью и определяющими ее особенностями геологической обстановки.

В это же время получает свое развитие сеймотектонический метод. На основании изучения строения и истории геологического развития Приташкентского района Н.П. Васильковский и М.П. Реп-

ников сделали вывод о приуроченности большинства землетрясений к устанавливаемым на поверхности зонам разрывов [17]. К работе прилагалась карта, названная авторами сейсмотектонической. Позднее, изучая последствия многих сильных землетрясений Гармской области, И.Е. Губин также пришел к выводу о связи землетрясений с тектоническими зонами, причем основное место при этом отводил разрывам, видимым на поверхности или установленным неглубоко от нее. Возникающая отсюда возможность точного определения положений эпицентральных зон позволила И.Е. Губину предложить метод сейсмораионирования, названный им сейсмотектоническим [33].

Подробный обзор существовавших в этот период преимущественно геологических методов сейсмораионирования был сделан Б.А. Петрушевским. На фоне истории развития идеи сейсмораионирования он показал жизненную необходимость использования при сейсмическом районировании геологических критериев, причем, предлагая сейсмоструктурный подход к оценке сейсмичности и историко-структурный анализ как прием такого исследования, он значительно расширил круг геологических явлений, привлекаемых для изучения причин возникновения землетрясений [94].

В 1954 г. Н.А. Введенская, сопоставляя карты эпицентров Средней Азии за 1950–1953 гг. с тектонической картой, установила приуроченность большей части эпицентров к зонам, разграничивающим поднятия и опускания.

В 1960 г. В.И. Бунэ и В.М. Рейман показали приуроченность наиболее активных эпицентральных зон землетрясений Таджикистана к местам сближения и приращения разрывов, названных ими дизъюнктивными узлами.

Особое место в ряду сейсмогеологических исследований занимает палеосейсмологический метод [129]. Сущность его заключается в том, чтобы на основании принципа актуализма, пользуясь геолого-геоморфологическими методами, устанавливать следы землетрясений исторического прошлого. Эти палеосейсмодислокации, по мнению автора, должны позволить более надежно производить сейсмораионирование.

Существенный вклад в развитие сейсмогеологических методов сейсмораионирования был внесен работами М.В. Гзовского, В.Н. Крестьяникова и др. "Новые принципы сейсмического районирования" и "Методы детального изучения сейсмичности", которые положили начало количественному сопоставлению сейсмических и геологических данных. Большое внимание при этом уделялось количественной характеристике среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений земной коры [25, 26, 53, 54].

В этих работах проявилось стремление авторов подойти к решению вопросов сейсмичности с историко-геологических позиций, максимально приблизившись в знании геологических, и в частности тектонических, особенностей территории к современности. Однако отсутствие методических приемов выявления истории четвертичных

тектонических движений, а также отсутствие для изучаемых районов детальной стратиграфической основы четвертичных отложений не позволили тогда получить подробные данные. Поэтому в большей части исследований для сопоставления геологии района с его сейсмичностью приходилось пользоваться картами и схемами за весь этап активизации, который, как известно, составляет около 35 млн. лет.

Обобщение результатов многолетних исследований по сейсмозонированию и сопоставлению геологических и сейсмических явлений было проведено в монографии "Сейсмическое районирование СССР" [114]. Оценка сейсмической опасности для территории Средней Азии проводилась по комплексу критериев, включающих тектонические данные.

Направление дальнейших исследований по установлению связи геологических и сейсмических явлений определялось принципами, изложенными в Программе работ по поискам предвестников землетрясений [101].

Вполне понятно, что геолого-геоморфологические методы должны применяться в комплексе с детальными геофизическими исследованиями, такими, как глубинное сейсмическое зондирование, изучение гравитационного и магнитного полей, геоэлектрических данных. Определение глубинных разломов и других тектонических структур — аккумуляторов сейсмической энергии — может быть той основой, на которую должно опираться прогнозирование сейсмоактивных зон и вероятных очагов землетрясений.

Серьезные успехи в оценке сейсмической опасности территорий по геологическим и геоморфологическим данным достигнуты в последние годы с помощью сейсмоструктурного анализа, метода выделения сейсмических зон разломов, метода оценки контрастности движений по градиентам скорости вертикальных тектонических движений, палеосейсмического метода.

Большое значение имели тектоно-физические работы, в которых намечено соотношение энергии землетрясений с современными тектоническими процессами и напряжениями в земной коре с учетом объема очаговой зоны, механизма современной деформации и механических свойств горных пород.

Новые возможности открывает статистическая обработка комплекса геологических, геоморфологических и геофизических характеристик, разрабатываемая в работах Б.А. Борисова, В.И. Буня, В.И. Кейлис-Борока, Г.И. Рейснера и др.

Землетрясения происходят на разных глубинах, вплоть до нескольких сотен километров. Трудно реально восстановить условия и процессы, происходящие на этих глубинах; эти условия различны и меняются довольно быстро. Четкая взаимосвязь, которая существует между глубинными процессами и процессами, происходящими на поверхности Земли, дает возможность косвенным путем, через наблюдения за поверхностью, фиксировать изменения условий на глубине. Для этого из всего многообразия признаков, которыми

характеризуется конкретная геолого-тектоническая обстановка, необходимо отобрать лишь те, которые действительно связаны с подготавливающимся землетрясением.

По современным представлениям очаг сильного землетрясения — это в общих чертах трещина, разрыв сплошности пород, возникший под воздействием тектонических сил. Следовательно, наиболее важными геологическими признаками будут характеристики, отражающие свойства среды и активность геологических процессов.

Свойства среды не остаются постоянными даже в пределах какого-то одного района — они изменяются в процессе геологического развития территории. Отличаются они и в разных участках земной коры, переживших различную историю и находящихся на разных стадиях эволюции. Например, свойства эти различны на геологически малоподвижных структурах, таких, как древние щиты или платформы, и в более молодых областях, таких, как складчатые зоны.

На щитах и платформах среда более жесткая, воздействие тектонических напряжений проявляется в разломах, тогда как в молодых складчатых областях среда гораздо более податлива и породы подвергаются пластическим деформациям. Подобные различия территорий по свойствам среды обычно схематично отображаются на картах историко-тектонического районирования. Однако одной этой группы признаков мало, их необходимо дополнить изучением интенсивности геологического процесса во времени.

В 1965 г. в Институте физики Земли АН СССР начаты работы, направленные на изучение истории и характера тектонических движений сейсмоопасных территорий Советского Союза за короткие отрезки времени, в частности за четвертичный период. Первые результаты были получены для территории Западного Саяна и Западной Тувы [47], несколько позднее — для Северного Тянь-Шаня [48, 136], Памиро-Алая и Памира [8, 36, 55, 137].

Подобные работы позволяют оценивать суммарные амплитуды (или скорости) тектонических движений за различные отрезки геологического времени — от 35–40 млн. до 10 тыс. лет. В последние годы в связи с точной оценкой возраста молодых отложений появляется возможность перейти к еще более коротким и максимально приближенным к сегодняшнему дню отрезкам времени — 700–800 и даже 400 лет [40].

Кроме стремления использовать при сопоставлении тектонические данные о развитии территории за близкие к современности сравнительно короткие этапы, намечается также тенденция перехода от мелкомасштабного обзорного сопоставления [95] к крупномасштабному — детальному. Правильные в общем выводы, полученные при работах в мелком масштабе, не могут быть применены при проведении более детальных исследований.

Это заставляет переходить в сейсмогеологических исследованиях ко все более крупным масштабам, где на первый план выдвигаются другие закономерности и связи между землетрясениями и геологическими явлениями.

Предлагаемая работа в значительной мере является дальнейшим развитием данного направления. В ней делается попытка сопоставить сейсмические данные с горообразованием территории не только за четвертичное время в целом, но и за отдельные его подразделения, такие, как ранне-, средне-, позднечетвертичное время и голоцен, который, как известно, охватывает последние 10 тыс. лет.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Зарождение инструментальной сейсмологии неразрывно связано с именем русского физика Б.Б. Голицына, который по праву считается основоположником не только русской, но и мировой сейсмологии. Он разработал теоретически методы интерпретации сейсмограмм, дал на этом основании анализ строения земного шара, изобрел и построил прекрасные приборы, основанные на новых принципах гальванометрической регистрации колебаний, организовал систематическую сейсмическую службу в нашей стране.

В истории развития инструментальных наблюдений выделяют доголицынский и голицынский периоды [46].

Голицынский период (1907–1916 гг.) связан с организацией сети сейсмических станций I класса, оборудованных наиболее совершенными для того времени сейсмографами Голицына.

После реорганизации сейсмической службы страны в 1949–1952 гг. началось детальное изучение сейсмичности. Начиная с этого времени быстро растет число сейсмических станций, заменяется оборудование и инструментальное изучение землетрясений приобретает качественно новые формы.

Особое значение для изучения землетрясений Памиро–Алая имело открытие в 1940 г. сейсмостанции "Сталинабад", которая позволяла регистрировать толчки с  $K \geq 13$ .

В 1945 г. начала работать Гармская постоянная экспедиция, реорганизованная в 1954 г. в Таджикскую комплексную сейсмологическую экспедицию (ТКСЭ) Института физики Земли им О.Ю. Шмидта, впоследствии – в Комплексную сейсмологическую экспедицию (КСЭ) ИФЗ АН СССР. С 1954 г. КСЭ создала ряд новых сейсмических станций, которые положили начало качественно новому периоду в изучении сейсмичности. Начинается регистрация землетрясений с  $K = 10$ . Ошибка в определении эпицентра землетрясений уменьшается до  $\pm 5$  км. Однако следует оговориться, что высокоточные стационарные инструментальные наблюдения проводились до последнего времени лишь на территории Гармского полигона КСЭ, на остальной территории Памиро–Алая точность наблюдений была несколько ниже.

К настоящему времени в деле прогноза землетрясений и особенно в сейсморайонировании территорий сделано много. Вместе с тем проблема еще далека от своего окончательного решения, так как прогноз имеет ценность в том случае, когда указывает место

и время предстоящего толчка (предпочтительно с точностью до суток) и его интенсивность. Практически вопрос сводится к прогнозу землетрясений с максимальной интенсивностью выше 7–8 баллов для плохо построенных сооружений и выше 9 баллов для сейсмостойких сооружений.

Состояние проблемы прогноза землетрясений хорошо охарактеризовал Е.ф. Саваренский: "...к сожалению, до сих пор ни в одной стране мира проблема предсказания землетрясений полностью не решена. Не завершились успехом и работы, начатые в 1949 г. в СССР, хотя значительный прогресс советской сейсмологии, несомненно, связан с постановкой этой проблемы" [112, с. 6]. Дело в том, что искомые явления и процессы, предваряющие землетрясения, очень слабы и маскируются экзогенными факторами. Земная кора, в которой происходят разрывы, приводящие к землетрясению, очень неоднородна.

Поэтому для поисков предвестников землетрясений необходимы высокоточные наблюдения и в большом числе пунктов. Только в последние годы, когда началось быстрое развитие инструментальных методов сейсмических наблюдений и высокоточных измерений медленных тектонических деформаций земной коры (например с применением лазеров), а также использование электронно-вычислительных машин для обработки результатов наблюдений, появилась уверенность в успехе. Не случайно поэтому почти одновременное составление исследовательских программ в ряде развитых стран.

В Японии, где проблема землетрясений всегда была острой, такой план был предложен группой ученых еще в 1962 г. [149]. Подобные работы интенсивно ведутся и в СССР.

Аналогичный план был составлен специальной комиссией по прогнозу землетрясений в США, а в 1974 г. была принята программа совместных советско-американских работ по поискам предвестников землетрясений.

В последнее время наметилась тенденция сотрудничества различных стран в решении этой проблемы: принята совместная программа социалистических стран КАПГ, ведутся работы под эгидой ЮНЕСКО при ООН. Все программы исследований включают изучение деформаций земной коры с самых различных точек зрения и всеми доступными средствами, начиная от повторных геодезических съемок, использования наклономеров, экстенсометров, мареографов и кончая геолого-геоморфологическими исследованиями.

Признаки предстоящего сильного землетрясения могут быть самыми разнообразными. Так, в последнее время обнаружено, что подготовка к землетрясению, по-видимому, сказывается даже на изменении сопротивления воды в источниках [7]. Но выявление подобных признаков подготовки землетрясений в значительной мере является случайностью. Наиболее вероятно искать предвестники землетрясений среди сейсмических и геологических явлений, таких, как наклоны и деформации в зоне эпицентра, возрастание активности

слабых толчков и изменение физических свойств горных пород вблизи разлома в результате их деформации [96].

Одни явления действительно наблюдались перед землетрясением, другие можно ожидать.

Поэтому современные исследования направлены в первую очередь на то, чтобы обнаружить накопление тектонических деформаций и установить характер развития наиболее крупных тектонических зон. Большое значение здесь приобретают возможности геологии и геоморфологии, особенно при восстановлении роли горообразовательных процессов в истории развития тектонических деформаций, времени заложения тех или иных крупных тектонических нарушений и многого другого.

В последние годы в нашей стране проводятся работы по развитию методов поиска предвестников землетрясений, а в настоящее время составлена программа изучения этих предвестников. Программа исходит из современных представлений о природе землетрясения, которое создается в результате накопления напряжений в земной коре или мантии как следствие перемещения материала в Земле. Предполагается, что в течение некоторого времени до сейсмической катастрофы в области будущего очага по тем или иным причинам происходит изменение физических параметров среды и, как следствие этого, деформируется земная поверхность, изменяются магнитные и электрические свойства пород и другие параметры.

В будущем необходима организация службы сейсмических наблюдений, обеспечивающей получение необходимой информации о распределении в пространстве очагов землетрясений в широком классе энергий и частот. Уже сейчас обращается особое внимание на повышение точности определения координат землетрясений, включая глубину очагов, и их энергетических и частотных характеристик.

Для развития методов прогноза, а также для правильной постановки и интерпретации натуральных наблюдений необходимо ясное представление о физических процессах в очагах и механизме очагов землетрясений. Группой сотрудников Института физики Земли АН СССР под руководством В.И. Мячкина создана модель лавинно-неустойчивого трещинообразования, позволяющая подойти к пониманию процессов, происходящих в очаге в период подготовки землетрясения.

Очаг тектонического землетрясения — это динамический разрыв сплошности материала Земли. Он возникает под действием напряжений, накопленных в процессе сдвиговых тектонических деформаций, и происходит по некоторой поверхности.

Существующие представления и экспериментальные данные механики разрушения позволяют составить качественную картину процесса подготовки землетрясений, объясняющую характер предвестников (обнаруженных и ожидаемых).

1. Разрушение статически однородных материалов происходит вследствие роста числа и размеров трещинообразных дефектов.

2. Дефекты растут практически при любых длительно действующих напряжениях, и скорость их образования увеличивается с повышением напряжения (кинетика трещин).

3. Общая деформация складывается из собственно упругой и эффективной обусловленности взаимных перемещений берегов трещин.

4. Макроразрушение (образование магистрального разрыва) — это следствие лавинообразного роста и неустойчивости общей деформации, наступающей при достижении некоторой критической плотности трещин.

5. Формирование магистрального разрыва приводит к снижению уровня напряжений в окружающем его объеме, вследствие чего задерживается рост новых дефектов и уменьшается число активных трещин.

Описание процесса разрушения не зависит от уровня структуры среды.

В реальных горных породах всегда существуют случайно распределенные дефекты (микротрещины). Под действием сдвиговых тектонических напряжений не только медленно растут число и размеры благоприятно ориентированных дефектов, но и образуются новые. В суммарную деформацию всего объема вносят свой вклад также смещения по берегам разрывов в каждой микротрещине.

В статистически однородной среде такое растрескивание происходит по всему объему. Это "квазиоднородное" растрескивание хорошо известно для тектонических материалов и соответствует стадии разрушения. Одна из причин однородности растрескивания — образование устойчивых трещин в конце сдвиговых.

Уже на этом этапе должны изменяться свойства среды, например эффективные модели упругости и анизотропии. К первой стадии следует относить явления предвестникового типа в первую очередь потому, что в этот период создаются лишь вероятностные условия возникновения землетрясений. Переход ко второй стадии происходит при достижении во всем объеме или его значительной части некоторой критической средней плотности разрывов.

Вследствие взаимодействия трещин наступает лавинная стадия подготовки данного землетрясения. Многими исследователями показано, что начало лавинообразования и разрушения происходит при строго определенной плотности микротрещин и не зависит от скорости роста их напряжений. Лавинное напряжение числа и размеров трещин приводит к резкому возрастанию скорости общего деформирования и изменению интегральных физических характеристик среды.

Если этот процесс приводит к землетрясению, то, следовательно, он неустойчив. Это значит, что дальнейшее увеличение деформации сопровождается падением напряжения. В силу неоднородности свойств среды неустойчивая деформация стягивается в узкую зону, в которой деформируется несколько относительно крупных трещин. При этом в результате общего падения напряжения в большей части объема трещины перестают развиваться, интегральная скорость деформаций всей зоны на этой третьей стадии уменьшается (стадии неустойчивости).

Восстанавливаются многие интегральные характеристики зоны. Узкая зона неустойчивой деформации характеризуется повышенной концентрацией разрывов и представляет собой поверхность будущего магистрального разрыва. Этот разрыв образуется путем вспарывания перемычек. Качественно такой процесс аналогичен всему процессу в целом, и поэтому ему должно предшествовать краткосрочное и меньшее по амплитуде изменение скорости деформации. Поскольку разрушение одной из перемычек может оказаться недостаточным для вспарывания всего магистрального разрыва, таких кратковременных изменений скорости деформации может быть несколько. Эти деформации могут проявляться как предвестники крупных форшоков.

После землетрясения все зоны, прилегающие к плоскости разрыва, разгружаются. Напряжения переносятся на края этого нового разрыва. Скорость деформации после землетрясения может быть отрицательной, но многие мелкие разрывы, освободившись от нагрузок, могут дать обратные подвижки.

При ультразвуковом зондировании зоны подготовки разрыва выясняется, что изменение амплитуды волн концентрируется в узкой зоне, а по краям восстанавливается. При приближении к главному разрыву среднее расстояние между трещинами уменьшается. Изложенные представления об общем ходе трещинообразования позволяют объяснить поведение во время различных предвестников.

Скорости упругих волн определяются в основном эффективными модулями упругости среды, поскольку этот модуль при лавинообразном нарастании трещинообразования (второй стадии) резко уменьшается. На третьей стадии при закрытии большинства малых трещин эффективный модуль упругости восстанавливается, так как число больших трещин практически на него не влияет.

Отношение скоростей продольных и поперечных волн будет иметь тот же вид. Уменьшение наклона графика повторяемости землетрясений (увеличение доли сильных землетрясений, связанное с исчерпанием слабых связей) должно быть довольно резким на второй стадии и возможно несколько замедленным на третьей стадии.

Увеличение содержания родона и других продуктов радиоактивного распада, увеличение дебита источников связаны с величиной трещиноватости горных пород и поэтому резко повышаются на второй стадии и падают на третьей стадии, когда образуются большие, но резкие взрывы. Можно ожидать и падения кривой этого предвестника перед землетрясением, когда многие мелкие трещины закрываются.

Электросопротивление сухих горных пород на второй стадии должно увеличиваться и на третьей стадии восстанавливаться. Напротив, в водонасыщенных породах в случае, если вода успевает проникнуть путем диффузии в образующиеся трещины, электросопротивление на второй стадии должно резко падать и продолжать уменьшаться, хотя и медленно, на третьей стадии.

По-видимому, подобным образом должны изменяться и электротеллурические токи.

В США в настоящее время принята дилатантно-диффузионная (ДД) модель подготовки землетрясений, довольно близкая к модели лавинно-неустойчивого трещинообразования; в последнее время намечаются пути объединения этих двух представлений.

Не менее важной составной частью работ по поиску предвестников являются детальные геофизические работы разведочного типа по изучению верхней части земной коры и коры в целом методами глубинного сейсмического зондирования, гравиметрии и др.

Перечисленные направления исследований базируются на подробном и детальном изучении сейсмического поля. Для дальнейшего развития исследований необходимо с весьма большой детальностью знать характер распределения сейсмических толчков, глубины их очагов, закономерности убывания сейсмической энергии, спектральные характеристики землетрясений разных энергетических классов, механизм движения в очагах землетрясений, закономерности сейсмического режима. Все эти данные могут быть получены как на базе существующих региональных станций, так и на основе данных сейсмических исследований.

Многообещающим является изучение сейсмических процессов. Имеются данные об изменении сейсмического режима перед сильными землетрясениями.

Результаты исследований на Гармском полигоне показывают, что перед крупными землетрясениями появляются сейсмические толчки (слабые землетрясения) с аномальным отношением скоростей продольных и поперечных волн.

Крупное землетрясение 11 апреля 1966 г. произошло именно там, где наблюдались толчки с аномальным значением продольных и поперечных волн.

Такое поведение скоростей распространения сейсмических волн перед землетрясением привело к попытке организации сейсмического просвечивания района будущего землетрясения с помощью взрывов (наблюдения проводились на Камчатке).

Систематическое просвечивание сейсмически опасной зоны позволяет предполагать, что сейсмическая опасность отсутствует, если скорость распространения волн и характерная их форма остаются постоянными. Наоборот, если появляются изменения, то можно ожидать сейсмических событий.

Изменения напряжений в зоне будущего очага вызывают деформации и в верхних слоях земной коры. Поиски деформаций, предшествующих землетрясениям, ведутся путем регистрации современных движений земной коры. Так как предвестники землетрясения связываются с процессами изменения состояния материала перед разрывами, которые протекают к этому моменту ускоренно, то можно ожидать существования предвестников землетрясений разной длительности — от нескольких лет до часов и минут. Поэтому для выявления аномальных деформаций с прогностическими целями необходимо производить измерения с максимально возможной точностью и частотой. Рационально сочетание геодезических методов

(нивелирование, триангуляция), позволяющих дискретно во времени охватить большую территорию, с методами непрерывными (наклономеры, деформографы).

Густота пунктов геодезической сети, по-видимому, должна быть такой, чтобы обеспечить измерения на площадке, испытывающей аномальные деформации при подготовке землетрясения. Размеры подобных площадок соизмеримы с размерами очаговых зон. Продолжительность существования аномальных деформаций, по данным японских исследователей, измеряется месяцами для землетрясений с магнитудой, равной 5, и годами для землетрясений с магнитудой, равной 6-7.

В пределах участков, где ожидается сильное землетрясение, необходимо вести непрерывные наблюдения над деформациями земной коры, используя для этой цели деформографы и наклономеры.

В настоящее время накоплен значительный материал по изменению высот и изменению скорости движений в эпицентральных зонах сильных землетрясений в течение лет, ближайших ко времени их проявления. Выяснено, что землетрясения часто предвараются ускоренным изменением высот поверхности эпицентральных зон: перед землетрясениями обычно происходит поднятие поверхности, во время землетрясения или непосредственно после него - резкое погружение (наблюдаются и обратные случаи).

Амплитуда смещения изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров; она тем больше, чем сильнее землетрясение и чем ближе к эпицентру проведены измерения. Период изменения хода движений, предшествующий землетрясению (аналогии), колеблется от нескольких десятков лет до нескольких часов и даже минут и в общем согласуется с интенсивностью землетрясений. Эти явления открывают перспективы для разработки прогноза времени проявления будущих землетрясений в определенных местах; прогноз обеспечивается равномерными и достаточно частыми повторными геодезическими измерениями. Трудность прогнозирования землетрясений по аномальному ходу (скорости) движений земной коры перед землетрясением состоит в том, что в разных поясах и разных структурных зонах величина площади, захваченной аномальными движениями, и интенсивность движений оказываются различными.

Существенная роль отводится изучению магнитных и электрических процессов в Земле.

Интересные данные, касающиеся электротеллурического поля, получены в Японии и у нас на Камчатке. В ряде случаев перед сильными землетрясениями, за 10-15 суток до их возникновения, в радиусе до 100-150 км от эпицентра землетрясения зарегистрированы аномальные локальные электрические поля. Их природа может быть связана с разгрузкой напряжений перед сильными толчками.

Экспериментальные исследования, выполняемые в СССР и Японии, позволили обнаружить локальные изменения магнитного поля с характерными временами от многих лет до нескольких минут. От-

мечены случаи уменьшения электропроводимости пород в эпицентральной зоне в период подготовки землетрясения.

Существует ряд физических и геологических явлений, перспективных для предсказания землетрясений. К ним относится сейсмический эффект, или пьезомагнетизм, — изменение магнитных свойств пород, вызванное приложенным напряжением. В момент повышения тектонических напряжений в области, предвещающей землетрясение, на поверхности Земли могут быть зарегистрированы прогрессирующие изменения в намагниченности пород. Напряжение вызывает изменение в интенсивности, направлении и анизотропии намагничивания. Таким образом, это может помочь предсказать приблизительное время, координаты и магнитуду землетрясения, если зарегистрирована магнитная "история болезни" данной области или области, геологически сходной с ней.

Чтобы использовать пьезомагнетизм в качестве показателя напряженного состояния земной коры и изменений в этом состоянии, необходимо рассмотреть условия, воздействующие на сейсмомагнитный эффект.

Намагничивание магнитных минералов в горных породах исчезает при температурах выше точки Кюри (для магнетита это происходит при  $575^{\circ}\text{C}$ ). При линейном геотермическом градиенте в коре, в среднем приблизительно равном  $10^{\circ}\text{C}$  на километр, такая температура соответствует глубине около 50 км.

Внутри Земли существует как литостатическое (объемное), так и тектоническое (направленное) давление. Гидростатическое (объемное) давление увеличивается со скоростью около 320 бар/км и, таким образом, на глубине 20 км составляет 7 кбар. При землетрясениях высвобождается направленное напряжение порядка 100 бар, а при крипах — 1 бар. Избыточное направленное напряжение в тектонически активных зонах, по-видимому, составляет около 1500 бар.

Действие направленного напряжения должно изменить величину и ориентацию остаточного магнетизма и магнитной восприимчивости как обратимым, так и необратимым образом.

Для решения проблем предсказания землетрясений необходимо также изучить природу и величину переходных и необратимых изменений остаточного магнетизма и магнитной восприимчивости.

Для такого рода исследований в Мичиганском университете (США) создана барокамера, которая может создавать гидростатические давления, равные давлению у основания коры, и независимое направленное напряжение. Таким образом, вызывается пластическая деформация.

Данные пьезомагнетизма и результаты наблюдений за аномальными магнитными полями могут пригодиться для исследования магнитной истории данной области. Переходные и прогрессирующие изменения в магнитных аномалиях могут симптоматически предсказать величину и скорость нарастания напряжений, а также начало и интенсивность возможного землетрясения. Существуют также изменения в геомагнитном поле, связанные с изменением нагрузки

земной коры при затоплении водохранилищ. Сейсмомагнитные эффекты, вызванные тектонической активностью, могут быть измерены приборами, поэтому указанный метод требует дальнейшей разработки и оценки.

Определенную роль в комплексе работ по поискам предвестников землетрясений должны играть геохимические и термические исследования. Имеются различные экспериментальные данные, указывающие на то, что в период подготовки сильных землетрясений фиксируется изменение химического и газового состава термальных источников, а также наблюдается изменение в отдельных случаях дебита источников.

Работы по поискам предвестников землетрясений приурочены к специальным геофизическим полигонам, где проводятся непрерывные наблюдения за геофизическими полями, за магнитным полем Земли, теллурические наблюдения и широкий комплекс геофизических измерений.

Отдельные сообщения, фиксирующие те или иные изменения физических параметров подземных вод накануне или в период землетрясений, привлекли внимание сейсмологов и гидрогеологов к изучению газо-химического и изотопного состава термоминеральных вод из скважин.

При исследовании землетрясения 1966 г. и его афтершоков было выявлено изменение химического и газового состава подземных вод в период, предшествующий землетрясению.

В настоящее время гидрогеохимический метод поисков предвестников землетрясений широко используется во всех сейсмоактивных зонах СССР.

На ташкентском и ферганском полигонах удалось установить, что геохимические аномалии прослеживаются практически по широкому спектру элементов-индикаторов (углерод, азот, водород, гелий, аргон, радон, уран, радий, фтор, ртуть, хлор и др.), что указывает на общность изменений гидрогеохимической обстановки. По времени эти изменения носят периодический характер и коррелируются с активностью глубинных тектонических процессов.

Исследования на ташкентском геофизическом полигоне показали, что в периоды перед землетрясениями отмечается увеличение концентрации газов (гелия, аргона, радона, молекулярного водорода, азота и двуокиси углерода). Затем наблюдается их резкое уменьшение. Моменту резкого спада и нового подъема содержания инертных газов и двуокиси углерода, а также почти полного исчезновения молекулярного водорода соответствует начало отдаленных землетрясений. В периоды активизации тектонических процессов отмечается изменение изотопного состава урана, гелия, аргона, углерода, а также содержания хлора, фтора, ртути и др. При этом изменения в содержании урана и его изотопов прослеживаются спустя 2-3 месяца после землетрясения, тогда как контрастное увеличение общей минерализации и изменение макрокомпонентного состава подземных вод могут фиксироваться гораздо позднее.

Таким образом, представляется возможность подразделять гидрогеохимические показатели по степени их химической активности и различий в миграционной способности на индикаторы, предшествующие и способствующие тектоническим землетрясениям.

Чем дальше гипоцентр землетрясения, тем менее конкретно выражены гидрогеологические изменения с соответствующим опозданием во времени поступления информации к пункту наблюдения.

При изучении Зурамакентских термальных источников в Дагестане было отмечено, что на стадии формирования очагов землетрясений с  $K > 9$  химический состав термальной воды сильно изменяется: минерализация растет за счет резкого увеличения концентрации хлоридов,  $Cl$ ,  $K$  и отчасти  $Ca$ , а иногда даже изменяется химический состав воды. При подготовке землетрясений растет также и величина удельной электропроводности воды. При подготовке слабого землетрясения ( $K \leq 10$ ), очаг которого расположен не далее 5 км, изменение химического состава и увеличение электропроводности воды начались за трое суток до толчка. Своего максимума эти изменения достигли в день землетрясения. Геохимические методы позволяют предсказывать землетрясения слабой и средней интенсивности при условии, что очаг расположен на расстоянии 50 км от станций режимных наблюдений.

По существующим оценкам для предсказания сильного землетрясения площадь, покрываемая постами наблюдений, должна занимать сотни тысяч квадратных километров.

Предвестников землетрясений множество. Они наблюдаются многократно в течение суток. Необходимо сопоставить временной ход каждого из предвестников, а также всего их комплекса, а затем по этим измерениям оценить вероятность землетрясений в течение некоторого интервала времени.

Естественно, невозможно изучать все процессы по всей площади, на которой происходят землетрясения; не случайно современная сейсмология опирается на контролируемые площади, полигоны, на которых в первую очередь будет решена, по-видимому, проблема прогноза. Один из них — Гармский полигон располагается на территории Памиро-Алая, где впервые была осуществлена попытка прогнозирования землетрясений в 1976 г. Только комплексное изучение проблемы землетрясений способно дать ответ на те неизвестные вопросы о причине происхождения землетрясений, которые так волнуют и ученых и специалистов. Памиро-Алай является примером территории, на которой ярко проявляются как современные тектонические процессы, вызывающие горообразование, так и сейсмические процессы — землетрясения.

СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕНОВЫХ  
И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для восстановления этапности горообразования Памиро-Алая следует остановиться на некоторых ключевых вопросах стратиграфии неогеновых и четвертичных отложений.

## НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Изучению неогеновых отложений Памиро-Алая посвящено большое количество работ [3, 11, 12, 15, 30, 32, 42, 54, 60, 75, 98, 99, 120, 127, 131, 132, 140].

Особо следует отметить основополагающие работы А.Р. Бурачка - "Третичные континентальные отложения юго-западного Таджикистана", В.И. Попова - "Литология кайнозойских моласс Средней Азии" и Я.Р. Меламеда - "Типы разрезов и стратиграфия неогеновых отложений Южного Таджикистана".

Помимо схем стратиграфического расчленения неогеновых отложений, рассматриваемых в этих работах, существует еще целый ряд стратиграфических схем [12, 30, 32, 75]. В табл. 1, составленной авторами по литературным материалам, приведено сопоставление существующих стратиграфических схем неогеновых отложений Памиро-Алая и прилегающих территорий.

В качестве основной принята схема стратиграфического совещения в Ташкенте в 1958 г. с дополнениями Н.И. Гриднева, Я.Р. Меламеда, М.Н. Грамма [30, 32, 75].

Нижнемиоценовые отложения<sup>1</sup> представлены осадками больджуанской свиты. В восточной части Памиро-Алая свита согласно залегает на отложениях морского палеогена и повсеместно состоит из весьма однородных красноцветных песчаников с прослоями различных глин. Вверх по разрезу наблюдается увеличение зернистости отложений: количество глин уменьшается, количество песчаников увеличивается. Мощность отложений в Заалайском и Алайском хребтах колеблется от 500-700 до 1200 м.

В центральной части Памиро-Алая отложения больджуанской свиты согласно залегают на подстилающей их шурысайской подсвите. Они представлены в нижней части серыми песчаниками, часто с прослоями гравелитов и скоплениями мелкой, хорошо окатанной гальки. Выше лежат неслоистые кирпично-красные алевролиты. Верхние части больджуанской свиты представлены буро-черными алевролитами с подчиненными пластиами серых песчаников. Мощность больджуанской свиты в долине р. Оби-Хингоу 1560 м.

<sup>1</sup>Описание неогеновых отложений является в значительной мере систематизированным обзором существующих представлений.

В Придарвазье отложения больджуанской свиты имеют двучленное строение. Нижняя часть свиты сложена мелкими конгломератами, которые вверх по разрезу постепенно замещаются песчаниками, алевролитами и глинами; в верхней части разреза вновь залегают конгломераты. Мощность свиты 900–1200 м.

На западе Памиро–Алая, в центральной части Таджикской депрессии, больджуанская свита состоит из красноцветных песчаников, алевролитов и глин. Мощность свиты 300–1300 м.

В Сурхандарьинской депрессии больджуанская свита залегают с размывом на отложениях верхнего эоцена. По литологическим особенностям она делится на две части – нижнюю, алевролито–глинистую и верхнюю, более грубую, песчано–алевролитовую с гипсом. Мощность свиты 60–338 м.

Средне–верхнемиоценовые отложения представлены осадками хингоуской и тавильдаринской свит. По сравнению с отложениями больджуанской свиты эти свиты имеют несколько меньшее распространение в пределах Памиро–Алая. На востоке Памиро–Алая отложения свит широко развиты в пределах западной и центральной частей северного склона Заалайского хребта. В западной его части они представлены толщей мощностью около 1400 м, состоящей из чередующихся серых конгломератов, грубых и среднезернистых песчаников и гравелитов. В центральной части хребта мощность отложений составляет всего 800 м.

На южном склоне Адайского хребта и в восточной части Заалайского хребта рассматриваемые отложения полностью отсутствуют.

В Центральном Памиро–Алае средне–верхнемиоценовые отложения широко развиты в Вахшском и Дарвазском хребтах и в хр. Петра Первого, где они залегают согласно на отложениях больджуанской свиты. В юго–западной части Дарвазского хребта, там, где отсутствует больджуанская свита, эти отложения с резким угловым несогласием лежат на отложениях мезозойского и палеозойского возраста. В пределах Каратегинского хребта отложения средне–позднемиоценового возраста распространены незначительно. В этой части Памиро–Алая низы хингоуской свиты сложены мощными пластами серых гравелитовых грубозернистых песчаников, перекрытых часто чередующимися серыми песчаниками и бурыми алевролитами. В разрезе доминируют песчаники. В верхних частях разреза хингоуской свиты появляются мощные пласты песчаников, перемежающиеся с маломощными глинистыми отложениями. Отложения тавильдаринской свиты, залегающие на отложениях хингоуской свиты со слабым угловым несогласием в 2–5°, состоят из сплошных серых фангломератов с редкими прослоями гравелито–песчаных паттумов. Общая мощность средне–верхнемиоценовых отложений достигает в долине р. Оби–Хингоу 5000 м (рис. 7).

В Придарвазье отложения среднего–верхнего миоцена представлены в нижней части толщи красноцветными терригенными отложениями мощностью 2500 м, а в верхней части – серыми конгломе-

Таблица 1

Схема возрастного сопоставления стратиграфических схем

Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Туркмения				Узбекистан				
				Гаурдак-Керки-Кугитанг (А.А. Бяйков, 1967)	Вост. Заунгузье (А.И. Животовская, 1971)	Прирæлье (В.Г. Данилов, 1966; А.Г. Кутепов, 1971)	Юго-Западные Кызылкумы (В.Г. Данилов, 1966)	Бешкентский прогиб (Ю.Р. Смольников, 1969)				
Неогеновая	Четвертичная	Плиоцен	Верхний	Апшерон	Сероцветная песчаная толща	Ташыкырская	Апшерон-Бакинский	Ташыкырская				
					Апшерон	Садыварская	Апшеронская	Садыварская	Гузарская			
						Саятская	Зайрская		Хожальчинская 2			
						Сероцветная глинистая толща	Заунгузская	Саятская	Хожальчинская 1			
					Апшерон	Апшерон	Апшерон	Апшерон	Балкуинская	Кашкантауская	Неизвестен	
									Гузарская	Неизвестен	Кассантауская	Неизвестен
									Тандырчинская	Верхний миоцен		Учколсойская
					Апшерон	Апшерон	Апшерон	Апшерон	Нижне-сарматский	Агитминская		Кызылчинская
									Конкский	Агитминская		
									Каратаг Не выделен	Агитминская		
					Апшерон	Апшерон	Апшерон	Апшерон	Чокракский	Неизвестен		Кызылчинская
									Неизвестен	Неизвестен		
									Большужанская	Неизвестен		
					Апшерон	Апшерон	Апшерон	Апшерон	Кызылчинская	Дарьялыкская	Нижний миоцен	
									Кызылчинская	Дарьялыкская	Нижний миоцен	
Кызылчинская	Дарьялыкская	Нижний миоцен										
Апшерон	Апшерон	Апшерон	Апшерон	Олигоцен	Олигоцен	Верхний эоцен						
				Олигоцен	Олигоцен	Верхний эоцен						
				Олигоцен	Олигоцен	Верхний эоцен						

расчленения неогеновых отложений

		Таджикистан				Киргизия					
Кашкадарья (Ю.Р. Смольников, 1970)	Сурхандарья (Ю.Р. Смольников, 1971)	Я.Р. Меламед, 1964	В.В. Большев, 1967	В.И. Попов, 1965	Фергана (О.С. Вялов, 1935, 1947)	Впадины Тянь-Шаня, Ферганский межгорный прогиб (Б.А. Петрушевский, 1955)					
	Кулябская	Кулябская	Кулябская	Килимбинская	Чагатайский отдел	Сохская	Покровная				
	Сайробская		Аргамчинская	Полизакская				Бактрийский ярус	Анджиданская		
	Мунчакская	Куруксайская								Полизакская	
Алмаганская	Ямчинская	Куруксайская	Аргамчинская	Полизакская	Бактрийский ярус	Анджиданская	Каракитайская серия				
Шурасанская 3	Кюфрункая							Буйбичинская (Каранакская?)	Каранакская	Толстослоистая	
											Полизакская
		Каранакская									
Шурасанская 2	Байсунская	Тавильдаринская	Кафирниганская	Тавильдаринская	Массагетский ярус	Кафлукская серия	Глинисто-песчаниковая				
Шурасанская 1	Гаджакская	Хингоуская	Хингоуская	Хингоуская							
								Шурасанская 1	Гаджакская	Хингоуская	Хингоуская
Сулусайская	Шурыйская	Большужанская	Чвагамская	Чильдаринская	Массагетский ярус	Усунская серия	Кирпично-красная				
Кызылчинская								Большужанская	Тургакская	Большужанская	Камолинская
		Шурыйская	Большужанская	Шурыйская	Сумсарские слои	Сумсарские слои					



Рис. 7. Мощная толща тавильдаринских отложений в долине р. Оби-Хингоу – свидетельство интенсивных тектонических прогибаний в конце миоценового времени

ратами, мощность которых меняется от 900–1100 м на севере до 2000–2200 м на юге.

На западе Памиро–Алая, в центральной части Таджикской депрессии, средне–верхнемиоценовые толщи сложены массивными серыми мелко-, средне- и грубозернистыми песчаниками с редкими прослоями буровато–коричневых глин и алевролитов и линзами гравелитов и конгломератов.

В Сурхандарьинской депрессии рассматриваемые отложения в низах разреза состоят из песчаных пород с редкими прослоями глин и алевролитов, имеют мощность 620–1600 м, а в верхах представлены хорошо отсортированными мелкозернистыми породами – песчаниками, алевролитами и глинами – мощностью от 100 до 700 м.

Нижне- и среднеплиоценовые отложения довольно широко развиты в пределах Памиро–Алая. Они представлены каранакской и полизакской свитами. Граница между миоценом и плиоценом, условно проводится по подошве буроватых отложений каранакской свиты.

На востоке Памиро-Алая эти отложения залегают на отложениях миоцена с размывом и угловым несогласием, состоят преимущественно из галечников, реже из конгломератов серого или бурого цвета, мощностью 700-800 м.

В центральной части Памиро-Алая отложения ранне-среднеплиоценового возраста встречены на южном склоне хр. Петра Первого и в Дарвазском хребте. Здесь каранакская свита представляет собой толщу буровато-серых крупно- и среднегалечных, часто валунистых фангломератов мощностью 500 м.

Полизакская свита залегают на нижележащих отложениях с глубоким размывом. Она сложена пепельно-серыми крупногалечными, реже мелковалунистыми фангломератами мощностью 670 м. Общая мощность нижне-среднеплиоценовых отложений в центральной части Памиро-Алая достигает 1170 м.

В Придарвазье каранакская свита представлена толщей буровато-серых конгломератов мощностью на севере 1750 м, а на юге 400 м. Полизакская свита имеет здесь ограниченное распространение. Это толща однородных среднегалечных конгломератов с прослоями песчаников видимой мощностью от десятков метров до 1800 м.

В западной части Памиро-Алая нижне-среднеплиоценовые отложения представлены толщей серых мелко- и среднезернистых песчаников, которые вверх по разрезу замещаются конгломератами серого и бурого цвета. Мощность толщи от 600 до 1000 м.

Верхнеплиоценовые-нижнечетвертичные отложения представлены кулябской свитой. Впервые она была выделена Б.А. Борнеманом. Позднее аналогичные по составу и строению отложения в разных местах Памиро-Алая отмечались В.И. Поповым, который выделял их под названием килимбинских отложений, А.Р. Бурачеком, К.В. Бабковым и У.А. Кухмазовым, которые иногда относили их к отложениям кулябской свиты, а иногда считали самостоятельными стратиграфическими подразделениями, получившими названия килимбинской, бабатагской, адырной и даштакинской свит [6, 11, 15, 97].

До 60-х годов раннечетвертичный возраст кулябских отложений на вызывал сомнений. Однако впоследствии на основании палеонтологических данных [62, 65, 66] кулябская свита была условно расчленена на две свиты - верхнеплиоценовую (куруксайскую или кулябскую) и нижнечетвертичную (кулябскую, вахшскую или кайрубакскую) [66, 75, 76, 87].

Для большей части разрезов Памиро-Алая нельзя провести четкую границу между верхнеплиоценовыми и нижнечетвертичными отложениями, и их приходится рассматривать как единую стратиграфическую толщу.

На востоке Памиро-Алая, в Заалайском хребте, кулябские отложения представляют собой терригенную толщу грубого состава, которая в западной части хребта согласно, а в восточном - с резким угловым несогласием залегают на нижележащих отложениях.

Мощность свиты колеблется от 700 м на западе Заалайского хребта до 1200 в его центральной части и 400 м на востоке.

В пределах Алайского хребта кулябские отложения распространены в центральной части его южного склона, где они с резким угловым несогласием перекрывают больджуанскую свиту. В нижней части разреза отложения представлены желто-серыми глинистыми песками мощностью 400 м. Выше залегают плотные конгломераты с прослоями мелкозернистого кварцевого песка мощностью 150 м, а в верхней части разреза толща сложена гравелитами мощностью 200 м. Общая мощность отложений 700-750 м.

В центральной части Памиро-Алая кулябские отложения слагают древние дислоцированные генерации конусов выноса и предгорных шлейфов.

В каратегинском хребте юго-западнее пос. Новобад они представлены гравийными конгломератами, гравелитами и песчаниками, залегающими с угловым несогласием на породах нерасчлененного неогена, а местами и на отложениях палеозоя. Их мощность не превышает 80-90 м.

В Придарвазье кулябские отложения состоят из неяснослоистых серых галечников мощностью до 500 м, содержащих линзы глин и песчаников, охарактеризованных остатками растений плиоцен-раннечетвертичного возраста (сборы В.И. Попова в 1938 г.) [97].

В западной части Памиро-Алая кулябские отложения широко распространены. На востоке Таджикской депрессии в долине р. Куркусай кулябская свита сложена в нижней части конгломератами, которые вверх по разрезу замещаются суглинками, песчаниками и гравелитами. Мощность отложений достигает 500 м.

В пределах Яхсуйской депрессии фациальный и вещественный состав кулябских отложений закономерно изменяются в горизонтальном направлении. Западный склон хр. Хаэратишох сложен толщей красновато-бурых глин с редкими прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Галька в последних переотложена из неогеновых конгломератов. К северу общее количество грубообломочного материала возрастает. Видимая мощность кулябских отложений не превышает 150 м.

Своеобразное строение кулябские отложения имеют в районе развития соляных куполов. Вдоль западной части соляного купола Танапчи и восточной окраины плато Алимтай кулябские отложения обнажаются в виде узких (от 50 до 500 м) полос. Они имеют широкое площадное распространение и перекрываются лёссовидными суглинками среднечетвертичного возраста. Свита залегают на дислоцированных отложениях плиоцена и представлена двумя толщами: нижняя состоит из конгломератов, чередующихся с песчаниками и бурыми алевrolитами, мощностью 160-170 м; верхняя - сложена брекчированными известняками и имеет мощность 100 м.

На закрытых территориях кулябские отложения охарактеризованы сважинами, пробуренными в Вахшской и Яванской долинах. В Вахшской долине кулябские отложения по литологическим призна-

кам предположительно делятся на две толщи: нижняя представлена серыми песчаниками с включением мелкой гальки и гравия. Мощность толщи более 800 м. Верхняя толща имеет более грубый состав. Она представлена сильно карбонатизированными, красноцветными мелкоземами. Мощность ее 1100 м. В Яванской долине мощность кулябских отложений, вскрытых скважиной, достигает 1800 м [49].

В Сурхандарьинской депрессии отложения кулябского комплекса погребены и встречены на различных глубинах буровыми скважинами. Отложения представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, делювиальными и другими накоплениями.

В предгорьях Гиссарского хребта и западного склона хр. Баба-таг кулябские отложения представлены мощной толщей серых конгломератов [31], которые в южном направлении замещаются серыми алевролитами.

Одним из наиболее важных вопросов, касающихся стратиграфии неогеновых отложений, является вопрос о верхней возрастной границе кулябской свиты.

По-видимому, верхней границей формирования отложений следует считать конец первой половины раннечетвертичного времени. Об этом свидетельствуют следующие факты.

1. Разделение кулябских отложения на две разновозрастные свиты обосновано не повсеместно, и даже в наиболее изученных разрезах эта граница весьма условна.

2. Кулябские отложения заметно, иногда до 35–40°, дислоцированы и перекрыты слабо или практически недислоцированными отложениями среднечетвертичного возраста.

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Для расчленения четвертичных отложений Памиро-Алая существует целый ряд стратиграфических схем (табл. 2, вкл.). В 1961 г. на региональном Межведомственном совещании по изучению четвертичного периода Средней Азии и Казахстана была принята Рабочая схема расчленения четвертичных (антропогеновых) отложений Средней Азии и Южного Казахстана.

В последующие годы появились работы, в значительной мере уточняющие и детализирующие Рабочую региональную стратиграфическую схему [16, 52, 86, 87, 125].

Большое количество местных стратиграфических схем связано с генетическим разнообразием четвертичных отложений, зависящих от сочетания климатических и орографических условий, а также от их изменчивости в процессе рельефообразования.

Существенным недостатком почти всех стратиграфических схем для территории Памиро-Алая является принцип их построения — литолого-фациальный и геолого-геоморфологический. Это затрудняет корреляцию четвертичных отложений с соседними регионами, а также нередко их стратификацию в пределах одного региона.

В нашей работе за основу была принята Рабочая региональная стратиграфическая схема с дополнениями Н.П. Костенко, В.В. Лоскутова, В.А. Васильева, О.К. Чедия, А.К. Трофимова, А.А. Никонова. Схема согласована с местными стратиграфическими схемами среднедельных территорий и допускает тектонические построения на обширных территориях.

Нижнечетвертичные отложения охарактеризованы двумя фаціальными генерациями.

*Озерно-аллювиальные отложения* сохранились фрагментарно на южном склоне Алайского хребта между поселками Катта-Карамык и Джекенды. Они представлены светлыми и красно-бурыми глинами и суглинками, песками, гравелитами и галечниками. В этих отложениях встречены остракоды, указывающие на раннечетвертичный возраст отложений. Мощность толщи 40 м.

*Пролувиальные отложения* пользуются довольно широким распространением. Они представлены толщей грубосортированных конгломератов или конглобрекций. Их раннечетвертичный возраст установлен на основании стратиграфических соотношений. Эта толща залегает с видимым угловым несогласием на дислоцированных кулябских отложениях и перекрывается моренами предположительно среднечетвертичного возраста. Мощность отложений незначительна и не превышает 60 м.

Среднечетвертичные отложения представлены илякским комплексом. Они пользуются чрезвычайно широким распространением, достигая наибольшего развития в пределах адырных возвышенностей в предгорьях главных хребтов. Однако нередко они залегают по склонам хребтов, а также на водоразделах, перекрывая дислоцированные и срезовые неогеновые и кулябские отложения. Среднечетвертичный возраст отложений илякского комплекса установлен по фаунистическим находкам.

Кроме того, у г. Курган-Тюбе в отложениях, перекрывающих с угловым несогласием кулябские галечники, были найдены орудия мустьерской культуры. В низовьях р. Вахш, в отложениях илякского комплекса встречены многочисленные находки ашельмустьерской и мустьерской культур [102].

К илякскому комплексу отнесены *аллювиальные отложения* высоких террас древней гидросети и сопряженные с ними пролювиальные и делювиальные отложения. В пределах Памиро-Алая к илякскому комплексу относятся также ледниковые и флювиогляциальные отложения. Из аллювия состоят надпойменные террасы, расположенные гипсометрически ниже платообразных поверхностей, слагаемых отложениями кулябского комплекса. В предгорных и центральных частях впадин среднечетвертичные террасы имеют, как правило, двучленное строение. Нижняя часть сложена галечниками, гравием и песками, которые постепенно замещаются вверх по разрезу палевыми и коричневато-серыми лёссовидными суглинками. Мощность отложений 50-80 м.

*Лёссовые отложения* очень широко распространены. В предгорьях в лёссовой толще нередко наблюдаются линзовидные прослои песчаных и песчано-галечных отложений.

В центральных участках межгорных впадин верхняя часть илякских отложений представлена толщей однообразных, тонко **отмученных** лёссовидных суглинков мощностью от 20 до 250 м.

Не существует единой точки зрения на генезис и возраст лёссов. Ранее преобладали представления о физическом или геохимическом происхождении лёссов Средней Азии [69, 91, 116, 117, 126]. В настоящее время наибольшее распространение получила гипотеза о смешанном генезисе отложений лёссового комплекса [16, 51]. Эоловому процессу согласно этой гипотезе придается второстепенное значение. Образование основной массы исходного мелкоземистого материала связывается с резко континентальными климатическими условиями, установившимися в период древнего оледенения. Главным источником накопления этого материала являлось горное обрамление, где господствовали процессы активного физического выветривания [51]. Отсюда мелкозем выносился реками в предгорные области, где и накапливался. Распределение илякских лёссов тяготеет к долинам палеорек. Основная роль в процессе осадконакопления отводится деятельности паводковых вод. Существует также представление, что лёссовые толщи в долинах Афгано-Таджикской депрессии накопились в результате периодических разливов крупных рек.

Современное залегание лёссов на различных гипсометрических уровнях является следствием послеилякских тектонических движений [51]. Сторонники эоловой гипотезы указывают, что лёсс, часто залегающий на большой высоте, не могли образовать текучие воды. Однако достоверно выявленные молодые поднятия, превратившие аккумулятивные равнины в высоко поднятые участки, в том числе и водораздельные, свидетельствуют не в пользу эоловой гипотезы.

Лёссовые отложения нередко встречаются среди верхнечетвертичных и голоценовых образований, но особый интерес представляет основная масса лёссовидных отложений, относимых к илякскому комплексу, распространение которых ограничено высотами порядка 2500 м. Они расположены в основном вдоль древних долин и водоразделов [51]. Принадлежность лёссовых отложений различных генераций, находящихся на различных гипсометрических уровнях, к одному возрастному интервалу подтверждается геолого-геоморфологическими данными. Однако вопрос об абсолютном возрасте лёссовых отложений требует своего дальнейшего разрешения. По-видимому, наиболее правильной следует считать точку зрения Н.П. Костенко, А.А. Никонова и Е.А. Мичиной, определяющих возраст лёссовых толщ как среднечетвертичный [51, 76, 86].

*Ледниковые отложения* развиты в восточной части Памиро-Алая. К ним относится морена, покрывающая почти сплошным чехлом широкую увалистую поверхность северного склона

Заалайского хребта в районе перевала Таумурун. Местами эта морена перекрывает конгломераты пролювиального генезиса раннечетвертичного возраста. Морена состоит из обломков пород палеозойского, мезозойского и палеогенового возраста, размером от 2-3 до 1-1,5 м, погруженных в суглинистый материал бурого цвета. Петрографический состав обломков, среди которых преобладают красноцветные песчаники, указывает, что источники их сноса расположены в Заалайском хребте.

Среднечетвертичная морена залегает также на южном склоне Алайского хребта между долинами рек Талдык и Дамджайляу. В верховьях р.Талдык она встречена на высоте свыше 100 м над руслом реки [125].

В районе слияния рек Кызылсу и Муксу расположено урочище Ляхш, где развиты древние конечные морены ледника Федченко (рис. 8). Эти морены подробно были описаны в 1936 г. К.К. Марковым, который впервые отнес их к максимальной фазе последнего позднечетвертичного оледенения. В дальнейшем оценка возраста этих морен неоднократно менялась. Так, Н.А. Гвоздецким моренные образования урочища Ляхш и северного склона хр. Петра Первого были разделены на две генерации. Ляхшские морены и моренные образования, залегающие на фрагментах денудационной поверхности выравнивания вдоль северного склона хр. Петра Первого (урочище Тупчак) на высотах 2500-3000 м, Н.А. Гвоздецкий отнес к максимальному, предпоследнему оледенению, которое датируется среднечетвертичным временем. Эта ляхшская морена, по его мнению, сопряжена с поверхностью III надпойменной террасы долины р.Сурхоб [22].

Морены, расположенные в нижней части долины р. Шурак и на северном склоне хр. Петра Первого, к востоку от долины р. Шурак, были отнесены Н.А. Гвоздецким к постмаксимальному - позднечетвертичному - оледенению и параллелизовались с поверхностью II надпойменной террасы долины р. Сурхоб.

Позднее Н.А. Гвоздецкий, изучая древнее оледенение в бассейне р. Алтындара, пришел к выводу, что ляхшская морена синхронна алтындаринской, которая относится к среднечетвертичному оледенению [23].

О.К. Чедия и В.А. Васильев отнесли ляхшскую морену к максимальной стадии последнего позднеплейстоценового оледенения и параллелизовали ее с поверхностью III надпойменной террасы р. Сурхоб, возраст которой считали позднечетвертичным (душанбинский комплекс). К этому же оледенению О.К. Чедия и В.А. Васильев отнесли моренные образования северного склона хр. Петра Первого, которые Н.А. Гроздецкий связывал с постмаксимальным оледенением. Морена долины р. Шурак, сопоставляемая Н.А. Гвоздецким с ляхшской, была отнесена этими исследователями к среднечетвертичному предпоследнему оледенению [133].

А.А. Юрьев также относил ляхшскую морену к последнему позднеплейстоценовому оледенению и сопоставлял ее с поверхностью III надпойменной террасы р. Сурхоб [143].

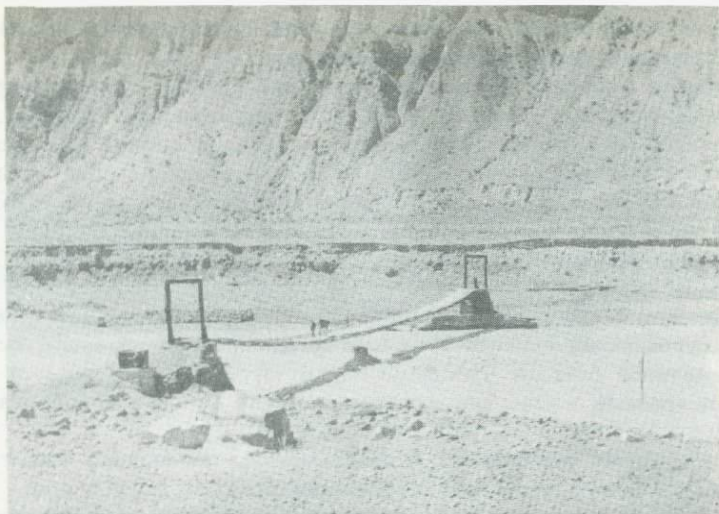


Рис. 8. Левый борт долины р. Муксу с низкими голоценовыми террасами, выработанными в среднечетвертичных моренных отложениях ледника Федченко

А.К. Трофимов после тщательного и детального изучения этого вопроса пришел к выводу, что ляхшскую морену следует сопоставлять с IV надпойменной террасой р. Сурхоб. Среднечетвертичный возраст ляхшской морены был установлен А.К. Трофимовым путем сопоставления ляхшской и алтындаринской морен. Проведя эту параллелизацию, А.К. Трофимов пришел к тому же выводу, что и Н.А. Гвоздецкий, об одновозрастности этих образований [123].

*Флювиогляциальные отложения* тесно связаны с одновозрастными моренами, однако они сохранились далеко не во всех районах развития этих морен.

На востоке исследуемой территории, в междуречье Айлямы и Коксу, флювиогляциальные отложения представлены мелко-среднегалечным материалом. По своему петрографическому составу обломочный материал явно тяготеет к породам Заалайского хребта. Мощность отложений 21 м.

*Пролувиальные отложения* слагают генерации конусов выноса и предгорных шлейфов. Они распространены в бассейнах рек Коксу (западной), Кавык, Кызылункур и Кашкасу. Возраст этих отложений определяется условно по их залеганию на конгломератах пролувиального облика, относимых к раннечетвертичному возрасту. Мощность отложений 40-50 м.

Верхнечетвертичные отложения представлены осадками душанбинского комплекса. К ним относятся аллювиальные, аллювиально-пролувиальные, пролувиальные, ледниковые, флювиогляциальные и гравитационные образования.

Позднечетвертичный возраст отложений душанбинского комплекса подтвержден рядом археологических находок [92, 102].

Наиболее широким распространением пользуются *аллювиальные отложения*, которые слагают IV, V и VI надпойменные террасы. Как правило, они имеют двучленное строение. В нижней части расположены галечники, гравий, реже супеси, в верхней части — лёссовидные суглинки с линзами гравия и песка. Общая мощность 40–50 м.

*Аллювиально-пролювиальные отложения* слагают сопряженные с речными террасами конусы выносов. Они представлены слабосортированными мелкогалечными образованиями, которые сверху открыты суглинками, супесями и лёссовидными отложениями. Ряд исследователей считают эоловыми верхнечетвертичными образованиями покровные лёссы, распространенные на склонах и водоразделах [86].

*К ледниковым отложениям* относят морены последнего оледенения, залегающие в восточной части Алайской долины и в предгорьях Заалайского хребта. По характеру рельефа и взаимоотношениям выделяются две самостоятельные морены. Морена более ранней стадии слагает большое количество беспорядочно разбросанных, невысоких (20–40 м) бугров и замкнутых котловин. Морены более поздней стадии также характеризуются бугристым рельефом, но значительно меньшими размерами бугров (5–10 м); у каждой морены выделяется конечный вал. Мелкобугристые морены последней стадии позднечетвертичного оледенения вложены в крупнобугристую морену предпоследней стадии. В литературе морены этого возраста получили название чукуровых. Состав слагающих их обломков полностью зависит от состава подстилающих пород. Мощность моренных отложений составляет 70–80 м.

В пределах южного склона Алайского хребта, в верховьях долины р. Дамджайлау, также выделяется морена позднечетвертичного оледенения. Но если северные склоны Заалайского хребта сложены на огромных площадях моренными отложениями значительной мощности, то в Алайском хребте морены обычно маломощны, не имеют такого широкого распространения. Оледенение здесь, по всей вероятности, было в большинстве долин одностадийным.

*Флювиогляциальные отложения* имеют широкое распространение и генетически тесно связаны с одновозрастными моренами. В рельефе отчетливо выделяются их широкие шлейфы, часто со следами древних сухих русел. Наиболее четкие взаимоотношения их с моренами наблюдаются в Алайской долине.

*Гравитационные отложения* представлены обвалами, встречены в Алайской долине (р. Комансу) и в урочище Ляхш. Мощность отложений до 30–35 м.

К голоценовым образованиям относятся аллювиальные отложения русел, пойм I, II и III надпойменных террас крупных рек, пролювиальные отложения конусов выноса (рис. 9), конечные и поверхностные морены современных ледников. Широко развиты



Рис. 9. Долина р. Оби-Хингоу. Низкая надпойменная терраса голоценового возраста, выработанная на отложениях конуса выноса

отложения, связанные с процессами гравитации, морозного выветривания и солифлюкции.

Голоценовые отложения датируются многочисленными памятниками гиссарской культуры, остатки которых найдены во многих районах Таджикистана. В различных образцах древесины был определен её абсолютный возраст: 1) древесина из отложений I надпойменной террасы р. Сурхоб в районе пос. Гарм —  $5070 \pm 50$  лет [135]; 2) образцы из III надпойменной террасы р. Сурхоб в районе пос. Новобад, собранные в 1976 г. А. Сарно-Войсицким и В.И. Ермалиным и определенные в Институте геологии АН СССР Л.Д. Сулержицким, —  $2340 \pm 100$  лет,  $800 \pm 300$  лет [40].

*Аллювиальные отложения* представлены галечниками, песками, супесями, мощность которых не превышает 15–20 м.

*Ледниковые отложения.* Оледенение южного склона Алайского хребта невелико. Заалайский хребет, наоборот, покрыт мощными ледниками и снежниками. Современные морены в центральной части Памиро-Алая представлены несортированными щебнисто-глыбовыми накоплениями, формирующими ледниковый рельеф.

*Флювиогляциальные отложения* тесно связаны с современными моренами и представлены плохо сортированным и среднеокатанным терригенным материалом. Они выполняют широкие речные долины, в верховьях которых развиты современные ледники.

*Пролувиальные отложения* обычно образуют небольшие конусы выноса, сложенные перебитым галечником и песчано-суглинистым материалом мощностью 30–40 м.

## ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВЫЯВЛЕНИЯ И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ СКОРОСТИ ГОРООБРАЗОВАНИЯ

Геологические и геоморфологические особенности Памиро-Алая в связи с изучением тектонических движений неогенового и четвертичного времени обусловили выбор комплекса методических приемов, наилучшим образом отвечающих решению поставленных задач.

В целом ряде работ [53, 88, 106] были даны основы методики изучения новейших тектонических движений. Однако применение этой методики позволяло получить лишь суммарные амплитуды тектонических перемещений и среднюю скорость поднятий и прогибаний структурных элементов за новейшее время. При переходе к дифференцированному рассмотрению новейшего времени и к оценке тектонических перемещений за отдельные его подразделения приходилось каждый раз выбирать методику, позволявшую получить наибольшую точность результатов.

При изучении тектонических движений неогена и его подразделений в качестве основного метода исследований применялся факультетно-мощностной метод. С его помощью были оценены величины прогибаний областей осадконакопления и воссозданы палеогеографические условия, существовавшие на протяжении неогена.

Переход к более дробным и меньшим по продолжительности отрезкам времени, таким, как четвертичный период и отдельные его подразделения, потребовал применения совершенно иных методических приемов.

В последние годы появились работы, в которых предлагаются те или иные способы получения количественных характеристик четвертичных тектонических движений [1, 84, 124]. Однако применение этих методов в иных природных условиях требует очень осторожного подхода.

В основе предлагаемой методики лежит выбор соответствующего опорного геоморфологического уровня и оценка возможностей его реконструкции для получения амплитуд тектонических перемещений как за весь четвертичный период в целом, так и за отдельные его этапы.

### ВЫБОР ОПОРНОГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО УРОВНЯ

Изучение современной морфологии рельефа и анализ четвертичных отложений позволяют подойти к вопросу о выборе опорного геоморфологического уровня, реконструкция которого даст возможность восстановить ход и направленность тектонических движений. Основные этапы геоморфологического развития Памиро-Алая, обусловлен-

ные цикличностью тектонических движений, находят свое отражение в ярусности рельефа<sup>1</sup>. Здесь выделяются три основных яруса рельефа, соответствующие "всплескам" тектонической активности. Каждому из этих ярусов соответствуют аккумулятивные отложения в областях седиментации.

Существует точка зрения, что верхний ярус современного рельефа Памиро-Алая образовался в начале новейшего этапа [52, 134]. Поверхность верхнего яруса рельефа срезает как мезо-кайнозойский осадочный покров, так и палеозойский фундамент. Местами фрагменты поверхности выравнивания совпадают с древним пенепленом. Гипсометрически ниже верхнего яруса располагается средний ярус рельефа, который условно расчленяется на две части — верхнюю и нижнюю.

Верхний подъярус условно коррелируется со среднемиоценовыми — нижнеплиоценовыми молассами Таджикской депрессии. Нижний подъярус коррелируется с верхнеплиоценовыми — нижнечетвертичными отложениями [25, 60, 103, 104, 133, 138].

Наибольший интерес с точки зрения выбора опорного геоморфологического уровня представляет нижний подъярус среднего яруса рельефа. Именно в его пределах была выделена денудационно-эрозионная поверхность выравнивания, которую при последующих тектонических реконструкциях можно выбрать в качестве опорного геоморфологического уровня [25, 36, 103, 104, 131, 137].

#### ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ РЕКОНСТРУКЦИИ ОПОРНОГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО УРОВНЯ

Опорный геоморфологический уровень должен отвечать трем неизменным условиям: 1) широкое распространение; 2) возрастное единство; 3) генетическое единство.

1) Пространственное расположение фрагментов опорного геоморфологического уровня показано на рис. 10 (см. вкл.).

Расположенные на высотах от 700–1600 м на западе, в пределах хребтов Таджикской депрессии, до 3500–4000 м на востоке, в пределах Алайской долины и ее горного обрамления, фрагменты опорного геоморфологического уровня представляют собой относительно широкие участки полого всхолмленного рельефа, приподнятые на различную высоту. Достаточно полное их описание приводится в работах [25, 39, 103, 104, 130, 131, 137, 138] (рис. 11).

<sup>1</sup> Под ярусом рельефа понимается часть склона в комплексе с примыкающими к нему террасовидными поверхностями эрозионно-денудационного происхождения, иногда с наложенной на них аккумуляцией того же этапа. Ярус рельефа отличается свойственным ему комплексом физико-географических условий формирования поверхности при определенном режиме тектонических движений. Ярусы подразделяются на подъярусы, а последние включают ступени террасы, отражающие более мелкие циклы эрозионного расчленения территории [123].

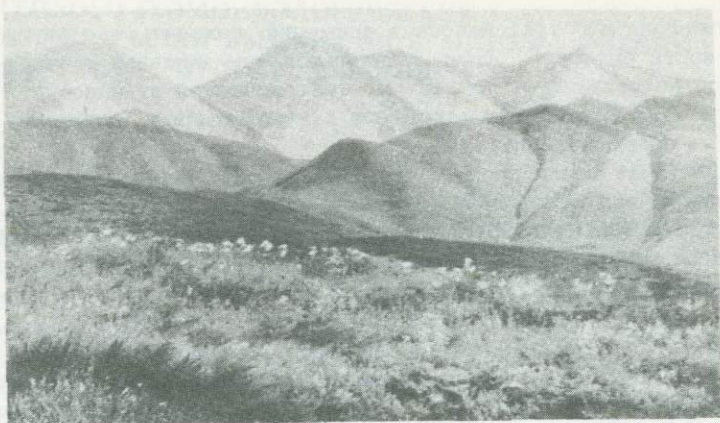


Рис. 11. Облик поверхности выравнивания, реконструируемой вдоль северного склона хр. Петра Первого

Опорный геоморфологический уровень лучше всего сохранился в пределах северного склона хр. Петра Первого, где его фрагменты представлены широкими пологими плато с превышениями рельефа до 100–150 м, и в пределах хребтов Таджикской депрессии (рис. 12). Переходы фрагментов опорного геоморфологического уровня в различных частях Памиро–Алая прослеживались непосредственно в полевых условиях аэровизуальным наблюдением.

На востоке Памиро–Алая, в Алайской долине, фрагменты опорного геоморфологического уровня пользуются незначительным распространением. Локальные его участки встречаются в пределах южного склона Алайского хребта на абсолютных высотах 3600–4000 м. В пределах северного склона Заалайского хребта хорошо выраженные фрагменты вообще отсутствуют. Здесь можно говорить лишь о перегибах склона, так называемых плечиках, напоминающих собой террасовидные уступы и соответствующих по гипсометрическому положению опорному геоморфологическому уровню.

Ступенчатый характер распространения фрагментов опорного геоморфологического уровня большинством исследователей объясняется последующими, вслед за его формированием, тектоническими движениями, которые раздробили некогда единую поверхность на отдельные блоки и сместили их по разломам на различную высоту. В пользу единства поверхности опорного уровня можно привести ряд примеров: в пределах северного склона хр. Петра Первого, где уровень наиболее широко развит и наилучшим образом изучен, ступени не всегда поднимаются к водоразделу последовательно одна над другой. В ряде случаев средняя по своему местоположению ступень находится гипсометрически ниже или выше окружающих ее участков уровня. Кроме того, языки моренных отложений предположительно средне-четвертичного возраста в отдельных случаях перекрывают сразу

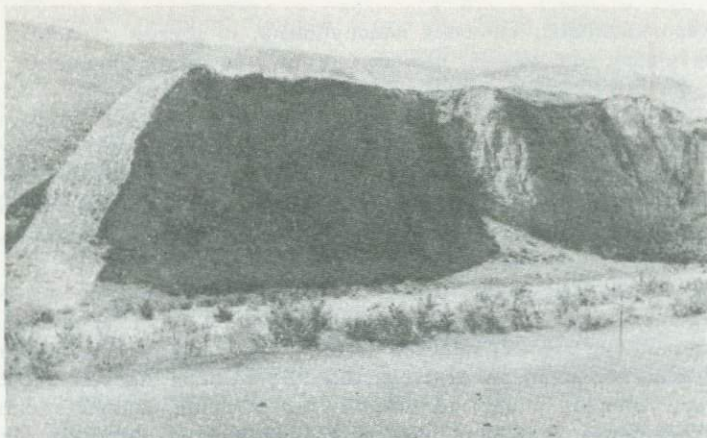


Рис. 12. Фрагмент опорного геоморфологического уровня, выработанного в Таджикской депрессии на отложениях кулябского возраста

несколько разновысотных ступеней; сами они также бываюТ смещены. Подобные факты описаны в литературе [107, 133].

В пределах Таджикской депрессии, в нижнем течении р.Кызылсу (таджикской), образуя правый ее борт, расположен хр. Каратау. Морфологически его строение на широте кишлака Пархар следующее: уплощенная поверхность водораздела, перекрытая толщей лёссовых отложений мощностью до 10 м, имеет ширину в первые сотни метров. Она крутым уступом высотой до 300–400 м обрывается к востоку. От тылового шва уступа в направлении к р.Кызылсу протягивается слабонаклонная пологохолмистая поверхность, имеющая относительную высоту над урезом воды 350–400 м. В эту поверхность вложен комплекс террас р.Кызылсу; возраст самой высокой из них определяется как среднечетвертичный. Водораздельная поверхность срезает меловые и палеогеновые отложения. Нижняя поверхность срезает палеогеновые и неогеновые отложения. Обе поверхности перекрыты толщей лёсса, возраст которой условно определяется как среднечетвертичный. Следуя в северном направлении по простиранию хребта, можно наблюдать, как постепенно эти фрагменты сливаются и образуют единую поверхность, перекрытую толщей лёссовых отложений. Подобные примеры наблюдались в хребтах Териклитау, Джилантау и некоторых других. Существенным доводом в пользу единства опорного геоморфологического уровня является перекрытие разновысотных поверхностей единой разновозрастной толщей лёссовых отложений.

2) Одним из наиболее сложных и важных является вопрос о возрасте опорного геоморфологического уровня. В большинстве известных работ возраст денудационно-эрозионной поверхности определяется плиоцен-раннечетвертичным временем [16, 25, 123, 132, 137] на основании того, что поверхность, с одной стороны, срезает отложе-

ния мезо-кайнозоя, включая плиоценовые, с другой стороны, среди четвертичных отложений, лежащих на уже сформированный опорный геоморфологический уровень, наиболее древними являются отложения средне-позднечетвертичного возраста. В то же время большинство исследователей указывают на значительную активизацию тектонических движений в раннечетвертичное время, сопровождавшуюся увеличением поднятий. Ряд авторов идут еще дальше, сокращая верхнюю возрастную границу опорного уровня до первой половины раннечетвертичного времени.

Однако ряд факторов заставляет пересмотреть вопрос о возрасте опорного геоморфологического уровня Памиро-Алая. В пределах Таджикской депрессии, помимо мезозойских и палеоген-неогеновых отложений, поверхность выравнивания во многих местах (хребты Бабатаг, Кугитек и др.) выработана на дислоцированных отложениях кулябской свиты и практически везде перекрыта лёссовой толщей значительной мощности. Следовательно, начало ее формирования происходило после завершения кулябского цикла аккумуляции и последовавшего вслед за этим всплеска тектонической активности, в результате которого мощные толщи кулябских отложений были дислоцированы. По существующим представлениям процесс формирования опорного геоморфологического уровня происходит в условиях, близких к тектоническому покою. В пределах же Памиро-Алая после накопления неогеновых моласс в конце среднего плиоцена происходит процесс складкообразования, который заканчивается формированием верхнего подъяруса среднего яруса рельефа.

Для кулябского этапа тектонического развития Памиро-Алая, который захватил верхний плиоцен и первую половину раннечетвертичного времени, характерной особенностью является не затухание тектонической активности, а, наоборот, ее активизация. Маловероятно, что в подобных условиях происходил процесс формирования опорного геоморфологического уровня. Подобные условия типичны не только для западной части Памиро-Алая, но и для его восточной части. В Алайской долине нерасчлененные плиоцен-нижнечетвертичные сильно дислоцированные отложения, срезанные опорным геоморфологическим уровнем, перекрыты моренными образованиями средне-позднечетвертичного возраста. Отсутствие дислоцированных отложений, коррелятных кулябской свите, в пределах северного склона хр. Петра Первого еще не является поводом для одревнения его возраста, тем более что фрагменты опорного геоморфологического уровня, развитые в пределах хр. Петра Первого, четко прослеживаются в Таджикской депрессии. Особенно хорошо это видно в верховьях рек Яхсу и Оби-Мазар (перевал Полизак), в районе Илякского перевала и в районе перевала Чормазак. Следовательно, началом формирования опорного геоморфологического уровня Памиро-Алая следует считать время, наступившее вслед за окончанием процесса складкообразования, завершившего кулябское осадконакопление. Временем окончания формирования опорного геоморфологического уровня следует считать время накопления лёссовых толщ.

3) Важное значение имеет вопрос о происхождении опорного геоморфологического уровня. Данные о его генезисе изложены лишь частично [39, 137, 138]. Крупномасштабное картирование территории Памиро-Алая позволило выявить закономерности в расположении фрагментов опорного геоморфологического уровня (см. рис. 10): все они тяготеют к долинам крупных рек, протекающих на большей части Памиро-Алая. Это позволило предположить, что опорный геоморфологический уровень представлял днища долин палеорек, протекавших в пределах Памиро-Алая. В целом это предположение оказалось верным, поскольку в некоторых местах сохранился древний аллювий [132]. Косвенным доказательством принадлежности реликтов опорного геоморфологического уровня к палеорекам является наличие на них толщ лёссовых отложений. Формирование этих толщ могло происходить вследствие отмучивания мелкоземистого материала во время паводковых разливов палеорек [51].

Таким образом, расположенные в нижнем подъярусе среднего яруса рельефа фрагменты опорного геоморфологического уровня дают нам возможность провести соответствующие реконструкции в целях оценки суммарного эффекта тектонических перемещений за время, последовавшее вслед за его формированием.

#### **ВЫЯВЛЕНИЕ АМПЛИТУД ГОРООБРАЗОВАНИЯ В ТЕЧЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ**

При тектонических реконструкциях следует разграничивать относительные и абсолютные тектонические перемещения.

Относительные тектонические перемещения соседних участков или блоков земной поверхности выявлялись непосредственно в полевых условиях. Крупномасштабное геолого-геоморфологическое картирование (в масштабе 1:100 000) позволило получить надежный материал о современном гипсометрическом положении фрагментов опорного геоморфологического уровня (см. рис. 10). Анализ этой схемы дает нам возможность установить амплитуды относительных перемещений фрагментов опорного геоморфологического уровня.

Абсолютные тектонические перемещения всей области в целом могут быть получены как разность современного и первоначального гипсометрического положения опорного геоморфологического уровня. Амплитуды четвертичных тектонических движений будут равны разности абсолютных высот этих гипсометрических положений уровня.

#### **ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПЕРВОНАЧАЛЬНОГО ПОЛОЖЕНИЯ ОПОРНОГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО УРОВНЯ**

При тектонических поднятиях реки, врезаясь в собственное ложе, должны все время оставаться на уровне профиля равновесия [70]. Поэтому до недавнего времени за нуль отсчета при тектонических реконструкциях принимался современный продольный профиль русла

реки, а высоты надпойменных террас и поверхности выравнивания должны были характеризовать общую и поэтапные амплитуды поднятия. Однако при интенсивных тектонических движениях реки не всегда успевают восстанавливать профиль равновесия и как бы "всплывают" постепенно вверх. Иными словами, величина врезания реки не совпадает по значению с амплитудой тектонического поднятия за один и тот же временной отрезок, и, как правило, глубина эрозионного расчленения несколько меньше амплитуд тектонических поднятий за одно и то же время. Анализируя продольные профили рек Памиро-Алая (особенно это касается транзитных рек), которые в большинстве своем имеют горные и предгорные части долин, можно наблюдать, как эрозионные террасы в горных частях постепенно вверх по долине увеличивают свою относительную высоту, а вниз по долине уменьшают, погружаясь в депрессионных частях одна под другую. Это явление позволяет качественно оценить характер и направленность развития различных частей долины. Как правило, верховья рек испытывают интенсивные тектонические поднятия, в то время как предгорные части долин или поднимаются гораздо менее интенсивно, или испытывают прогибание. Точка перегиба современного тальвега с поверхностью, характеризующей современное гипсометрическое положение опорного геоморфологического уровня, дает нуль отсчета, который на протяжении четвертичного периода имел практически постоянную абсолютную высоту. Методика восстановления гипсометрического положения днищ палеорек разработана в ряде работ [8, 124, 137].

Проблема восстановления первоначального положения опорного геоморфологического уровня является чрезвычайно сложной и не имеет однозначного решения. Она состоит из решения конкретных вопросов: восстановление палеогидросети, существовавшей в период формирования опорного геоморфологического уровня; определение гипсометрического положения местных базисов эрозии; восстановление первоначального гипсометрического положения опорного геоморфологического уровня.

1. Распространение современных реликтов днищ палеорек дает возможность достаточно надежно наметить положение основных палеодолин. Особое внимание необходимо уделить транзитным палеорекам, поскольку они, пересекая различные тектонические структуры, являются связующим звеном при изучении тектонических перемещений. Современную территорию Памиро-Алая пересекает крупная транзитная река Кызылсу-Сурхоб-Вахш. Опираясь на собственные наблюдения и на данные других исследователей [57, 132], мы пришли к выводу, что в послекулябское время существовала крупная транзитная палеорека, которая пересекала практически всю территорию Памиро-Алая, но имела несколько иной рисунок (рис. 13, вкл.).

По данным К.В. Курдюкова, в пределах современной Алайской долины существовала р. пра-Кызылсу, которая протекала на месте современного северного склона Заалайского хребта. Не имея стока в современную долину р. Сурхоб в связи с существовавшим ниже

устья р. Катта-Карамык поперечным поднятием, пра-Кызылсу через сквозную долину Алтындара и Терс-Агарсу имела выход в долину р. пра-Муксу, а оттуда вдоль северного склона хр. Петра Первого и далее через Илякский перевал в Гиссарскую долину. Вопрос о перестройке долины р. Вахш в районе Илякского перевала освещен в литературе [9, 59]. По данным Н.П. Костенко, современный перевал Зардолу — водораздел между долиной р. Иляк и Яванской впадиной, в раннечетвертичное время отсутствовал, и долина пра-Вахша располагалась на месте современных долин Иляк-Явансу. Распадение единой палеодолины на локальные впадины произошло в начале среднего плейстоцена. Плоская поверхность перевала Зардолу являлась дном древней долины пра-Вахша, который, протекая в южном направлении через Яванскую и Вахшскую долины, впадал в пра-Амударью.

Из крупных палеорек следует отметить пра-Оби-Хингоу, которая, по данным О.К.Чедия, имела следующее направление течения: долина Равно — среднее течение современной Оби-Хингоу-Даштиховак — водораздел рек Оби-Мазар-Кызылсу — нижнее течение современной Яхсу.

Река пра-Кафирниган имела направление течения, близкое к современному. Ее дно располагалось на месте современного восточного склона хр. Бабатаг.

Пра-Сурхандарья имела примерно то же направление течения, но располагалась несколько западнее современного русла (см. рис. 13).

Следует отметить, что все крупные палеореки являлись правыми притоками пра-Амударьи, которая в период формирования опорного геоморфологического уровня протекала через низменные Каракумы и впадала в Каспийское море [83]. В верхнем своем течении (от устья Вахша до г. Кызыл-Аяк) пра-Амударья имела примерно то же, что и сейчас, направление течения. Древняя река пра-Амударья по данным бурения прослеживается от г. Кызыл-Аяк в направлении Учаджи и далее в Западно-Туркменскую низменность (см. рис. 14).

2. Точность реконструкции первоначального гипсометрического положения опорного геоморфологического уровня зависит от достоверности установления абсолютных высот местных базисов эрозии. Базисом эрозии реки следует считать уровень приемного бассейна [70]. Таким базисом эрозии для палеорек, дренировавших Таджикскую депрессию, должна была быть пра-Амударья. Наша задача сводится к прослеживанию современного положения опорного геоморфологического уровня вдоль предполагаемого течения пра-Амударьи. Имеющиеся данные о мощности и современном залегании кровли бакинских отложений, вскрываемых серией скважин в Западно-Туркменской низменности, и данные геолого-геоморфологического анализа [128], позволяющие, правда достаточно условно, восстановить современное положение опорного геоморфологического уровня на месте пра-Амударьи, дают возможность получить "точку" перегиба, которая в течение четвертичного периода сохраняла неизменную высоту (рис. 14). Несовершенство и некоторая условность наших построе-

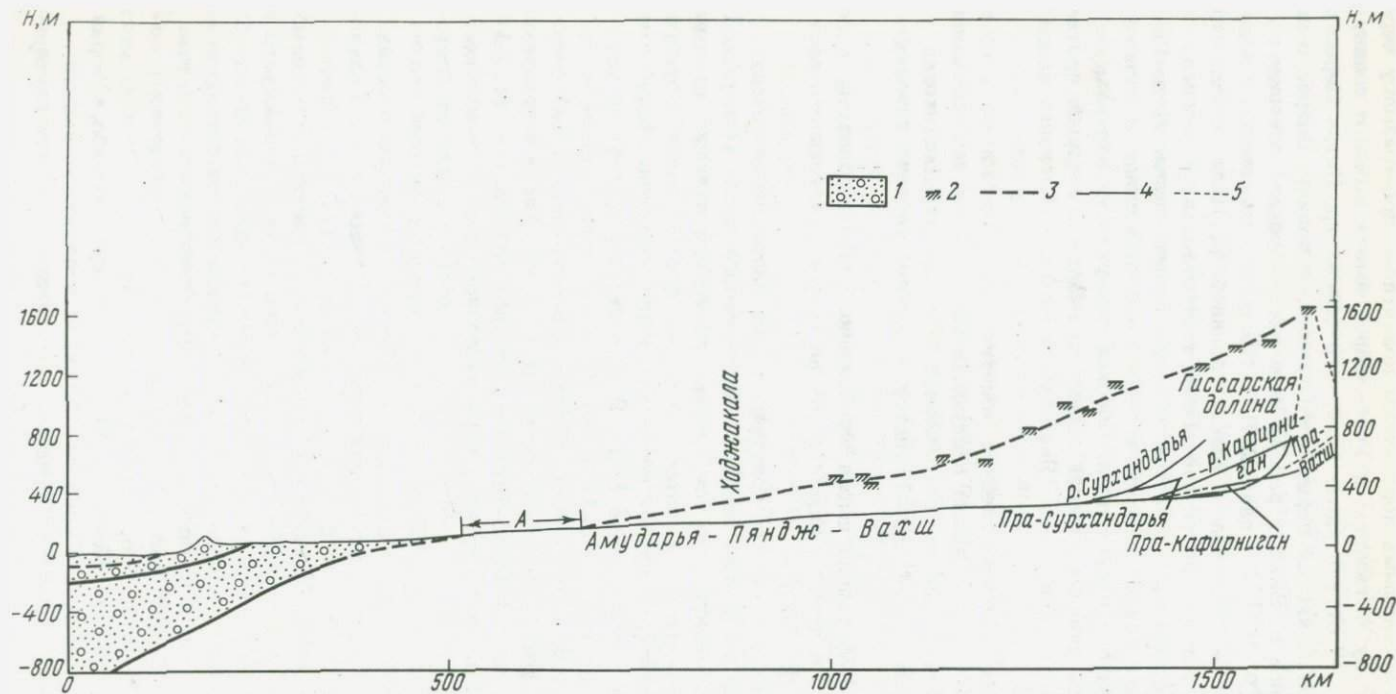


Рис. 14. Восстановление палеоуклонов и палеобазиса эрозии для нижних частей палеорек Памиро-Алая

1 - четвертичные отложения, развитые в устьевой части р. пра-Амударья; 2 - современное гипсометрическое положение опорного геоморфологического уровня; 3 - современное положение палеоднища р. пра-Амударья-Вахш (точка перегиба с современной линией уреза дает палеобазис эрозии для палеорек Памиро-Алая); 4 - современные русла рек Памиро-Алая; 5 - палеоруслу прарек Памиро-Алая

ний практически не влияют на точность полученного результата, поскольку современные уклоны восстановленного русла пра-Амударьи весьма незначительны. Колебание уклонов рек Средней Азии свидетельствует, что значения 0,5–1,0 м/км обычны для рек предгорной территории. Это позволяет предполагать, что уклон русла пра-Амударьи был близок к современным уклонам. Простейшие расчеты показывают, что высоты устьевых частей пра-Сурхандарьи, пра-Кафирнигана и пра-Вахша практически оставались неизменными на протяжении четвертичного периода и могут являться точками отсчета (местным базисом эрозии) для восстановления опорного геоморфологического уровня в пределах Таджикской депрессии. Оценивая абсолютную высоту местного базиса эрозии для пра-Пянджа, располагавшегося в районе кишлака Хирманджоу, Т.П.Белоусов получил величину 650 м, которая характеризует положение опорного геоморфологического уровня в восточной части Таджикской депрессии [8]. К подобным оценкам абсолютной высоты первоначального рельефа восточной части Таджикской депрессии пришел и В.А. Бельский [9]. Этот исследователь считает, о первоначальное положение исходной поверхности может быть восстановлено по современным отметкам русел наиболее крупных рек – Пянджа и Вахша, поскольку за последний всплеск тектонической активности их “всплывание” не может превышать нескольких десятков метров. Восстанавливая палеорельеф исходной поверхности, восточной части Таджикской депрессии, В.А. Бельский оценивает абсолютные высоты исходной поверхности конца раннечетвертичного времени в северной части в 1000 м, а в южной – 600–700 м. В южном направлении первая величина уменьшается до 600–700 м, а вторая – до 300–400 м. Полученные данные позволяют оценить первоначальное гипсометрическое положение опорного геоморфологического уровня примерно в тех же значениях.

3. Наиболее сложная задача – восстановление первоначального гипсометрического положения опорного геоморфологического уровня. Один из авторов [137] предложил для центральной части Памиро-Алая три способа получения искомого результата – статистический, палеогеографический аналоговый и логического моделирования. Наиболее применим для данной территории аналоговый способ, состоящий в том, чтобы найти в современном рельефе территории, имеющие морфологический облик, близкий к облику палеорельефа. В свое время Н.В.Чигаревым в качестве палеогеографического “эталона” была выбрана Алайская долина как реликт древней гидросети Памиро-Алая. Дальнейшие исследования показали, что уклоны древних русел речной сети сохранялись значительно чаще и лучше в предгорных районах и что там и следовало искать палеогеографические аналоги.

Современные уклоны русла р. Кызылсу составляют 7–8 м/км (а не 3–4 м/км). Такие уклоны имеет предгорная поверхность днища Алайской долины.

На основе изучения современных уклонов рек Вахш, Сурхоб, Сурхандарья, Пяндж, Кафирниган, Кызылсу наиболее перспективным для восстановления первоначального положения опорного геоморфологи-

ческого уровня представляется район нижнего течения р. Вахш, в пределах Вахшской долины.

Этот отрезок транзитной реки не связан с наступившими после формирования опорного геоморфологического уровня перестройками структурного плана территории, затронувшими и рисунок гидросети. Поскольку формирование опорного геоморфологического уровня происходило на фоне относительного тектонического покоя, то к концу его формирования должны были выработаться специфические палеогеографические условия. М.В. Гзовский, В.Н. Крестников и Г.И. Рейснер, восстанавливая раннечетвертичный рельеф Гармской области перед активизацией тектонических движений, пришли к выводу, что аналогичный рельеф "имеет место в настоящее время на юго-западе Предпамирского прогиба и во внутренней части Таджикской впадины, прилегающей к Амударье" [25, с. 257]. О.К. Чедия и В.В. Лоскутов, характеризуя палеогеографию Таджикской депрессии в это время, пишут: "В западной части Таджикской депрессии располагалась широкая аллювиально-озерная равнина с многочисленными меандрирующими протоками спокойно текущих рек, над поверхностью которой на несколько сотен метров возвышались субмеридиональные антиклинальные и брахиантиклинальные поднятия. Основная масса обломочного материала в эту часть депрессии приносилась с Гиссаро-Алая. В восточной половине депрессии на фоне широких аллювиальных равнин возвышались узкие дугообразные, выгнутые к северо-западу структурные хребты, редко превышающие 500 м высоты" [134, с. 212, 213].

По-видимому, в таких условиях и должно было происходить формирование опорного геоморфологического уровня. Поэтому район Вахшской долины принят нами в качестве палеогеографического эталона, характеризующего гипсометрическое положение и морфологические особенности рельефа на завершающей стадии формирования опорного геоморфологического уровня. Изучение современных уклонов Сурхандарьи, Вахша и Кафирнигана в пределах Таджикской депрессии позволяет оценить их для Сурхандарьи в 0,8-3 м/км, для Кафирнигана - 0,6-2 м/км, для Вахша (в пределах Вахшской долины) - 0,25-1,2 м/км. Среднее значение уклонов составляет 1-2 м/км. Осредненные значения уклонов поверхности Вахшской долины дают примерно такие же значения.

Второй способ является статистическим определением угла первоначального уклона поверхности. Для этого графически были проанализированы все уклоны поверхности, сохранившиеся в пределах отдельных участков.

В результате статистической обработки полученных данных были составлены полигоны распределения (рис. 15, 16), отражающие количественно наличие в современной поверхности опорного геоморфологического уровня различных уклонов западного направления. Полигоны распределения составлены для транзитной палеодолины Кызылсу-Сурхоб-Вахш и характеризуют два участка долины - верховья р. Вахш-Сурхоб и р. Кызылсу.

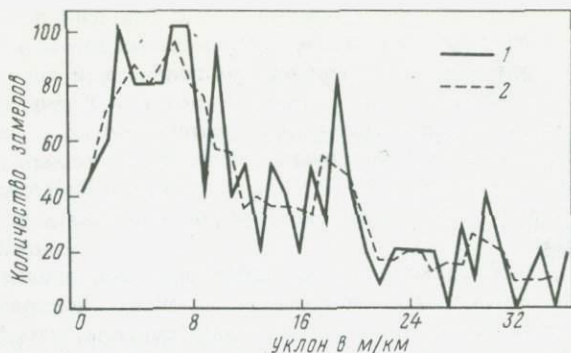


Рис. 15. Полигон распределения уклонов опорного геоморфологического уровня, р. Вахш-Сурхоб  
 1 - распределение уклонов; 2 - сглаженное распределение уклонов

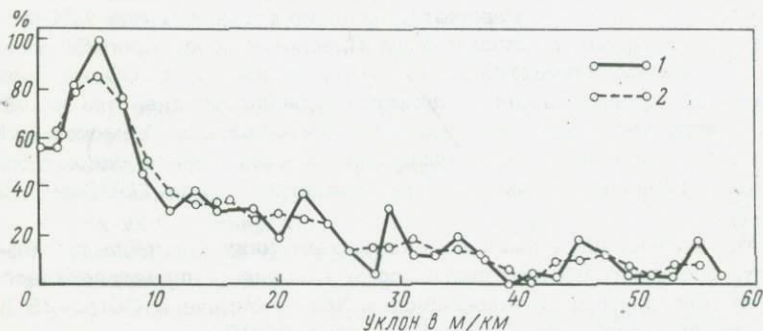


Рис. 16. Полигон распределения уклонов опорного геоморфологического уровня, р. Кызылсу  
 Условные обозначения см. на рис. 15

Пиковые характеристики в левой части (рис. 15, 16) дают значение искомым величин для центральной части Памиро-Алая - 3-4 м/км, для Алайской долины - 5-6 м/км. Для Таджикской депрессии ранее были получены уклоны в 1-2 м/км.

К сожалению, специфические особенности геолого-тектонических условий в пределах Памиро-Алая (субмеридиональное направление линий разломов, идущих, как правило, по простиранию основных структурных элементов) затрудняют определение палеоуклонов по методике, предложенной Т.П. Белоусовым для территории Памира. Однако выборочное применение этой методики в долине р. Кафирниган (хр. Бабатаг) и по северному склону хр. Петра Первого дало результаты, сопоставимые с результатами, полученными с помощью других методов (1-3 м/км). Сопоставимость результатов, получен-

ных разными способами, дает возможность с большей долей уверенности восстановить первоначальное гипсометрическое положение опорного геоморфологического уровня для транзитной системы рек Кызылсу-Сурхоб-Вахш, Сурхандарья-Каратаг и Кафирниган.

Высота днщ палеодолин постепенно увеличивалась с запада на восток - от 300-400 м в устьевых частях современных рек Сурхандарья, Вахш, Кафирниган до 500 м в пределах Гиссарской долины, до 1000 м в районе кишлака Гарм и до 1500 м в пределах Алайской долины.

Кроме того, необходимо хотя бы приблизительно оценить морфологию и гипсометрическое положение древних водоразделов. М.В.Гзовский, В.Н.Крестников, Г.И.Рейснер считали, что "... общий уровень водоразделов в Гармском районе и прилежащих частях соседних зон, по-видимому, был одинаковым. Трудно допустить, что при общем нарастании поднятий он оказался бы ниже, чем был в наиболее поднятых зонах в конце неогена, т.е. меньше 1000 м. Скорее уровень мог быть выше 1000 м. Поскольку останцы этого рельефа сейчас встречаются на высотах, начиная с 1500-2000 м, его нельзя считать для раннечетвертичного времени выше 1500 м. Вместе с тем и за пределами зоны Предпамирского прогиба останцы плоского рельефа находятся на высотах, начиная с 1500 м. Поэтому наиболее правдоподобным является предположение, что к концу раннечетвертичного времени высоты водоразделов в Гармском районе во всех тектонических зонах были близки к какому-то одному более или менее горизонтальному уровню, вероятно около 1500 м" [25, с. 257].

Л.М. Лысков, изучавший новейшую тектонику бассейна р. Оби-Хингоу, оценивает абсолютные высоты в конце раннечетвертичного времени для хребтов Джари-Дарида и Ходжа-Мирган в 2000-2500 м, для восточной части хр. Петра Первого в 3000 м, для его западной части в 2000 м, для гор Сангисавзтау в 2000 м, для Каратегинского хребта в 2300-2800 м [67]. О.К.Чедия и В.В.Лоскутов оценивают высоту водоразделов внутридепрессионных хребтов Таджикской депрессии в 500 м, хр. Петра Первого в 2000 м, а Заалайского хребта в 3000 м [134]. В целом цифры, полученные разными исследователями, совпадают, и это дает возможность приблизительно представить рельеф Памиро-Алая в период формирования опорного геоморфологического уровня (см. рис. 13).

#### ПОСТРОЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ СХЕМЫ АМПЛИТУД ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Сведения о гипсометрическом положении палеорельефа дают возможность практически с равной достоверностью оценить для всей территории суммарные амплитуды тектонических перемещений за четвертичный период. Пространственное расположение амплитуд этих перемещений, выраженное в изолиниях, дает возможность отобразить суммарное развитие структурных элементов. Первые подобные схе-

мы для центральной части Памиро-Алая, построенные нами ранее, не давали оценок в областях прогибания. Использование данных о мощностях четвертичных отложений позволило впервые суммарно оценить и области прогибания. Однако следует сразу оговориться, что области прогибания охарактеризованы количественно далеко не равнозначно, что вызвано недостаточностью материалов, полученных по данным бурения. Данные бурения дополнялись построением геологических профилей; это позволило с некоторой долей допущения оценить суммарное прогибание слабо изученных территорий за четвертичное время.

### ПОСТРОЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ СХЕМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ И ГОЛОЦЕНА

Для дифференцированного анализа четвертичных тектонических движений существует ряд методических приемов, дающих возможность количественно оценить амплитуды тектонических движений за отдельные этапы четвертичного периода и представить их в виде схем, на которых с помощью изолиний показаны амплитуды тектонических перемещений.

За основу разделения суммарных амплитуд четвертичных движений положен принцип террасовых рядов [38, 56, 68, 137].

Использование метода анализа террасовых рядов относительных превышений позволяет выделить из суммарной схемы тектонических движений за весь четвертичный период амплитуды тектонических движений за отдельные его этапы.

Для определения относительных превышений, а также для изучения хода и направленности в развитии основных структурных элементов, пересекаемых транзитными реками, были использованы продольные профили террас следующих рек Памиро-Алая: Кызылсу-Сурхоб-Вахш, Кафирниган, Яхсу, Кызылсу (западной), Таирсу, Явансу, Иляк-Оби-Гарм, Лючоб, Ханака, Оби-Хингоу, Халкаджар, Чорсада, Муджихарв, Джавани, Оби-Шурак, Кандарак-Бедак, Дарай-Назарак, Сорбог, Санги-кар, Хильмонидарья, Коксу (западной)-Птовкуль, Тандыкуль, Ясман, Ярхыч, Карагушхана, Гулома, Муксу, Дара, Катта-Карамык, Кашкасу, Коксу (восточной), Кызыл-Ункур, Берксу, Минжар, Алтындара, Сарык-Могол, Джаман-Кырчын, Сыноржар, Талдык, Ачик-Таш, Коксу, (рис. 17, 18, 19). Общая протяженность составленных и используемых здесь продольных профилей превышает 2000 км. Продольные профили русел рек и спектров речных террас составлялись непосредственно в полевых условиях на основании поперечных профилей, полученных в результате барометрического нивелирования. Удаленные в среднем на 2-3 км поперечники увязывались на продольном профиле визуальным и аэровизуальным прослеживанием террас, а в местах, где это было невозможно, - на основании совокупности геоморфологических признаков. Для определения возраста террасовых уровней использовались геологические карты и данные по стратиграфии чет-

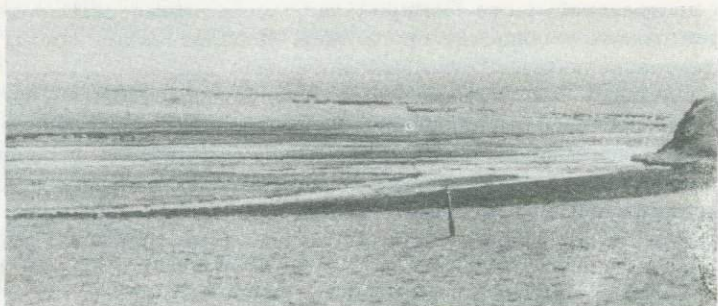


Рис. 17. Флювиогляциально-аллювиальная предгорная равнина вдоль северного склона Заалайского хребта – прообраз современных поверхностей выравнивания

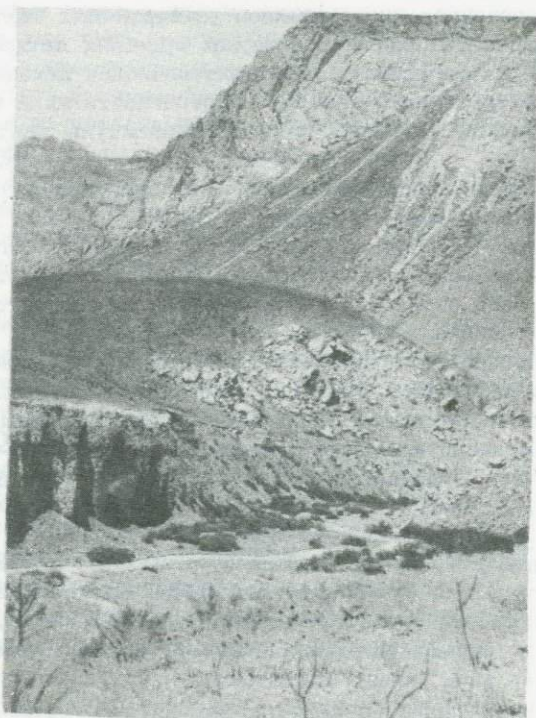


Рис. 18. Комплекс голоценовых и позднечетвертичных надпойменных террас в устьевой части р. Гуломы, позволяющий оценить скорость тектонических движений территории урочища Ляхш



Рис. 19. Хорошо сохранившаяся позднечетвертичная надпойменная терраса р. Вахш в районе г. Комсомолабад

вертикальных отложений. К сожалению, в данной работе нет возможности привести весь фактический материал по продольному профилированию террас речных долин.

Зная суммарные амплитуды тектонических перемещений территорий Памиро-Алая за весь четвертичный период, можно определить амплитуду перемещения в каждой конкретной точке для каждого подразделения четвертичного периода, используя закономерности врезания гидросети, зафиксированные в террасовых рядах.

Была использована процентная характеристика относительного превышения надпойменной террасы, вычисленная от общего вреза реки за весь четвертичный период. Замена относительной высоты террасы, выраженной в метрах, процентами позволила отразить амплитуду врезания водного потока за определенный этап четвертичного периода, не указывая на его конкретную величину, хотя ее всегда можно получить, зная суммарную амплитуду вреза за весь четвертичный период. Эта величина отражает также амплитуду тектонического поднятия территории, опять-таки не давая представления об абсолютной величине этого поднятия. Принимая суммарную величину тектонического поднятия за весь четвертичный период за

100%, можно легко вычислить тектоническое поднятие за какой-либо отрезок этого периода, так как врез за искомый отрезок времени составляет определенную величину, выраженную в процентах, от общего вреза за весь четвертичный период.

Применение метода террасовых рядов позволило построить количественные схемы, пространственно отражающие ход и направленность в развитии основных структурных элементов для основных подразделений четвертичного периода: 1) для отрезка времени, охватывающего период после окончания формирования опорного геоморфологического уровня и до начала формирования комплекса террас, относимого к среднечетвертичному времени; 2) для позднечетвертичного времени; 3) для голоцена.

Продолжительность четвертичного периода оценивается в настоящее время от 0,5 до 1,5-2 млн. лет. В работе использовалась продолжительность в 0,7 млн. лет в соответствии с геохронологической шкалой, принятой в 1974 г. Министерством геологии; раннечетвертичное время - 400 тыс. лет; среднечетвертичное время - 200 тыс. лет; позднечетвертичное время - 100 тыс. лет; голоцен - 10 тыс. лет.

#### **ПЕРСПЕКТИВЫ ОЦЕНКИ СКОРОСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ**

Уже сейчас назрела необходимость в получении подобных характеристик для еще более коротких отрезков геологического времени. Отсутствие методических приемов, способных давать оценки геолого-геоморфологическими методами за такие временные интервалы, особенно чувствуется при использовании тектонических характеристик в прикладных целях, так как вышеупомянутые приемы восстановления амплитудных характеристик имеют ряд существенных недостатков. Один из самых важных среди них - большая разница в соотношении временных отрезков ранне-, средне-, позднечетвертичного времени и голоцена. Графики скоростей за указанные временные отрезки, приводимые в данной работе и во многих других работах, как правило, показывают нарастание скоростей вертикальных тектонических движений, которые достигают своего максимума в голоцене. Скорее всего, это является не столько истинным увеличением скорости, сколько результатом осреднения, причем тем большим, чем длительнее и удаленнее от нас эпоха. В результате истинная картина хода и направленности тектонических движений оказывается искаженной. Голоценовые движения имеют большую чистоту в силу своей максимальной приближенности к современности и своей незначительной, с геологической точки зрения, продолжительности. Понятно, что эти же движения, а точнее, характеристики, их отображающие, могут с большей степенью достоверности, нежели, скажем, раннечетвертичные, сопоставляться с различными геофизическими параметрами, полученными инструментально. Существуют определенные трудности в изучении собственно голоценовых тектонических движений. Во-пер-

вых, на большей части Памиро-Алая не встречены формы рельефа и коррелятивные им отложения, относимые к голоцену. Во-вторых, отсутствуют практически для всей территории точные возрастные привязки, дающие возможность с большей долей уверенности относить эти формы рельефа и отложения именно к голоцену. Существующие стратиграфические схемы как для всей Средней Азии и Казахстана в целом, так и местные — для различных частей Памиро-Алая основаны на геолого-геоморфологических признаках элементов рельефа и отложений, их слагающих. Естественно, отнесение в этих условиях надпойменных речных террас, являющихся достаточно надежным инструментом в изучении четвертичных тектонических движений, к тому или иному возрастному комплексу является достаточно точным. При переходе же к отрезкам времени, равным 10 тыс. лет и менее, требуется наличие большого количества абсолютных датировок. Последнее заставляет особенно внимательно отнестись к датированию форм рельефа при изучении голоценовых движений, сосредоточив основные усилия на получении точных возрастных привязок.

Уже сейчас многими геологами и геоморфологами принимается отнесение трех низких надпойменных террас р. Сурхоб-Вахш к голоцену, что дает возможность выделять этапы геологического развития региона продолжительностью 2—3 тыс. лет, но и это в настоящее время не предел. В последние годы появились, пока еще единичные, оценки абсолютного возраста, дающие возможность выделения этапов геологического развития в 700—800 лет.

Подтверждение в дальнейшем подобных возрастных оценок может повлечь за собой серьезный пересмотр существующих оценок скоростей современного горообразования, что соответственно может значительно улучшить сопоставление их с сейсмическими данными.

Если исходить из того, что современная сейсмичность есть одна из форм проявления современной тектонической активности, то при прогнозе определенных явлений, в данном случае землетрясений, следует учитывать "элемент инертности", иными словами, консервативность или сохранение направленности развития тектонических явлений для того или иного тектонического элемента в течение определенного периода времени. Применительно к протекающим во времени процессам этот период времени называют интервалом корреляции, интервалом, в течение которого наблюдаются сходные, коррелированные тенденции. Существенным моментом является выяснение интервала корреляции процесса и характера движений — поступательного-непрерывных или скачкообразных.

Если допустить, что движения земной коры носят поступательный характер, то тогда следует согласиться, что при осреднении за длительные отрезки времени скорости будут примерно одинаковыми. Но нас интересуют главным образом тектонические движения, связанные с накоплением энергии в местах будущих землетрясений. Здесь, по-видимому, следует считаться в основном с движениями со знаком плюс, так как смена на противоположный знак движений при горообразовательном общем поднятии должна приводить к ослаблению напряжений.

Проведенное в целом ряде работ качественное (имеется в виду отсутствие количественных параметров) сопоставление основных структурных элементов с распределением эпицентров по площади в условиях Средней Азии показало, что повышенное скопление (или повышенный сейсмический фон) связано с теми структурными элементами, которые за последние отрезки геологической истории испытали положительную направленность в своем тектоническом развитии. В течение 10 тыс. лет происходят быстрые смены знака движений, которые приводят к осредненным скоростям тектонических движений, поэтому особый интерес представляют лишь кратковременные последние интервалы воздымания в 700–800 лет, ведущие к накоплению тектонических напряжений в земной коре и возможной последующей их разрядке в виде землетрясений. Таким образом, встает вопрос о выделении интервала геологического времени, ответственного за накопление тектонических напряжений в земной коре, достаточных для возникновения землетрясений, с одной стороны, и для определения общего сейсмического режима территории – с другой. Поэтому выявление тенденций развития определенных блоков земной коры хотя бы за последние 2 тыс. лет с учетом постановки систем геодезических наблюдений в местах наиболее активных поднятий может дать достаточно уверенную картину развития структурных сейсмогенных элементов.

Безусловно, многое сказанное выше отнюдь не бесспорно, требует подтверждений, но очевидно, что необходимо не только продолжить работы в начатом направлении, но и по возможности их расширить; при наличии надежного датирования открывается перспектива построения карт тектонических движений для отрезков времени в 2–3 тыс. лет, а может быть, и короче. Это само по себе гораздо теснее должно увязываться с данными инструментальной сейсмологии и, кроме того, позволит перейти к прогнозу геологических процессов, прямо обуславливающих современную сейсмичность.

## ГОРООБРАЗОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПАМИРО-АЛАЯ В НОВЕЙШЕЕ ВРЕМЯ

Развитию новейших движений, в результате которых была создана горная страна Памиро-Алай, предшествовал длительный этап геологической истории, отголоски которой, несомненно, проявили себя в последующее время. Поэтому, прежде чем перейти к рассмотрению новейших движений, необходимо хотя бы кратко рассмотреть события более раннего геологического времени, мезозойского и палеогенового.

Несмотря на то что авторы не проводили в этом направлении собственных исследований, изучение существующей научной литературы и фондовых материалов способствовало формированию их собственных представлений по истории развития горообразовательных процессов на территории Памиро-Алая в мезозойское и палеогеновое время.

В значительной мере эта глава носит вспомогательный характер, позволяющий наиболее полно представить тот свежий материал о развитии четвертичных тектонических движений, который опирается исключительно на собственные фактические данные по четвертичной геологии и геоморфологии Памиро-Алая.

В связи с этим авторы несколько отступают от обычного обзора литературных источников по данному вопросу, а также от существующих спорных точек зрения. Не прерывая последовательного повествования о развитии отдельных структурных элементов во времени (которое и так довольно затруднительно из-за их обилия на рассматриваемой территории), авторы предлагают несколько обобщенную картину истории тектонического развития территории, где сделана попытка выделить наиболее главные ее моменты, существенные для понимания современного развития гор Памиро-Алая и сейсмичности территории.

Представления о геологическом строении и истории развития территории на протяжении мезозойского и палеогенового времени, которые авторы использовали в своем изложении, содержатся во многих работах [11, 25, 33, 42, 43, 54, 60, 99, 108, 140].

Согласно этим представлениям палеозойская история, заканчивающаяся герцинским тектоническим этапом, привела к тому, что на границе перми и триаса часть изучаемой территории, относящаяся к Юго-Западному Тянь-Шаню и Таджикской депрессии, завершила геосинклинальный этап своего развития и вступила в новый — платформенный.

На территории, относящейся к современному Памиру, продолжали сохраняться геосинклинальные условия. Граница между эпигерцинской платформой и альпийской геосинклиналию в начале триаса проходила примерно по северному склону Заалайского хребта, водо-

раздельной части хр. Петра Первого и северо-западному склону Дарвазского хребта. В пределах альпийской геосинклинали выделялась интрагеосинклиналь — Северо-Памирский краевой прогиб, примыкавший непосредственно к южной периферии эпигерцинской платформы и отделенный от нее зоной глубинного разлома, имеющего палеозойское заложение. С юга Северо-Памирский прогиб ограничивала интрагеоантиклиналь — поднятие Северного Памира.

В триасе и юре в пределах Северо-Памирского прогиба палеозойское осадконакопление без какого-либо перерыва сменилось мезозойским. Отложения, относимые к этому времени, представлены в восточной части прогиба терригенными породами континентального облика, а в западной части — лагунино-морскими и прибрежно-континентальными фациями. К концу юрского времени общая мощность отложений триаса и юры в Северо-Памирском прогибе достигала 6 тыс. м. В верхнем триасе территория современной Таджикской депрессии — бывший Таджикский срединный массив — соединилась с западной частью Северо-Памирского прогиба и превратилась в область развития нисходящих движений.

Основной областью сноса на протяжении этого времени являлось растущее и интенсивно размывающееся поднятие Северного Памира.

На территории, занимаемой эпигерцинской платформой и представлявшей в то время полого всхолмленную сушу, известны нижнеюрские отложения, накапливавшиеся в озерно-болотных условиях, а также верхнеюрские лагунные осадки. Накопление этих отложений связано с происшедшим к тому времени расширением области осадконакопления, захватившей окраинную полосу платформенной области. К концу юрского времени в пределах всей рассматриваемой территории наблюдается общее ослабление тектонических процессов.

После непродолжительного затишья тектонической активности в поздней юре в раннемеловое время началось новое проявление дифференцированных тектонических движений.

В той части эпигерцинской платформы, которая входит в пределы изучаемой территории, в начале раннего мела весьма недолго сохранялись лагунные условия и отлагались гипсы. Позднее, одновременно с расширением области осадконакопления к северу, здесь началось отложение красноцветных терригенных пород. Снос в пределы этой территории происходил с севера, из области поднятий, находившихся за границей изучаемого региона.

Общая мощность отложений нижнего мела в пределах платформы не превышала 500 м.

В Северо-Памирском прогибе и Таджикской депрессии в раннем мелу отлагались преимущественно терригенные породы. Мощность нижнемеловых отложений в западной части прогиба достигает 1800 м. Снос обломочного материала происходил в основном с юга, где на протяжении раннего мела продолжался подъем и размыв поднятия Северного Памира.

Начало позднего мела ознаменовалось новым усилением нисходящих движений, охвативших в это время значительную часть юга

Средней Азии. Результатом явились обширная трансгрессия моря и сокращение площадей размыва. В морских условиях отлагались карбонатные осадки. Обломочный материал в это время не накапливался, что свидетельствует об отсутствии значительных поднятий как на юге, так и на севере рассматриваемой территории. В конце позднего мела в связи с изменением знака тектонических движений море регрессировало и на значительной площади вновь были созданы лагунные условия.

В самом начале палеогена продолжали развиваться слабые восходящие движения, однако уже в сузакское время новый импульс нисходящих движений, охвативших значительную часть изучаемой территории, привел к новой трансгрессии моря. Северная граница трансгрессии проходила по южным предгорьям современных Алайского, Каратегинского и Гиссарского хребтов. Южная совпадала с линией, отделявшей Северо-Памирский прогиб от поднятия Северного Памира. Области поднятий, расположенные как к северу, так и к югу от морского бассейна, представляли слабо расчлененную сушу, практически не дававшую сноса обломочного материала. В морском бассейне накапливались карбонатные отложения, мощность которых достигает 800 м.

Начиная с сумсарского времени происходит изменение тектонического режима территории. Преобладающими становятся восходящие движения, и море навсегда покидает область Памиро-Алая. Переход от морского режима к континентальному носил очень постепенный характер. Повсеместно отложения шурьсайской подсвиты (верхи олигоцена) ложатся на отложения морского палеогена без видимого углового несогласия.

Восстановление истории тектонического развития Памиро-Алая в неогеновое время было проведено на основании анализа фаций и мощностей неогеновых отложений. Фациально-мощностные схемы были построены за раннемиоценовое, средне-позднемиоценовое, ранне-среднеплиоценовое, позднеплиоценовое – ранчетвертичное время.

### **РАННЕМИОЦЕНОВОЕ - БОЛЬДЖУАНСКОЕ ВРЕМЯ**

В начале больджуанского времени сохранилось распределение существовавших в конце олигоцена поднятий и прогибов.

На севере изучаемой территории, на месте современных Гиссарского, Каратегинского и большей части Алайского хребтов, находились невысокие поднятия. На юге рассматриваемого региона находилось поднятие Северного Памира.

Между ними, ограниченная зонами глубинных разломов, находилась область прогибания, отвечающая современным Северо-Памирскому прогибу и Таджикской депрессии, в которой отлагались осадки, приносившиеся как с севера, так и с юга (рис. 20, вкл.).

В течение больджуанского времени в областях указанных поднятий происходит постепенное нарастание темпа восходящих тектонических движений.

Если в начале рассматриваемого времени поднятия были слабо выражены и служили источником сноса тонкообломочного материала, то к концу раннего миоцена они достигли значительной высоты. Об этом свидетельствует появление в верхних частях разрезов грубообломочных отложений. В конце больджуанского времени в процесс поднятия были частично втянуты также периферийные части Северо-Памирского прогиба и Таджикской депрессии.

В области прогибания, располагавшейся на месте Северо-Памирского прогиба и Таджикской депрессии, палеогеновое осадконакопление без перерыва сменилось неогеновым. По условиям осадконакопления и фациям в пределах области прогибания условно выделяются три части: восточная, соответствующая современной Алайской долине, центральная, располагавшаяся на месте современных хребтов Петра Первого и Вахшского, и западная, занимавшая территорию современной Таджикской депрессии.

В восточной части наибольшее опускание происходило в Центрально-Алайской впадине, которая располагалась в среднем течении современной р. Кызылсу. Мощность накопившихся в ее пределах песчано-глинистых отложений достигает 1200 м.

На остальной территории рассматриваемой части области прогибания опускание было менее интенсивным и не превышало 200-600 м. Отлагались в основном песчано-глинистые осадки, и только вдоль южной периферии Северо-Памирского прогиба — более грубые по составу отложения. В конце больджуанского времени на востоке этой части прогиба, в районе современного перевала Таумурун, начало формироваться небольшое поднятие.

Центральная часть прогиба испытывала неравномерное опускание. Заложение в это время серии региональных разломов обусловило образование ряда впадин, таких, как Сарыюбская, Чильдаринская и Комсомоладская.

Сарыюбская впадина находилась в междуречье современных долин Сарыюб — Оби — Мазар. Впадина выполнена песчано-конгломератовыми отложениями, мощность которых достигает 1400 м. Чильдаринская впадина находилась в низовьях р. Сурхсу и была вытянута вдоль ее современного течения. Комсомоладская впадина располагалась в районе слияния рек Сурхоб и Оби-Хингоу.

Чильдаринская и Комсомоладская впадины были по размерам меньше Сарыюбской, выполнены были песчано-глинистыми отложениями, мощность которых в Чильдаринской впадине достигала 1200 м, а в Комсомоладской — 1000 м.

В западной части области прогибания также происходили нисходящие движения, проявление которых по площади было неравномерным. Это привело к образованию Таирсуйской, Вахш-Кафирниганской, Сурхан-Кафирниганской, Туполангской и Бахской впадин, в пределах которых отлагался тонкообломочный материал.

Бахская впадина располагалась в долине р. Пяндж. Она выполнена песчано-конгломератовыми отложениями, мощность которых достигает 1000 м. Таирсуйская впадина находилась в междуречье

современных долин Вахша и Таирсу. Амплитуда прогибания в ее центральной части превышала 1200 м. Отложения, заполнявшие ее, представлены песчано-конгломератовыми фациями.

Находившаяся в междуречье современных долин Кафирнигана и Вахша Вахш-Кафирниганская впадина была выполнена глинистыми отложениями, мощность которых достигает 800 м.

Между современными реками Кафирниган и Сурхандарья располагалась узкая, вытянутая в субмеридиональном направлении Сурхан-Кафирниганская впадина, амплитуда прогибания в центральной части которой превышала 1000 м. Туполангская впадина находилась в среднем течении современных рек Туполанг и Сангардарья. Амплитуда нисходящих движений в ней превышала 800 м. Обе впадины выполнены тонкообломочными осадками.

### СРЕДНЕ-ПОЗДНЕМИОЦЕНОВОЕ - ХИНГОУСКОЕ И ТАВИЛЬДАРИНСКОЕ ВРЕМЯ

Распределение поднятий и прогибов в начале среднего миоцена в целом сохранилось то же, что и в конце раннего миоцена.

Как на севере, так и на юге Памиро-Алая продолжался интенсивный рост поднятий, начавшийся в больджуанское время. Это привело к некоторому сокращению области Северо-Памирского прогиба и Таджикской депрессии, в которой по-прежнему преобладали нисходящие движения и отлагался обломочный материал, поступавший из областей поднятий как с севера, так и с юга (рис. 21, вкл.). Однако кое-где начали развиваться восходящие движения. Так, в восточной части прогиба начался активный рост поднятия, заложившегося в конце предыдущего этапа на месте современного перевала Таумурун. Оно соединилось с областью поднятия Северного Памира и обусловило почти полное разделение этой части области прогибания, бывшей в больджуанское время единой областью аккумуляции, на западную и восточную части. Ось Таумурунского поднятия была вытянута в субмеридиональном направлении.

В восточной области аккумуляции накапливались песчано-конгломератовые отложения, мощность которых не превышает 500 м. В западной области аккумуляции активное прогибание продолжалось в Центрально-Алайской впадине. Она несколько мигрировала в западном направлении с образованием изометричной в плане формы. Ось впадины имела северо-западное простирание и совпадала с заложившимся в конце больджуанского времени Северо-Заалайским региональным разломом. Мощность накопившихся в Центрально-Алайской впадине песчано-глинистых отложений достигает 1800 м [60].

В центральной части Северо-Памирского прогиба в средне-позднемиоценовое время произошло перераспределение по площади интенсивности нисходящих тектонических движений. Это привело к образованию ряда новых и замыканию некоторых существовавших ранее впадин.

Сарыобская впадина в результате дробных движений распалась на две впадины — собственно Сарыобскую и Яхсуйскую. Сарыобская находилась в среднем течении современной реки Оби—Хингоу и ее левого притока р. Сарыоб. Она была вытянута в субширотном направлении и ограничена разрывами, которые обусловили ее прогибание и асимметрию. Амплитуда прогибания в ее пределах достигала 5000 м. Отложения представлены песчано—конгломератовой фацией. Яхсуйская впадина располагалась в верховьях современной реки Яхсу. Она имела изометричную в плане форму. Мощность конгломератовых отложений в ее центральной части достигает 4000 м.

В верховьях современных рек Кызылсу — Оби—Мазар образовалась Кызылсуйская впадина, которая интенсивно прогибалась. Мощность песчано—глинистых отложений, накопившихся в ее южной части, достигает 3000 м. Оби—Мазарская впадина сформировалась в хингоуское время в среднем течении современной реки Яхсу. Амплитуда прогибания в ее центральной части составляла 3500 м. Отложения представлены песчаниками и глинами.

Комсомолабдская впадина по сравнению с больджуанским временем несколько разрослась. Мощность отложений, представленных конгломератами, достигает в ее пределах 2000 м.

Чильдаринская впадина в среднем миоцене заполнилась осадками и прекратила свое существование.

Остальная территория центральной части области прогибания испытывала равномерные нисходящие движения, амплитуда которых не превышала 1500 м. Впадины отделялись одна от другой или разрывами, которые либо были унаследованы с больджуанского времени, либо заложились вновь, или участками с пониженной мощностью отложений.

В западной части области прогибания, в Таджикской депрессии, в среднем миоцене также произошло перераспределение интенсивности нисходящих движений.

Продолжали унаследованное развитие Туполангская, Сурхан—Кафирниганская, Вахш—Кафирниганская, Таирсуйская и Бахская впадины. Заново образовались Дангаринская, Кафирниган—Илякская, Аруктауская, Средневахшская, Кызылтумшукская и Западно—Таджикская впадины.

Туполангская впадина значительно уменьшилась в размерах. Мощность песчано—глинистых отложений в ее пределах достигает 1000 м.

Сурхан—Кафирниганская впадина мигрировала в северо—западном направлении. Ее ось была вытянута вдоль современного течения р. Сурхандарьи. Амплитуда прогибания в ее юго—западной части, где накапливались песчано—глинистые отложения, достигала 1250 м.

Вахш—Кафирниганская впадина значительно сократилась в размерах. Она заполнялась песчано—глинистыми отложениями, мощность которых достигает 1500 м.

Таирсуйская впадина сильно сократилась в размерах, мигрировав в восточном направлении. Мощность песчано—глинистых отложений в ее пределах достигает 1000 м.

Бахская впадина значительно разрослась к северу. Она была вытянута в субмеридиональном направлении. На западе ее ограничивал региональный разлом, а на востоке — глубокий Дарваз-Каракульский разлом. Отложения, выполняющие впадину, представлены песчаниками и конгломератами. Амплитуда прогибания в ее южной части превышала 3500 м.

В среднем течении современной реки Кызылсу, вдоль левого ее борта, образовалась изометричная в плане Дангаринская впадина. Мощность песчано-глинистых отложений, выполняющих эту впадину, достигает 1000 м.

Небольшая вытянутая впадина заложилась в междуречье Кафирнигана и Иляка. Амплитуда прогибания в ее центральной части превышала 1000 м.

На месте современного хребта Аруктау сформировалась изометричная в плане впадина, прогибание в которой достигало 1500 м.

В пределах Нижневахшской равнины образовались небольшие по размерам вытянутые Средневахшская и Кызылтумшукская впадины. Они выполнены песчано-глинистыми отложениями, мощность которых достигает 1000 м.

На крайнем западе Таджикской депрессии в пределах современной долины р. Сурхандарья формировалась небольшая вытянутая впадина, амплитуда прогибания которой превышала 2000 м. Отложения, выполнявшие эту впадину, представлены в основном песчано-глинистыми фациями.

В конце тавильдаринского времени в пределах западной части прогиба в результате частичного проявления восходящих движений были сформированы небольшие поднятия, которые не имели значительной орографической выраженности и не являлись источниками сноса обломочного материала.

#### **РАННЕ-СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВОЕ - КАРАНАКСКОЕ И ПОЛИЗАКСКОЕ ВРЕМЯ**

В начале раннего плиоцена развитие Памиро-Алая шло в основном по плану, унаследованному с тавильдаринского времени. Однако затем произошло перераспределение по площади интенсивности тектонических движений (рис. 22, вкл.). Поднятия, располагавшиеся на месте современных Каратегинского и Алайского хребтов, продолжали испытывать восходящие движения, в результате которых они несколько разрослись к югу. Поднятие, располагавшееся на месте современного южного склона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов, в конце среднего плиоцена на короткое время превратилось в область осадконакопления, и в ее пределах накопились песчано-глинистые отложения небольшой мощности.

Поднятие Северного Памира также испытало перераспределение интенсивности тектонических движений. В восточной его части активно развивалось Таумурунское поперечное поднятие. Оно значительно разрослось в восточном и северном направлениях, спаяв

воедино области поднятий, располагавшиеся на месте Алайского хребта и Северного Памира. В западной части Алайской долины начался рост Западно-Алайского поперечного поднятия, но в целом восточная часть поднятия Северного Памира несколько мигрировала к югу за счет расширения области седиментации. В пределах центральной и западной частей поднятия Северного Памира на протяжении раннего и большей части среднего плиоцена преобладали восходящие движения, однако в конце среднего плиоцена в связи с изменением направленности знака движений значительная территория, примыкавшая с юга к Дарваз-Каракульскому глубинному разлому, превратилась на короткое время в область аккумуляции. Здесь накопились песчано-конгломератовые отложения, мощность которых не превышает первые сотни метров.

В Северо-Памирском прогибе и Таджикской депрессии тектонические движения приобретают дифференцированный характер. Большая часть Северо-Памирского прогиба продолжала испытывать нисходящие тектонические движения, однако значительные по площади территории испытали обращение знака движений, превратившись в поднятия.

В восточной части области прогибания, в пределах Алайской долины, в результате продолжавшегося роста Таумурунского поперечного поднятия существовали западная и восточная области аккумуляции. Наиболее интенсивное прогибание происходило в западной области, в Центрально-Алайской впадине. Здесь мощность песчано-глинистых отложений достигала 800 м. В пределах восточной области аккумуляции накапливались песчано-конгломератовые отложения мощностью 400 м.

В центральной части области прогибания постепенно начинают преобладать восходящие движения. В начале рассматриваемого этапа они привели к образованию поднятий, располагавшихся на месте современных хребтов Петра Первого и Вахшского.

В течение раннего плиоцена и первой половины среднего плиоцена эти поднятия испытывают интенсивные восходящие движения. Однако в конце среднего плиоцена темп этих движений существенно уменьшился и поднятия были в значительной мере сивелированы.

Продолжалось прогибание в Комсомоладской впадине, однако его интенсивность значительно уменьшилась. Мощность песчано-глинистых отложений не превышает здесь 400 м.

Кызылсуйская впадина в рассматриваемое время практически не развивалась.

Нисходящие движения продолжались в Сарыобской, Яхсуйской и Комсомоладской впадинах. Сарыобская впадина уменьшилась в размерах и мигрировала в северном направлении. Она приобрела в плане изометричную форму. Мощность накопившихся в ее центральной части песчано-конгломератовых отложений достигает 1600 м.

Яхсуйская впадина также мигрировала к северу. Она в рассматриваемое время приобрела изометричную форму и даже несколько

разрослась по площади. Мощность песчано-конгломератовых отложений в ее центральной части достигает 1600 м.

Оби-Мазарская впадина в предшествующее время была заполнена песчано-глинистыми осадками и в рассматриваемое время практически не развивалась.

В западной части области прогибания, в пределах Таджикской депрессии, тектонические движения раннего и среднего плиоцена имели резко дифференцированный характер.

Восходящие движения происходили в пределах унаследованно развивавшегося с ранне-среднечетвертичного времени Джетымтау-Каратауского поднятия.

Каратауское поднятие в рассматриваемое время было сложно построено. Часть его, располагавшаяся на месте современной северной части хр. Джетымтау и перевала Зардолю, была втянута в область прогибания. Зато оно разрослось к югу и востоку, где почти соединилось с поднятием, располагавшимся на месте современного Вахшского хребта.

Хаудагское поднятие возникло в нижней части левобережья современной реки Сурхандарьи. Оно имело вытянутую в субмеридиальном направлении форму.

Джилантауское и Сарыгорское поднятия возникли на месте впадин, активно прогибавшихся в предыдущем этапе. Все поднятия не имели значительной орографической выраженности и служили источниками сноса тонкообломочного материала.

Однако в целом в этой части области прогибания продолжали преобладать нисходящие движения. В рассматриваемое время здесь произошло перераспределение интенсивности нисходящих движений, что привело к дальнейшему прогибанию ранее существовавших и образованию новых впадин.

Продолжали унаследованное развитие Пархарская, Средневахшская, Аруктауская, Западно-Таджикская впадины. Заново были заложены Южно-Бабатагская, Сарыкамьшская и Ханакинская впадины. Дангаринская, Бахская, Сурхан-Кафирниганская, Кафирниган-Илякская впадины в рассматриваемое время не развивались. Амплитуда прогибания в пределах Таджикской депрессии в ранне-среднеплиоценовое время колебалась от 400 до 1200 м и лишь в Западно-Таджикской, Южно-Бабатагской, Сарыкамьшской и Ханакинской впадинах достигала 2000 м.

В конце среднего плиоцена на территории Памиро-Алая в результате интенсивных восходящих движений произошло складкообразование, в результате которого все ранее накопившиеся отложения были дислоцированы. После завершения складкообразования на территории Памиро-Алая наступил этап относительного тектонического затишья, во время которого образовавшиеся в результате восходящих движений поднятия подвергались интенсивному размыву.

## ПОЗДНЕПЛИОЦЕНОВОЕ И РАННЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ-КУЛЯБСКОЕ ВРЕМЯ

В начале позднего плиоцена период тектонического спокойствия на территории Памиро-Алая, начавшийся в конце среднего плиоцена, сменился новым импульсом интенсивных тектонических движений.

В областях поднятий, располагавшихся на месте хребтов Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, вновь начали преобладать интенсивные восходящие движения. Это привело к вовлечению отдельных участков в процесс воздымания и к общему расширению площади поднятий.

В Северо-Памирском прогибе и Таджикской депрессии продолжали развиваться дифференцированные тектонические движения (рис. 23, вкл.). Большая часть этой территории в отличие от предыдущих этапов была вовлечена в процесс воздымания, на фоне которого продолжали сохраняться относительно опущенные участки. Нисходящие движения преобладали в это время на юге Таджикской депрессии.

В восточной части Северо-Памирского прогиба нисходящие движения происходили в западной и восточной областях аккумуляции, разделенных активно растущим Таумурунским поднятием. Следует отметить, что площадь их осадконакопления несколько сократилась по сравнению с предшествующим этапом.

Наибольшее прогибание продолжалось в Центрально-Алайской впадине, где мощность песчано-глинистых отложений достигает 1000 м.

В центральной части Северо-Памирского прогиба преобладали восходящие движения. Активно развивалось поднятие, находившееся на месте современного хребта Петра Первого. Оно значительно разрослось в южном направлении, где соединилось с областью поднятия Северного Памира своей восточной периферией. На севере оно отделялось от области поднятия Южного Тянь-Шаня неглубоким Сурхобским прогибом, где накапливались песчано-конгломератовые отложения, мощность которых не превышает 200 м. Интенсивные восходящие движения продолжались и в пределах поднятия, находившегося на месте современного Вахшского хребта. По левому борту современной реки Оби-Хингоу возникло небольшое Сангисавзское поднятие, располагавшееся на месте современных гор Сангисавз.

В западной части в кулябское время происходили дифференцированные тектонические движения. В результате образовался целый ряд поднятий, располагавшихся на месте современных хребтов Хазратишох, Кугитек, Большой Тирый, Актау, Каратау, Джилантау, Териклитау, Аруктау, Туюнтау, Хаудаг и Бабатаг. Большинство из них имели небольшие размеры, незначительную высоту и практически не давали сноса обломочного материала. На остальной территории Таджикской депрессии продолжались нисходящие движения,

интенсивность которых по площади была неравномерной. Это привело к образованию ряда новых и дальнейшему развитию существовавших ранее впадин, таких, как Сурхандарьинская, Пархарская, Дангаринская, Оби-Мазарская и заложению Яванской, Нижневахшской и Гараутинской.

Пархарская впадина была унаследована с предыдущего этапа. Она была вытянута вдоль современной долины р. Яхсу. Мощностью отложений, которые состоят из песчаников, алевролитов и гравийно-галечного материала, достигает в центральной части впадины, по данным бурения, 1000-1200 м.

В Дангаринской впадине вновь возобновились нисходящие движения. Прогибание в ее центральной части составляло 400 м. Отложения представлены песчаниками и глинами.

Оби-Мазарская впадина мигрировала в сторону современной реки Оби-Мазар. Она имела изометричную в плане форму. Центральная, наиболее опущенная ее часть, где амплитуда прогибания превышала 400 м, была вытянута в субмеридиональном направлении от р. Оби-Мазар к сформировавшемуся в это время Сангисавзскому поднятию.

Яванская впадина образовалась на месте современной Яванской долины. Она имела вытянутую форму и была ограничена региональными разломами, активность которых обусловила ее прогибание. Мощностью вскрытых скважиной в ее центральной части песчано-глинистых отложений превышает 1800 м.

Южнее, в пределах современной Нижневахшской равнины, сформировалась одноименная впадина, амплитуда прогибания которой превышала 1800 м. Отложения, выполняющие впадину, представлены глинисто-песчано-гравийным материалом. На ее западной периферии, на месте современной долины Гарауты, также была сформирована впадина, амплитуда прогибания которой превышала 700 м.

Унаследованная Сурхандарьинская впадина имела в плане изометричную форму. Мощностью накопившихся в ней за рассматриваемый отрезок времени песчано-глинистых отложений достигает 600 м.

В конце кулябского времени произошла последняя мощная фаза складкообразования.

Повсеместно в пределах Памиро-Алая кулябские отложения оказались смятыми в складки. В отдельных частях территории образовались надвиговые структуры, перекрывшие кулябские отложения. После завершения кулябского складкообразования на территории Памиро-Алая наблюдался этап тектонического спокойствия.

#### **РАННЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ - ПОСЛЕКУЛЯБСКОЕ ВРЕМЯ**

В течение рассматриваемого времени на территории Памиро-Алая наблюдалось затухание тектонической активности. Соотношение между скоростями подъема горных сооружений и их размывом было таковым, что создались условия для формирования послекулябской поверхности выравнивания.

Как хорошо видно на схеме основных геоморфологических уровней Памиро-Алая (см. рис. 10), реликты послекулябской поверхности выравнивания имеют широкое региональное распространение. Особенно хорошо они сохранились в центральной части Памиро-Алая и в Таджикской депрессии. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет предположительно восстановить палеогеографическую обстановку и гипсометрическое положение палеорельефа, которые существовали во время формирования этой поверхности (см. рис. 13).

На севере и юге исследуемой территории находились горные сооружения, высота которых в восточной части Памиро-Алая достигала 2000-2500 м. В течение второй половины раннечетвертичного времени в пределах этих поднятий происходили слабые восходящие тектонические движения. Горные сооружения в это время подвергались незначительному размыву. Поступавший с них в основном тонкообломочный материал либо выносился реками за пределы Памиро-Алая, либо отлагался во впадинах. Данные бурения, проведенного на территории Таджикской депрессии в Яванской долине, в Пархарской впадине и на Нижневахшской равнине, свидетельствуют о том, что на дислоцированных кулябских отложениях залегает мощная толща тонкообломочных осадков четвертичного возраста, часть которых относится в послекулябскому времени. В пределах предгорной части Памиро-Алая встречаются также и крупнообломочные отложения, слагающие конусы выноса. Предположительно их возраст определяется как вторая половина раннечетвертичного времени. Наличие крупнообломочного материала свидетельствует либо о незначительных всплесках тектонической активности, либо, что более вероятно, о повышенном увлажнении в отдельные эпохи рассматриваемого времени. Указанные конусы выноса встречаются достаточно редко, и мощность слагающих их отложений незначительна — не превышает первые десятки метров.

Территория Северо-Памирского прогиба и Таджикской депрессии представляла собой в послекулябское время слабонаклонную равнину, высоты которой постепенно увеличивались с запада на восток. Интенсивно разросшееся в конце кулябского времени Западно-Алайское поперечное поднятие, находившееся в низовьях современной Алайской долины, делило эту равнину на две неравные части. Оно также обусловило подпор р. пра-Кызылсу, которая для своего стока использовала долину рек Алтындара-Терса-Агарсу-Муксу, а в низовьях Алайской долины образовалось озеро, которое доходило до пос. Дараут-Коргон [57]. К этому же времени следует отнести и заложение по периферии Западно-Алайского поперечного поднятия долин небольших рек Катта-Карамык и Шве, современное направление течения которых идет вкрест течения р. Кызылсу.

Территория Таджикской депрессии представляла собой аллювиальную равнину, по которой текли многочисленные реки, имевшие широкие, до нескольких десятков километров, днища при незначительной величине и высоте водоразделов.

Поднятия, возникшие в конце кулябского времени в результате процесса складкообразования и являвшиеся водоразделами, не имели значительной орографической выраженности и почти не давали сноса обломочного материала. В условиях тектонического покоя в результате площадного смыва и боковой эрозии большинство поднятий к концу раннечетвертичного времени было сnivelировано и на территории Памиро-Алая была сформирована полигенетическая поверхность выравнивания.

### СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ - ИЛЯКСКОЕ ВРЕМЯ

Период тектонического покоя сменился в начале среднечетвертичного времени новым этапом тектонической активности. Стали преобладать в основном восходящие тектонические движения, обусловившие перестройку и врезание гидросети (рис. 24, вкл.) и перераспределение областей поднятия и прогибания. Сформировавшаяся во второй половине раннечетвертичного времени региональная поверхность выравнивания последующими тектоническими движениями была разбита на отдельные блоки, которые двигались с различной скоростью и были либо приподняты, либо опущены. Все это обусловило создание морфологического облика рельефа, близкого к современному. Распределение амплитуд тектонических движений на схеме дает возможность проследить развитие основных структурных элементов в среднечетвертичное время. Следует отметить, что размах тектонических движений в досреднечетвертичное время охарактеризован в количественном отношении менее точно, чем более поздних четвертичных тектонических движений. Последнее связано как с наличием фактического материала, так и с точностью применяемых для реконструкции методов.

В среднечетвертичное время в пределах Памиро-Алая продолжали свое дальнейшее развитие области Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, где преобладали интенсивные восходящие движения. Северо-Памирский прогиб и Таджикская депрессия представляли собой область относительного прогибания, и лишь в пределах западной и южной частей Таджикской депрессии продолжали развиваться значительно сократившиеся по площади области нисходящих движений. Поэтому упоминаемые в последующем изложении термины "прогиб" и "впадина" для большей части территории являются в известной мере условными и характеризуют относительно опущенную или отстающую в поднятии структурную форму.

В области поднятия Южного Тянь-Шаня в среднечетвертичное время получили развитие поднятия хребтов Алайского, Каратегинского и Гиссарского.

Поднятие Алайского хребта на юге ограничено зоной глубинного Вахш-Сурхоб-Кызылсуйского разлома. В результате неравномерных по площади восходящих блоковых тектонических движений в пределах этого поднятия произошла дифференциация структурных элементов. Возникли относительно приподнятые и относительно опущенные блоки, отделенные один от другого разрывами.

К первым относятся Сарыташский, Каракавакский, Карамыкдараутский, ко вторым — Кызылункурский и Сарыкмогельский. Амплитуды смещения по разломам, разделяющим поднятия и прогибы, составляют 100–200 м. Для всего поднятия в целом был характерен более интенсивный рост его северной части, где амплитуды достигали 1000 м. Южная периферия несколько отставала, не превышая 800–900 м. Наибольшее прогибание испытал Кызылункурский блок, в южной части которого амплитуда поднятия достигала 700 м.

Дифференцированное развитие отдельных элементов в структуре поднятия Алайского хребта подтверждается деформацией комплекса среднечетвертичных террас основных рек этого региона.

Отсутствие высоких террас среднечетвертичного уровня на участке течения р. Кызылсу от устья р. Катта–Карамык до устья р. Гулома свидетельствует о том, что в начале среднечетвертичного времени на этом участке шло усиленное врезание, что связано с перестройкой рисунка гидросети.

Поднятие Каратегинского хребта имело субширотное простираие. На востоке оно смыкалось с поднятием Алайского хребта. Южная его граница проходила по зоне глубинного разлома, совпадающего с положением современной долины р. Вахш–Сурхоб. В пределах этого поднятия в среднечетвертичное время выделялись три структурно обособленные области — восточная, центральная и западная. Восточная область находилась между современными долинами рек Ярхыч и Катта–Карамык и испытывала в целом равномерные восходящие движения, несколько большие скорости воздымания были присущи ее северной части. В пределах этой области, в низовьях современной р. Коксу, располагалась небольшая впадина, выполненная аллювиальными отложениями. С севера и востока впадина была ограничена небольшими разрывами.

Центральная область поднятия Каратегинского хребта располагалась между современными реками Ярхыч и Сорбог. В ее пределах выделялся ряд небольших структурных элементов. В центральной ее части находилось поднятие массива Кабуд–Крым. Оно было вытянуто в субширотном направлении вдоль долины р. Сурхоб. С севера оно ограничивалось региональным Южно–Каратегинским разломом, а с востока — разломом, протягивающимся вдоль левого борта р. Ясман. Севернее поднятия, вдоль долины р. Комароу, располагался узкий грабен, вытянутый в субширотном направлении. Днище его относительно окружающих поднятий было опущено на 200–300 м. На востоке центральной области располагался Ярхычский прогиб, выполненный аллювиальными отложениями небольшой мощности. Максимальные амплитуды восходящих движений характеризовали северную часть центральной области, где достигали 1000 м. Наиболее опущенной была южная часть Ярхычского прогиба, где амплитуды не превышали 700 м.

Западная область поднятия Каратегинского хребта находилась между современными реками Кафирниган и Иляк. Сюда также относится правобережье р. Вахш на участке от г. Комсомолабада до

пос. Оби-Гарм. Западная граница области совпадает с положением зоны глубинного Гиссарского разлома, а восточная проходит по долине р. Сорбог. В целом эта область равномерно поднималась, со средними амплитудами 600–700 м. На фоне этого равномерного подъема выделялось активно растущее поперечное Илякское поднятие, которое имело изометричную в плане форму. С востока и запада оно было ограничено разломами северо-западного простирания. Рост Илякского поднятия обусловил перестройку долины р. Вахш. Амплитуды в его пределах превышали 800 м.

Восточная периферия рассматриваемой области была осложнена небольшой, вытянутой в субширотном направлении впадиной, находившейся в среднем течении современных рек Муджихарв и Чорсада. С севера и юга эта впадина была ограничена разломами субширотного простирания. Амплитуда восходящих движений в центральной части впадины достигала 700 м.

Поднятие Гиссарского хребта простиралось в субширотном направлении. На юге оно граничило с Предгиссарским прогибом, а на юго-востоке отделялось разломом по долине р. Кафирниган от поднятия Каратегийского хребта. В его пределах с востока на запад выделялись три интенсивно поднимавшихся блока, амплитуды восходящих движений которых постепенно уменьшались в западном направлении с 1000 до 500 м. Смещение по разломам не превышало 100 м. Характер распределения блоков несколько нарушался в районе кишлака Рамит, где на фоне активно поднимавшихся блоков выделялся узкий, выклинивающийся к северо-западу, относительно опущенный блок.

В пределах поднятия Северного Памира получили развитие поднятия хребтов Заалайского, Петра Первого и Дарвазского.

Поднятие Заалайского хребта имело субширотное простирание. На севере оно было ограничено региональным Северо-Заалайским разломом. Проходивший южнее Дарваз-Каракульский глубинный разлом делил это поднятие на два вытянутых в субширотном направлении блока – северный и южный.

Северный блок испытывал сводовое поднятие. Особенно интенсивно росла его центральная часть, где максимальные амплитуды достигали 1200 м. Этот блок был осложнен серией поперечных поднятий, таких, как Таумурунское, Ачикташское, Западно-Заалайское, которые активно развивались в рассматриваемое время.

Южный блок интенсивно поднимался. Амплитуды смещения по Дарваз-Каракульскому глубинному разлому составляли 100–200 м.

Западным продолжением поднятия Заалайского хребта являлось поднятие хр. Петра Первого, отделенное от него долиной р. Муксу. Восходящие блоковые движения образовали в его пределах три кулисообразные тектонические ступени, отделенные зонами разломов и испытывавшие неравномерный подъем, – северную, западную, южную.

Северная и южная ступени разделялись зоной глубинного Петровского разлома. Южная ступень испытывала более интенсивное,

в целом равномерное поднятие, амплитуда которого превышает 900 м. Смещение по Петровскому разлому превышало 200 м. В пределах северной ступени выделялись три небольших блока — Тупчакский, Таджикабадский и Лябиджарский. Таджикабадский блок является относительно опущенным. Смещение по ограничивающим его разломам достигало 100 м, а амплитуда прогибания — 500 м. Тупчакский и Лябиджарский блоки равномерно поднимались.

Западная ступень равномерно поднималась и кулисообразно представляла северную. Она имела клиновидную форму и была ограничена на западе участком долины р. Оби-Хингоу, а на юге — региональным разломом субширотного простирания. Амплитуда восходящих движений достигала в ее пределах 800 м.

Поднятие Дарвазского хребта на севере было ограничено зоной глубинного Дарваз-Каракульского разлома. Амплитуды его воздымания имели интервал от 1000 до 1200 м.

Северо-Памирский прогиб и Таджикская депрессия представляли собой область, в которой происходили дифференцированные тектонические движения.

В восточной части Северо-Памирского прогиба был образован ряд поднятий и впадин. Таумурунское поперечное поднятие, продолжавшее унаследованно развиваться, разделяло современную Алайскую впадину на западную и восточную зоны аккумуляции. Восточная зона была вытянута в субширотном направлении и ограничена с севера и юга разломами. Амплитуды восходящих тектонических движений в ее пределах не превышали 800 м. Мощности накопившихся в ней песчано-конгломератовых отложений достигает нескольких десятков метров.

В пределах западной зоны аккумуляции были сформированы три небольшие впадины, амплитуды восходящих тектонических движений в центральных частях которых не превышали 700 м. Впадины заполнены терригенными отложениями.

Центральная часть Северо-Памирского прогиба окончательно замкнулась. Относительное прогибание происходило лишь в долине р. Сурхоб.

В пределах Таджикской депрессии, которая окончательно соединилась с западной частью Северо-Памирского прогиба, развивался целый ряд поднятий и впадин. На севере выделялся Предгиссарский прогиб, южнее — поднятия хребтов Вахшского, Сурхку, Сарсарьяк, Хазратишох, Пархарская впадина, поднятие гор Сангисавзтау, поднятие хр. Джилантау, Дангаринская впадина, Табакчи-Чалтауское поднятие, Териклинтау-Каратауское поднятие, Явано-Вахшская впадина, Восточно-Кафирниганское поднятие, поднятие хр. Бабатаг, Сурхандарьинская впадина, поднятие хр. Байсунтау.

Предгиссарский прогиб занимал современную Гиссарскую долину и верховья р. Сурхандарья. На севере он был ограничен зоной глубинного Гиссарского разлома, на юге — зоной глубинного Вахшского разлома. Прогиб имел асимметричное строение, крутой южный борт и пологий северный. В центральной части прогиба на-

ходила область абсолютных прогибаний. Отсутствие достоверных данных о мощности среднечетвертичных отложений позволяет лишь предположительно оценить величину прогиба, по всей видимости, она не превышала первые сотни метров. На северной периферии прогиба находились два относительно приподнятых блока — Варзобский и Каратагский, ограниченные разломами. Амплитуда восходящих тектонических движений в пределах этих блоков не превышала 300–400 м.

Поднятие Вахшского хребта имело северо-восточное простирание. На западе оно было ограничено небольшим меридиональным разломом, отделявшим его от поднятия хр. Сарсаряк. Юго-восточный границей поднятия являлся участок глубинного Петровского разлома, а юго-западной — один из оперяющих разломов глубинного Вахшского разлома. Поднятие Вахшского хребта состояло из двух ступеней (северного склона и водораздельной части), отделенных региональным разломом, смещение по которому превышало 100 м.

Поднятие хр. Сарсаряк с севера и юга было ограничено региональными разломами. Восходящие движения в его пределах проявлялись неравномерно: восточная часть поднималась интенсивнее, чем западная. Амплитуды восходящих тектонических движений на востоке поднятия превышали 700 м, а на западе едва достигали 500 м.

Поднятие хр. Сурхку находилось севернее поднятия Вахшского хребта, отделяясь от него узким грабенообразным прогибом, осложненным по бортам серией разрывов, ограниченных на востоке Петровской зоной глубинного разлома. Наиболее интенсивно поднималась центральная часть хребта, где амплитуды тектонических движений достигали 700 м.

Поднятие Хозретишоу располагалось в восточной части Таджикской депрессии. На севере его границей являлась долина р. Оби-Хингоу, на востоке — глубинный Дарваз-Каракульский разлом, а на западе — система разломов, имевших субмеридиональное простирание. В пределах этого сложнопостроенного поднятия можно выделить два блока — восточный и западный. Восточный блок испытывал равномерные восходящие тектонические движения с амплитудой 600–700 м. Смещение по Дарваз-Каракульскому глубинному разлому составляло более 300 м. Западный блок, отделявшийся от восточного региональным разломом, состоял из двух частей — северной и южной. Северная его часть поднималась более интенсивно. На ее северной периферии амплитуды достигали 700–800 м, а на южной — всего 300–400 м.

Поднятие гор Сангисвазтау находилось в междуречье современных долин Оби-Мазар и Шуробдарья. На севере оно было ограничено долиной р. Оби-Хингоу, на юге — субширотным отрезком долины р. Оби-Мазар. Система субмеридиональных разломов делила это поднятие на ряд блоков, вытянутых субмеридионально. Для всех этих блоков характерно было неравномерное поднятие северных и южных частей. На севере амплитуды воздымания составляли 700–800 м, а на юге — 300–400 м.

Пархарская впадина развивалась унаследованно. Она несколько разрослась и слилась с расположенной северо-восточнее Дангаринской впадиной. Вся эта область испытывала нисходящие движения. Здесь отлагались аллювиальные осадки, предположительная мощность которых составляет первые сотни метров.

Поднятие хребтов Каратау-Табакчи находилось западнее Дангаринской впадины. В его пределах выделялись два равномерно поднимающихся блока, отделенных от другого региональным разломом. Восточный блок испытывал более интенсивное воздымание с амплитудой 500 м.

Западнее Пархарской впадины располагалось Териклитау-Каратауское поднятие. Оно было вытянуто в субширотном направлении. На западе это поднятие было ограничено системой разломов субмеридионального простирания. Центральная, наиболее приподнятая его часть испытала воздымание в 300 м. Смещение по разломам, ограничивающим его с запада и востока, превышало 100 м.

Поднятие хр. Чолтау на северо-западе было ограничено субмеридиональным разломом, воздымалось неравномерно. Максимальные амплитуды проявились в его юго-западной части и составили 600-700 м.

Явано-Вахшская впадина носила унаследованный характер развития. На востоке она была ограничена поднятиями хребтов Каратау и Териклитау, на западе - поднятиями хребтов Аруктау и Каршитау. В пределах этой впадины продолжались нисходящие тектонические движения и отлагались аллювиально-пролювиальные отложения, представленные галечниками, песками, лёссовидными суглинками.

Между долиной р. Кафирниган на западе и Явано-Вахшской впадиной находилось сложнопостроенное поднятие, которое условно выделяется нами под названием Восточно-Кафирниганского. В его пределах выделялась система блоков, отделенных один от другого тектоническими нарушениями.

На востоке рассматриваемой структуры находился вытянутый в субмеридиональном направлении блок, соответствующий современному хр. Аруктау. С запада и востока его ограничивали разрывы. Южная периферия этого блока была осложнена системой кулисообразных разрывов субмеридионального простирания. Рассматриваемая структура испытывала неравномерное поднятие. Максимальные амплитуды характерны для ее западной части. Восточнее Аруктауского блока располагался центральный блок, вытянутый в субмеридиональном направлении. Он резко сужался на севере. В пределах этого блока выделялись три ступени - восточная и западная, более приподнятые, и южная, относительно опущенная, отделенные одна от другой разломами, смещение по которым в отдельных местах достигало 100-150 м.

Западный блок Восточно-Кафирниганского поднятия поднимался крайне неравномерно. Наиболее интенсивные воздымания были приурочены к его центральному частям - более 300 м. Западная и южная периферии этого блока испытывали менее интенсивные тектонические движения.

Поднятие хр. Бабатаг было вытянуто в субширотном направлении вдоль правого берега р. Кафирниган. С востока на запад в пределах этого поднятия выделялись восточный, центральный и западный блоки. Восточный блок отделялся от центрального региональным Восточно-Бабатагским разломом. В его пределах выделялись две части — северная и южная, отделенные одна от другой Каршитауским разломом. Северная часть имела клиновидную, суженную к северу форму. Поднятие в ее пределах шло неравномерно. Наиболее приподнятой была юго-западная периферия. Южная периферия восточного блока поднятия хр. Бабатаг являлась относительно опущенной. Тектонические перемещения в ее пределах происходили неравномерно и составляли 100 м.

Центральный блок поднятия хр. Бабатаг делился, в свою очередь, на две части — северную и южную, разделенные разломом меридионального простирания, по которому смещение составляло 100 м. Северная часть к северу выклинивалась вследствие схождения Восточно-Бабатагского и Западно-Бабатагского разломов. Максимальные тектонические движения происходили по южной ее периферии и составляли 500 м.

В пределах южной части наибольшее поднятие испытала северная периферия — 500 м. В южном направлении амплитуды постепенно уменьшались.

Западный блок поднятия хр. Бабатаг неравномерно поднимался. Интенсивнее двигалась северная его часть — 300 м. В западном и южном направлениях амплитуды восходящих тектонических движений несколько уменьшались. Сурхандарьинская впадина продолжала испытывать нисходящие тектонические движения. На севере она соединялась с Предгиссарским прогибом. Максимальные амплитуды прогибания были приурочены к ее центральной части. Впадина заполнена аллювиальными отложениями.

Поднятие хр. Байсунтау находилось на крайнем западе Таджикской депрессии. В его пределах выделялись с севера на юг четыре блока — Туполапский, Синский, Кумкурганский и Шерабадский. Все они испытывали восходящие тектонические движения. Амплитуда поднятия составляла 200–300 м.

В результате происходивших тектонических движений палеогеографическая обстановка в среднечетвертичное время значительно изменилась, особенно это отразилось на рисунке гидросети.

Существенную перестройку претерпела р. пра-Кызылсу-Сурхоб-Вахш. Пра-Кызылсу в связи с интенсивным поднятием северного склона Заалайского хребта постепенно скатывалась в сторону Алайского хребта. Западно-Алайское поперечное поднятие, располагавшееся на западном замыкании современной Алайской долины, было прорезано в результате регрессивной эрозии водотоками со стороны урочища Ляхш и со стороны Алайской долины, и во вновь образованную долину устремилась р. Кызылсу. Река пра-Сурхоб, протекавшая по северному склону хр. Петра Первого, в связи с ростом осевой части этого хребта начала смещаться к северу, в сто-

рону Каратегинского хребта. На востоке она соединялась с р. Кызылсу в единую водную артерию (рис. 25). Интенсивный рост восточной части хр. Петра Первого обусловил перестройку долины р. Муксу, которая изменила субширотное направление течения на субмеридиональное, слившись в районе урочища Ляхш с р. Кызылсу. В дальнейшем следы перестройки были в значительной степени уничтожены ледником Федченко, использовавшим днище долины р. Муксу в качестве своего ложа. Интенсивное воздымание Илякского поперечного поднятия, располагавшегося на месте современного Илякского перевала (междуречье рек Иляк — Оби-Гарм), обусловило перехват одной из долин, существовавшей между хребтами Вахшским и Сурхку, русла пра-Вахша. Выше мы упоминали, что сток пра-Вахша происходил через Илякский перевал, через перевал Зардолю в Яванскую долину. Между хребтами Вахшским и Сурхку существовала небольшая река, которая стекала, используя депрессионное понижение между современными хребтами Табакчи и Сарсаряк (анализ первичного положения рельефа и отсутствие террас, самых низких из илякского комплекса, подтверждают это). Существовавшее на месте современных хребтов Каратау и Табакчи локальное поднятие, имевшее незначительную орографическую выраженность с севера и юга, прорезалось притоками пра-Вахша. "Всплеск" тектонической активности обусловил рост Илякского поднятия и поднятия на месте перевала Зардолю. Пра-Вахш перехватывается водотоком, находившимся между Вахшским хребтом и хр. Сурхку, и устремляется по новому руслу. Однако поднятие депрессионной Табакчи-Сарсарякской зоны и северной части Табакчи заставляет новое русло Вахша блуждать в поисках выхода. Усиление темпа восходящих движений ускорило прорезание сквозной долины в Табакчи-Каратауском поднятии, и Вахш устремился по новому руслу.

Была перестроена и долина р. пра-Оби-Хингоу. В результате более интенсивных тектонических поднятий отрогов Дарвазского хребта по сравнению с западной частью хр. Петра Первого произошла перестройка долины р. Оби-Хингоу в районе кишлака Тавильдара [130]. Пра-Оби-Хингоу была перехвачена одним из притоков р. Сурхоб. Резкое увеличение водности потока, захватившего новое русло, способствовало его энергичному врезанию в рыхлые мезокайнозойские отложения. Эта особенность является характерной для всех областей перестройки в пределах Памиро-Алая.

Существенную перестройку испытали и остальные реки района. Особенно хорошо это видно при сравнении рисунков древней и современной гидросети. Реки Кафирниган и Сурхандарья, протекавшие несколько западнее своих современных долин, постепенно скатывались в восточном направлении.

Река Оби-Мазар, имевшая субмеридиональное направление течения, в связи с ростом поднятия, расположенного на левом берегу ее современного течения, была вынуждена повернуть в субширотном направлении.

Интенсивные восходящие тектонические движения среднечетвертичного времени привели к тому, что большинство хребтов достигло снего-



Рис. 25. Долина р. Кызылсу, выработанная между Алайской долиной и урочищем Ляхш в условиях интенсивно воздымающегося поперечного поднятия

вой границы, и на них развились мощные ледники, деятельность которых сыграла существенную роль в моделировке рельефа. Особенно значительное распространение ледники имели в восточной части Памиро-Алая.

#### ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ - ДУШАНБИНСКОЕ ВРЕМЯ

Территория Памиро-Алая развивалась по плану, унаследованному со среднечетвертичного времени. В ее пределах продолжались преимущественно восходящие тектонические движения, и лишь в Таджикской депрессии незначительные области продолжали прогибаться. Характерной особенностью этого этапа является значительное увеличение скоростей тектонических движений, которые обусловили интенсивное врезание рек, и к концу позднечетвертичного времени основные реки Памиро-Алая почти заново выработали свои долины. В высокогорных частях территории продолжали сохраняться мощные ледники, следы деятельности которых сохранились главным образом в восточной части рассматриваемой области.

Распределение суммарных амплитуд тектонических движений за позднечетвертичное время показано на рис. 26 (см. вкл.).

На севере Памиро-Алая продолжали развиваться поднятия Алайского, Каратегинского и Гиссарского хребтов.

Поднятие Алайского хребта было интенсивным и равномерным. В ряде блоков произошло некоторое перераспределение по площади скорости тектонических движений. Несколько усложнялась общая структура поднятия, что выразилось в образовании ряда новых блоков, таких, как Талдыкский и Коксуйский: амплитуды поднятия в пределах Алайского хребта колебались от 800 м на севере до 500 м на юге.

В пределах Карамыкдараутского блока обособился самостоятельный Коксуйский блок, ограниченный на западе меридиональным разломом. В рассматриваемое время наиболее интенсивно поднималась его северная часть, где амплитуды тектонических движений превышали 800 м.

Сарыкмогольский и Каравакский блоки продолжали существовать в тех же границах и сохранили те же тенденции тектонического развития. Максимальные амплитуды поднятия этих блоков не превышали 600–700 м.

Кызылункурский блок несколько изменил свои очертания за счет вовлечения в процесс относительного прогибания юго-восточной части Карамыкдараутского поднятия. В целом же этот блок сохранил характер и направленность своего тектонического развития.

Карамыкдараутский блок существенно изменил свои очертания. Он превратился в единое, равномерно воздымавшееся, с амплитудой 800 м, поднятие.

В пределах поднятия Каратегинского хребта продолжали существовать три структурно обособленные области – восточная, центральная и западная.

В пределах восточной области наиболее интенсивно поднималась ее северная часть, где амплитуды достигали 600 м. Прекратила свое развитие впадина, располагавшаяся в низовьях р. Коксу.

В центральной области произошло перераспределение интенсивности тектонических движений. Поднятие Кабуд–Крым значительно сократилось в размерах в результате вовлечения в процесс относительного прогибания его южной и западной частей. Амплитуды восходящих тектонических движений в центральной части этого поднятия превышали 300 м. Комароуский грабен был выражен менее отчетливо. В его пределах отлагались пролювиальные крупнообломочные фации.

Западная область испытывала равномерное блоковое поднятие, на фоне которого интенсивно развивалось Илякское поперечное поднятие, достигая в своей центральной части амплитуды 500 м. Оно несколько увеличилось в размерах и мигрировало в северном направлении.

Поднятие Гиссарского хребта сохранило свою блоковую структуру и направленность тектонических движений, хотя характер их проявления несколько изменился по сравнению с предыдущим этапом горообразования. В пределах восточного блока в центральной его части сформировался небольшой, относительно опущенный Рамитский блок. Амплитуды восходящих движений в его пределах превышали 400 м.

В целом для поднятия Гиссарского хребта характерно проявление восходящих тектонических движений, амплитуды которых колебались от 400 до 500 м.

В пределах Северного Памира продолжали унаследованное развитие структуры хребтов Заалайского, Петра Первого, Дарвазского.

Поднятие Заалайского хребта сохранило свое блоковое строение. Северный его блок испытывал сводовое воздымание, на фоне которого активно развивались Ачикташское и Западно-Заалайское поперечные поднятия. Амплитуды воздымания в их пределах незначительно превышали 800 м.

Отсутствие данных не позволяет точно оценить амплитуды восходящих тектонических движений южной части поднятия Заалайского хребта, но можно с уверенностью предполагать, что они превышали 800 м.

Поднятие хр. Петра Первого продолжало развиваться по унаследованному плану. В пределах его северного борта сохранилось блоковое строение. Тупчакский блок активно поднимался, а Таджикибадский относительно прогибался. Амплитуды поднятия в его центральной части не превышали 200 м. Северная часть Лябиджарского блока была втянута в процесс относительного прогибания Комсомолабаско-Таджикабадской впадины, а южная продолжала подниматься.

В западном блоке происходило равномерное поднятие с суммарной амплитудой 550 м.

В пределах южного блока продолжало существовать поднятие, располагавшееся на месте осевой части хр. Петра Первого. Оно несколько сократилось в размерах за счет вовлечения в процесс относительного прогибания своей южной периферии. Амплитуды восходящих тектонических движений в центральной части южного блока достигали 700 м.

Поднятие Дарвазского хребта продолжало испытывать восходящие тектонические движения, амплитуда которых превышала 600 м.

Северо-Памирский прогиб и Таджикская депрессия продолжали унаследованное развитие, оставаясь областью относительного прогибания.

Восточная часть Северо-Памирского прогиба - Алайская впадина продолжала оставаться областью аккумуляции. В ее пределах в основном сохранились те же структурные элементы, что и в средне-четвертичное время, но имелись и некоторые отличия. Так, например, Таумурунское поперечное поднятие в ее пределах почти не развивалось. Практически не была выражена восточная зона аккумуляции; западная зона, наоборот, активно развивалась. Здесь продолжали существовать Восточно-Алайская, Центральная-Алайская впадины, развивавшиеся по унаследованному плану. Амплитуды поднятия в их центральных частях не превышали 400-600 м.

Центральная часть Северо-Памирского прогиба несколько расширилась за счет вовлечения в процесс относительного прогибания южной периферии Каратегинского хребта и северной части хр. Пет-

ра Первого. Здесь сформировалась Комсомолабадско-Таджикабадская впадина. Ось ее была вытянута в субширотном направлении и совпала с линией Вахш-Сурхобского глубинного разлома. Она протягивалась узкой полосой от г. Комсомолабада (несколько ниже места слияния рек Сурхоб и Оби-Хингоу) на западе до западной границы Таджикабадского блока. Амплитуды тектонического поднятия в ее пределах не превышали 200 м.

В Таджикской депрессии продолжались дифференцированные тектонические движения. Характерной особенностью этого этапа развития для рассматриваемой территории является частичное сокращение областей прогибания за счет вовлечения их в процесс поднятия.

В Предгиссарском прогибе восходящие тектонические движения в его центральной части привели к обособлению Душанбинской впадины, в которой развивались нисходящие движения.

Продолжается дальнейший рост поднятий Вахшского хребта с амплитудой до 500 м. Северный борт поднимался неравномерно, достигая наибольших амплитуд в юго-восточной части — до 400 м.

Поднятие хр. Сарсарак несколько отставало в росте от окружающих его поднятий. Амплитуда его воздымания достигала 400 м.

Хребет Сурхку поднимался равномерно единым блоком. Амплитуды восходящих тектонических движений составляли здесь 400 м.

Поднятие хр. Хозретишох развивалось унаследованно, сохраняя ту же направленность, что и в среднечетвертичное время. Интенсивность тектонических движений в его пределах была неравномерной. Активнее поднималась его восточная часть, где амплитуды достигали 600 м, понижаясь к западу до 200 м. Смещение по разломам, разделявшим это поднятие на отдельные блоки, не превышало 100 м.

Поднятие гор Сангисавзтау было разбито на отдельные блоки, испытывавшие разную интенсивность тектонических движений. Восточный блок, примыкающий к поднятию Хозретишох, являлся приподнятым. Его поднятие происходило неравномерно, достигая наибольших амплитуд в северной части — 500 м. Центральный блок был относительно опущен. Смещение по разлому, отделявшему его от восточного блока, превышало 100 м. Западный блок являлся приподнятым по отношению к центральному. Амплитуда поднятия в его пределах превышала 500 м.

Пархарская впадина несколько сократилась в размерах за счет вовлечения в процесс поднятия северной ее части. Кроме того, эта впадина отделилась от Дангаринской впадины в результате роста хр. Джилантау в юго-западном направлении. Хребет Джилантау, разделивший эти впадины, равномерно поднимался с амплитудой 300 м.

Существовавшее в среднечетвертичное время единое Териклитау-Каратауское поднятие в результате дифференцированных движений разделилось на два самостоятельных поднятия — Териклитауское и Каратауское. Амплитуды восходящих движений в центральных частях этих поднятий превышали 200 м.

Явано-Вахшская впадина несколько сократилась в размерах за счет северной периферии, которая была втянута в процесс поднятия активно воздымавшимся хр. Каратау. В центральной и южной частях впадины продолжались нисходящие тектонические движения.

Восточно-Кафирниганское поднятие продолжало развиваться по унаследованному плану. Максимальные амплитуды проявлялись в его центральной части и превышали 600 м.

Поднятие хр. Бабатаг сохранило тенденцию к воздыманию. Максимальные амплитуды восходящих тектонических движений были характерны для его центральной части, где превышали 600 м. Смещение по разломам, отделявшим отдельные блоки этого поднятия, не превышало 100-200 м.

Сурхандарьинская впадина в результате усиления восходящих тектонических движений несколько сократилась в размерах. Эти же движения привели к обособлению в ее пределах двух самостоятельных впадин. На севере находилась Туполангская впадина. Ось ее была вытянута в северо-восточном направлении. Впадина в целом имела асимметричное строение.

В нижнем течении современной реки Сурхандарьи находилась Нижнесурханская впадина. Ось ее совпадала с направлением течения современной реки Сурхандарьи.

Поднятие хр. Сурхантау в целом развивалось по унаследованному плану. Однако и здесь произошли небольшие изменения. Так, в пределах Шерабадского блока, на месте современной Сары-Камышской гряды, возникли два небольших поднятия, ограниченные с севера и юга тектоническими нарушениями. Амплитуда воздымания в их центральных частях превышала 200 м.

## ГОЛОЦЕНОВОЕ - АМУДАРЬИНСКОЕ ВРЕМЯ

Своеобразие этого этапа в истории тектонического развития заключается в малой его продолжительности в сравнении с ранее рассмотренными эпохами. Поэтому для характеристики тектонических движений этого этапа была построена более подробная схема, отображающая распределение амплитуд голоценовых тектонических движений с сечением 20 м (рис. 27, вкл.).

На севере Памиро-Алая продолжали свое развитие поднятия Алайского, Каратегинского и Гиссарского хребтов.

Поднятие Алайского хребта развивалось в тех же границах, что и в предшествующие эпохи. В его пределах дальнейшее развитие получили следующие структурные элементы: Карамыкдарьинский, Кызылункурский, Каракавакский, Сарыкмогельский, Сарыташский и Талдыкский блоки. Вновь образовались Айлямская впадина и Коксуйское поднятие.

Коксуйское поднятие сформировалось в самой восточной части Алайского хребта. Оно испытывало интенсивные восходящие тектонические движения, амплитуда которых превышала 100 м.

Сарыташский блок равномерно поднимался с амплитудой 80–100 м. В восточной его части, в долине современной р. Айляма, окончательно обособилась небольшая впадина, формирование которой началось еще в конце позднечетвертичного времени. Восходящие тектонические движения происходили в ней менее интенсивно, не превышая 60 м.

Талдыкский блок равномерно поднимался с амплитудой 100–120 м.

Сарыкмогольский блок поднимался очень неравномерно. Южная его часть была вовлечена в процесс относительного прогибания и соединилась с Восточно-Алайской впадиной, а северная периферия продолжала интенсивно подниматься с амплитудой 100 м.

Каракавакский блок продолжал интенсивно расти. Вероятно, его можно считать северным продолжением Ачикташского поперечного поднятия. Наибольшие амплитуды восходящих тектонических движений проявлялись в северо-западной его части, где достигали 120 м.

Кызылункурский блок испытывал неравномерный подъем. Южная его часть значительно отставала по интенсивности поднятия от северной. Амплитуды восходящих движений не превышали в ее пределах 40 м, а на севере достигали 140 м.

Карамыкдараутское поднятие сохраняло тенденцию к воздыманию, но этот процесс происходил неравномерно по площади. Максимальные амплитуды восходящих тектонических движений проявились в его северо-восточной части, где достигали 160 м, и в западной части – 140 м. Относительно опущенная область в пределах этого поднятия была расположена в устьевой части современной реки Катта-Карамык, где амплитуды поднятия составляли от 80 до 100 м.

В пределах поднятия Каратегинского хребта продолжали свое развитие восточная, центральная и западная области.

В восточной области сформировался Джиргитальский прогиб. Он имел субширотное простирание. Область максимального относительного прогибания находилась в его южной части, где амплитуды восходящих тектонических движений не превышали 60 м. На остальной территории восточной области преобладали интенсивные восходящие движения. В пределах центральной области продолжался рост поднятия Кабуд-Крым. Амплитуды восходящих движений в его центральной части превышали 100 м. В низовьях долины р. Ярхыч вновь образовался Ярхынский прогиб. Он был сформирован на месте существовавшей в среднечетвертичное время области относительного прогибания, которая в конце позднечетвертичного времени была на короткое время вовлечена в поднятие.

Западная область испытывала равномерные восходящие движения. Максимальные амплитуды характеризовали ее центральную часть в районе современного Илякского перевала – 120 м. На востоке западной области в среднем течении долин Муджихарь и Чорсада находилась вытянутая в субширотном направлении впадина, амплитуды поднятия в которой не превышали 20 м.

Поднятие Гиссарского хребта развивалось по структурному плану, наметившемуся в позднечетвертичное время. Интенсивно поднималась его восточная часть — 160 м. В пределах Рамитского блока, в центральной его части, находилась заложившаяся в позднечетвертичное время впадина, где были зафиксированы наиболее низкие амплитуды поднятия — 60 м.

В пределах Северного Памира продолжали развиваться поднятия хребтов Заалайского, Петра Первого и Дарвазского.

Поднятие Заалайского хребта несколько расширилось по площади и усложнило свою структуру за счет роста поперечных поднятий в северном направлении.

Таумурунское поперечное поднятие вновь интенсивно развивается, испытывая равномерные по площади восходящие движения. Максимальные амплитуды характерны для его южной части, где они достигали 160 м.

Ачикташское поперечное поднятие значительно увеличивается в размерах. Оно сильно разрастается во всех направлениях за счет Восточно-Алайской и Центрально-Алайской впадин. Осевая часть этого поднятия смещается к востоку, и оно приобретает субмеридиональное простирание. Восходящие тектонические движения достигали максимальных значений в его южной части, в районе Дарваз-Каракульского глубинного разлома, где превышали 180 м.

Несколько западнее долины р.Алтындара начинает формироваться поперечное поднятие. Ось его имела субмеридиональное простирание. Максимальные амплитуды восходящих тектонических движений в пределах наиболее приподнятой части этого поднятия составляли 140–160 м.

Поднятие хр. Петра Первого развивалось по унаследованному структурному плану. В пределах северного борта Тупчакский блок равномерно поднимался с амплитудой, превышавшей 100 м. Таджикабадский относительно опущенный блок неравномерно поднимался. Северная его часть, слившись с Ярхычским прогибом, образовала впадину, движения в которой носили нисходящий характер. В южной части Таджикабадского блока преобладали восходящие движения. Смещение по ограничивающим его разломам достигает 10–15 м. Лябиджарский блок в это время испытывал неравномерное поднятие.

Западная ступень хр. Петра Первого испытывала восходящие тектонические движения, которые происходили неравномерно по площади. Интенсивнее поднималась восточная ее часть, где амплитуды достигали 80 м.

В пределах южной ступени сформировался ряд впадин: Чильдаринская — находилась в месте слияния современной реки Оби-Хингоу и Сурхсу. Она имела в плане изометричную форму. Амплитуда поднятия ее центральной части не превышала 40 м.

На южной периферии поднятия хр. Петра Первого, примыкающей к зоне Дарваз-Каракульского глубинного разлома, были сформированы Тавильдаринский прогиб и Арганкульская впадина. Амплитуды восходящих движений в их пределах не превышали 40–50 м.

Водораздельная часть хр. Петра Первого интенсивно поднималась. Амплитуда восходящих движений превышала 80 м.

Поднятие Дарвазского хребта испытывало восходящие тектонические движения, амплитуда которых превышала 200 м. Смещение по Дарваз-Каракульскому глубинному разлому составляло около 80 м.

Северо-Памирский прогиб и Таджикская депрессия продолжали оставаться областью относительного прогибания.

В восточной части Северо-Памирского прогиба разделенные Таумурунским поперечным поднятием продолжали относительно прогибаться западная и восточная зоны аккумуляции.

В пределах восточной зоны аккумуляции тектонические движения проявлялись равномерно, и амплитуда поднятия по всей ее площади не превышала 80 м.

В пределах западной зоны аккумуляции продолжали развиваться Восточно-Алайская, Центрально-Алайская и Западно-Алайская впадины. Амплитуды восходящих движений в их центральных частях не превышали 40-60 м. В пределах восточной зоны аккумуляции накапливались в основном аллювиальные и делювиальные отложения.

Заложившаяся в позднечетвертичное время в пределах центральной части Северо-Памирского прогиба Комсомолабадско-Таджикабадская впадина в голоцене распалась на две самостоятельные впадины. Одна из них, находившаяся в низовьях р. Ярхыч, была вытянута вдоль долины р. Сурхоб. Наиболее "прогнута" была ее центральная часть, где амплитуды достигали 20 м.

Вторая впадина находилась восточнее кишлака Гарм и имела вытянутую форму. Амплитуды относительного прогибания в ее центральной части достигали 20 м.

В Таджикской депрессии продолжали развиваться дифференцированные тектонические движения.

В пределах Предгиссарского прогиба в конце позднечетвертичного времени сформировалась Душанбинская впадина. В голоцене она значительно расширилась. В ее центральной части продолжались нисходящие тектонические движения.

В пределах хребтов Вахшского и Сурхку сформировалось сложно-построенное поперечное поднятие. Южная его часть была вытянута вдоль водораздельной части Вахшского хребта. В северном направлении оно несколько сужалось, ограничиваясь Илякским поднятием. Максимальные амплитуды воздымания превышали 140 м.

Поднятие Хазратишох продолжало интенсивно подниматься. Амплитуда восходящих движений достигала 100 м. В результате блоковых движений на юге поднятия Хазратишох сформировалось еще одно самостоятельное поднятие, амплитуды воздымания которого в центральной части превышали 100 м.

Поднятие гор Сангисавэтау развивалось в целом по унаследованному плану. Однако имелись небольшие отличия. Так, в восточной части этого поднятия сформировалась впадина, вытянутая в субмеридио-

нальном направлении. Амплитуды восходящих движений в ее центральной части не превышали 20 м.

Пархарская и Дангаринская впадины вновь соединились и расширились к северу в пределы поднятия гор Сангисавэтау, объединившись с относительно опущенным западным блоком этого поднятия. Нисходящие тектонические движения преобладали в южной части Пархарской впадины.

Продолжали подниматься хребты Джилантау, Каратау–Табакчи, Териклитау и Каратау. Их развитие шло по унаследованному с позднечетвертичного времени плану. Максимальные амплитуды восходящих тектонических движений колеблются в их пределах от 60 до 100 м.

Явано–Вахшская впадина несколько сократилась в размерах и мигрировала в сторону Восточно–Кафирниганского поднятия. Нисходящие тектонические движения продолжались по правобережью нижнего течения р. Вахш.

Восточно–Кафирниганское поднятие интенсивно росло. В его пределах активно развивались поднятия хребтов Байрягитау и Гарданиушти. Если в средне– и позднечетвертичное время в пределах хр. Гарданиушти максимальное воздымание испытывали южные его части, то в голоцене активнее поднималась северная его часть, где амплитуды превышали 120 м.

Поднятие хр. Бабатаг происходило по унаследованному плану, сопровождалось незначительными изменениями. На юге восточной части активно развивалось небольшое поднятие на месте современного хребта Туюнтау. Оно было вытянуто в субмеридиональном направлении и ограничено с запада и востока разломами. В нижней части современной реки Кафирниган сформировалась впадина, в которой в голоцене происходили нисходящие тектонические движения.

Сурхандарьинская впадина оставалась областью относительного прогибания. В ее пределах продолжали развиваться Туполангская и Нижнесурханская впадины. Они несколько сократились в размерах. В обеих впадинах происходили нисходящие тектонические движения.

Развитие поднятия хр. Байсунтау происходило по унаследованному плану. Активно развивались заложившиеся в позднечетвертичное время Сарькамьшское и Келиф–Шерабадское поднятия. Наибольшие амплитуды воздымания зафиксированы в северо–западной части, где превышали 100 м.

#### СООТНОШЕНИЕ ДРЕВНЕГО И СОВРЕМЕННОГО СТРУКТУРНОГО ПЛАНА ПАМИРО-АЛАЯ

Как показывает опыт изучения сейсмичности, не последнюю роль в ее распределении по территории играет современный структурный план.

Структурный план Памиро–Алая формировался в течение длительной геологической истории, но свое современное морфологическое выражение он получил в результате новейших тектонических движений (рис. 28, вкл.).

В современной структуре Памиро-Алая выделяются: сводово-глыбовое поднятие Юго-Западного Тянь-Шаня, внешняя синклинали-ная зона Юго-Западного Тянь-Шаня, внешняя зона Северного Памира, внутренняя зона Северного Памира, Таджикская депрессия.

1. Высоко поднятый участок активизированной эпигерцинской платформы Юго-Западного Тянь-Шаня сложен в основном сильно дислоцированными и прорванными интрузиями породами палеозоя. С юга он ограничен системой Вахш-Сурхоб-Кызылсуйского и Гиссарского глубинных разломов. В пределах его выделяются сводово-глыбовые поднятия Алайского, Каратегинского и Гиссарского хребтов. В новейшее время здесь разивались интенсивные восходящие тектонические движения, амплитуда которых достигала 3000-4000 м. На фоне общего поднятия происходили подвижки по разломам отдельных блоков, что обусловило усложнение структурного плана этой территории.

2. Внешняя синклинали-ная зона Юго-Западного Тянь-Шаня сформировалась на месте северной части Северо-Памирского прогиба, непосредственно примыкавшей к области эпигерцинской платформы. К ней относятся Верхнеилакская, Верхневахшская, Сурхобская и Алайская впадины, выполненные мезо-кайнозойскими отложениями. На севере синклинали-ная зона ограничена Вахш-Сурхоб-Кызылсуйским глубинным разломом, а местами захватывает саму зону разлома. На юге синклинали-ную зону ограничивает поднятие Северного Памира. В новейшее время в начале этапа внешняя синклинали-ная зона испытывала нисходящие движения, а затем, после смены знака движений, - слабые восходящие. На фоне окружающих ее поднятий синклинали-ная зона являлась областью относительного прогибания. Высокая активность по простираню глубинного Вахш-Сурхоб-Кызылсуйского разлома обусловила образование ряда впадин, для которых характерно асимметричное строение. Как правило, северные части впадин являются более прогнутыми.

3. Внешняя зона Северного Памира - антиклинали-ное складчато-глыбовое поднятие, образовавшееся на месте южной части Северо-Памирского прогиба, сложено в основном мезо-кайнозойскими отложениями. На севере оно ограничено зоной глубинного Петровского разлома, а на западе - сложной системой региональных разломов. В его пределах выделяются антиклинории хребтов Заалайского, Петра Первого, Вахшского, Сурхку и сложнопостроенная антиклинали-ная структура внешнего Дарваза. Здесь широко развита послекулябская поверхность выравнивания, которая последующими восходящими тектоническими движениями была разбита на отдельные блоки, сместившиеся по разломам на различные высоты.

4. Внутренняя зона Северного Памира представляет собой сводово-глыбовое поднятие альпийского мегантиклинория, в строении которого участвуют породы докембрийского и палеозойского возраста. На севере эта область ограничена зоной глубинного Дарваз-Каракульского разлома. Наибольшие поднятия в пределах внутренней зоны Северного Памира отмечаются в антиклинории Заалайского хреб-

та, где амплитуда новейших тектонических движений превышает 5000 м. В антиклинории Дарвазского хребта амплитуда поднятия достигает 3000–3500 м.

5. Таджикская депрессия выполнена мощной толщей мезо-кайнозойских пород. В ее пределах можно выделить несколько структурных зон. На востоке находится Яхсуйский прогиб, в пределах которого развита серия узких, асимметричных антиклинальных складок, разделенных широкими плоскими синклиналями. Южная часть прогиба осложнена проявлениями соляной тектоники (куполов Ходжа-Мумын, Ходжа-Сортис), в которых верхнеюрская соляная толща прорывает покрывающие ее породы и выступает на поверхность среди неогеновых и четвертичных отложений. Второй прогиб – Гиссаро-Сурханский – протягивается в широтном направлении вдоль южного склона Гиссарского хребта, а затем, изменив простирание на почти меридиональное, прослеживается до р. Амударьи, отделяя восточную часть Таджикской виргации от западной. Общее синклинальное строение прогиба усложнено наличием небольших брахиантиклиналей.

Между прогибами располагается центральная зона, соответствующая виргации хр. Петра Первого и характеризующаяся наличием многочисленных ветвящихся антиклинальных складок, разбитых разломами на многочисленные блоки. Здесь различаются две подзоны – Вахшская и Кафирниганская, разделенные крупной Яванской синклиналью.

На крайнем западе находится антиклинорий юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Сопоставление схем четвертичных и голоценовых тектонических движений со схемой строения палеозойского фундамента западной части Памиро-Алая (рис. 29, вкл.) показало, что современный структурный план является частично переработанным и не совсем совпадает с палеозойским. Анализ зависимости палеозойских и молодых структур показал, что поверхностные структуры слабо связаны со структурами фундамента.

Сопоставление зон глубинных разломов с сеткой разломов, выделенной для палеозоя, показало хорошую сопоставимость Вахш-Сурхоб-Кызылсуйской и Дарваз-Каракульской глубинных зон на поверхности и на глубине, что подтверждает их палеозойское заложение. Петровская глубинная зона и региональные разломы являются более молодыми по времени заложения.

Сопоставление палеозойских структур со схемой современной сейсмичности показало, что эпицентры землетрясений практически не связаны с глубинными структурами, а являются следствием развития более молодых тектонических структур.

Сопоставление схемы четвертичной перестройки с палеозойскими структурами показало, что участки перестройки слабо связаны с ними.

Подводя итоги рассмотрения горообразования на Памиро-Алае, можно сформулировать основные закономерности.

Рассмотрение истории развития тектонических движений позволяет в первую очередь выяснить время формирования основных струк-

турных элементов территории и проследить их последовательное развитие.

1. В начале неогенового этапа тектоническое развитие Памиро-Алая шло по унаследованному с предшествующего времени плану. В областях поднятий происходили слабые восходящие движения, а в Северо-Памирском прогибе и Таджикской депрессии развивались нисходящие движения, происходило осадконакопление. Постепенно скорости, а вместе с ними и дифференцированность тектонических движений возросли. Это привело к погрублению обломочного материала в прогибах и увеличению мощности отложений, достигающей 800–1200 м. В это же время происходило заложение ряда региональных разломов.

2. В середине неогенового этапа постепенно происходило перераспределение по площади интенсивности тектонических движений. Это привело к некоторому усложнению структурного плана территории – росту частных поднятий, таких, как Таумурунское в пределах Северо-Памирского прогиба, и образованию новых впадин. В областях поднятий происходили интенсивные восходящие движения. Об этом свидетельствует погрубление обломочного материала в коррелятивных осадках. Нисходящие движения в прогибах имели значительную скорость. Мощность отложений в отдельных впадинах достигала в это время 5000 м.

3. В конце неогенового этапа преобладали восходящие тектонические движения. Развитие Памиро-Алая шло по пути усложнения, что связано с проявлением дифференциации тектонических движений. Большую роль играли региональные разрывы, обусловившие развитие поднятий и впадин. Во второй половине среднего плиоцена в ряде поднятий наблюдалось ослабление темпа восходящих движений, и они на короткое время превратились в области аккумуляции. В конце среднего плиоцена произошел процесс складкообразования. Накопившиеся ранее отложения были смяты в складки. В пределах Северо-Памирского прогиба был сформирован ряд частных поднятий.

После завершения процесса складкообразования наступил этап тектонического затишья. Сформировавшиеся поднятия подверглись значительному размыву.

4. После завершения этапа тектонического затишья в начале кулябского времени наступил новый этап тектонической активности. В это время происходили дифференцированные движения. В поднятиях преобладали восходящие движения, а впадины интенсивно прогибались. Мощность кулябских отложений превышает 1500 м.

В это же время произошло заложение палеогидросети. В конце кулябского времени произошла еще одна фаза складкообразования. Кулябские отложения были смяты в складки.

5. После завершения процесса складкообразования наступил новый этап тектонического затишья, продолжавшийся до конца раннечетвертичного времени. Соотношение между скоростями поднятий и размыва было таким, что создались условия для формирования полигенетической послекулябской поверхности выравнивания. Она фор-

мировалась в пределах Северо-Памирского прогиба и Таджикской депрессии и в предгорьях основных горных сооружений, заходя отдельными языками по долинам крупных рек.

6. После этапа тектонического спокойствия наблюдалась новая вспышка тектонической активности. Начиная со среднечетвертичного времени скорости восходящих тектонических движений значительно возросли. Это привело к перераспределению областей поднятия и опускания, оживлению разломов, перестройке гидросети.

Палеореки, заложившиеся в кулябское время и окончательно сформировавшие свои долины в период выработки поверхности выравнивания, в среднечетвертичное время претерпели существенную перестройку.

Последующие тектонические движения привели к формированию новых долин и энергичному врезанию. В конце среднечетвертичного времени основные черты современного рельефа получили свое морфологическое выражение. В дальнейшем развитие территории шло по унаследованному плану.

7. Максимальные амплитуды четвертичных тектонических движений падают на среднечетвертичное время, однако скорости тектонических движений не были значительными и составляли 0,3–0,4 см/год.

8. В позднечетвертичное время развитие Памиро-Алая шло в основном по плану, сформированному в среднечетвертичное время, за исключением локальных участков: а) скорости тектонических перемещений по сравнению со среднечетвертичным временем значительно увеличиваются, достигая 0,6–0,8 см/год; б) в конце позднечетвертичного времени рельеф Памиро-Алая был практически сформирован в общих своих чертах.

9. Развитие территории в голоцене шло в рамках, обусловленных развитием позднечетвертичных тектонических движений. Скорости голоценовых тектонических движений являются максимальными, превышая в осевых частях поднятий 1,5 см/год.

10. Большую роль на протяжении четвертичного этапа играли разрывные нарушения. Амплитуды смещения по зонам глубинных разломов, имеющих палеозойское заложение, составляют за четвертичное время до 1000 м, а по региональным разломам, которые, как правило, заложены в новейшее время, – первые сотни метров.

11. В настоящее время на территории Памиро-Алая продолжают интенсивные тектонические движения, показателем которых является высокая сейсмическая активность.

## СЕЙСМИЧНОСТЬ ПАМИРО-АЛАЯ

Тектонические движения, происходящие на территории Памиро-Алая, в настоящее время можно охарактеризовать путем анализа сейсмичности и тем самым попытаться рассмотреть связь сейсмических и геологических явлений и, исходя из их сопоставления, наметить дальнейшую направленность их взаимного развития. Кроме того, подобное сопоставление позволяет конкретизировать пути решения задач, связанных с изучением землетрясений.

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СОВРЕМЕННОЙ  
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Известно, что землетрясения можно рассматривать как один из типов современных тектонических (сейсотектонических) движений. Исходя из такого понимания природы и механизма землетрясений следует, что они являются, с одной стороны, естественным "результатом" тектонического развития поверхности Земли, а с другой — могут иметь одну общую причину, т.е. различаться лишь по типу движения.

Рассмотрим, как это положение подтверждается для территории Памиро-Алая.

В настоящее время определено местоположение большей части землетрясений, известных с 1865 г., для этой территории (Каталог землетрясений Таджикистана, Атлас землетрясений СССР, Каталог сильных землетрясений СССР). Следует лишь иметь в виду, что точность их определения различна и для большей части эпицентров невелика. Она составляет от  $\pm 25$  км в лучшем случае до  $\pm 100$  км и больше в наименее изученных районах Таджикистана.

Исключение, конечно, составляют катастрофические землетрясения, следы многих из них сохранились и по сей день. Поэтому далеко не все имеющиеся данные о распределении эпицентров можно использовать для сравнительного анализа с тектоническими данными в масштабе 1:300 000.

В предлагаемой работе использованы результаты наблюдений сильных землетрясений (сильнее 10-го энергетического класса с  $M = 3$ ), проведенных с 1955 по 1970 г. Комплексной сейсмологической экспедицией Института физики Земли АН СССР и Таджикского института сейсмологии, любезно предоставленные в наше распоряжение И.Л. Нерсесовым. Точность определения эпицентров на этой схеме более высокая и составляет в среднем  $\pm 5$  км.

Рассмотрим схему распределения эпицентров сильных землетрясений как некую схему современных тектонических движений. На приведенной схеме положения эпицентров с главнейшими особенностями истории тектонического развития территории видно, что в целом всей описываемой территории присуща высокая сейсмическая активность. Это, несомненно, свидетельствует об ее значительной современной тектонической подвижности. По насыщенности эпицентров можно судить о наиболее напряженных участках территории. Общий сейсмический фон заметно возрастает с запада на восток. Увеличивается не только количество зафиксированных землетрясений, но и их сила. При этом намечается группировка землетрясений в нескольких локальных областях.

Наибольшая концентрация эпицентров отмечается для центральной части Памиро-Алая. Интересна конфигурация этой области в плане: она напоминает несколько вытянутый к востоку треугольник, северная сторона которого совпадает с положением основной линии Гиссарского глубинного разлома, а южная — с основной линией глубинного Дарваз-Каракульского разлома. Западная сторона этой площади, тоже довольно четко очерченная, не совпадает с каким-либо из выявленных тектонических нарушений, а скорее повторяет рисунок области повышенного градиента скорости вертикальных тектонических движений за четвертичный период, предложенного для сопоставления с сейсмичностью в 1959 г. М.В.Гзовским, В.Н. Крестниковым и Г.И. Рейснером. Повышенным значением градиента, как показали исследования, для этой территории является  $3 \times 10^{-7}$  см/гсм.

Другая значительная площадь повышенной концентрации эпицентров располагается на северо-западе Памиро-Алая, в отрогах Гиссарского и Каратегинского хребтов в районе г. Душанбе. Здесь плотность эпицентров несколько меньшая. Эта площадь на севере и на юге ограничивается основными линиями зон глубинных разломов Петровской и Гиссарской. Западная оконечность этой полосы располагается в районе долины р. Каратаг, а восточная — в районе Илякского перевала. Центральная область скопления эпицентров сильных землетрясений тяготеет в тектоническом отношении и к участку с повышенным значением градиента скорости вертикальных тектонических движений.

Несколько меньшая по плотности концентрация эпицентров отмечается на востоке Памиро-Алая, в центральной части Заалайского хребта. Северная граница этой области хорошо совпадает с основной линией зоны глубинного Петровского разлома, севернее которой располагаются лишь отдельные эпицентры землетрясений с  $M = 4$ ; южная граница области расплывчата и уходит на схеме (рис. 30, вкл.) за границы рассматриваемой территории, состыковываясь с зоной повышенной концентрации эпицентров Центрального Памира. Здесь отмечается повышенное значение градиента скорости вертикальных тектонических движений в течение как сего четвертичного периода, так и голоцена.

## КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Большой интерес представляют катастрофические землетрясения с  $M = 6$ , проявившиеся в пределах территории.

Каратагское землетрясение<sup>1</sup> (21 октября 1907 г.) силой 9–10 баллов, с интенсивностью  $M = 8$  является наиболее сильным подземным ударом на западе территории. Плейстоценовая область имела бочкообразную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Длина ее составляла около 90 км при ширине 35–40 км. Зона наибольших разрушений имела вид овала с размерами 45–50 км в длину и до 5–7 км в ширину. В ее пределах находился линейный эпицентр, от которого сила сотрясения в основном распространялась на запад.

Глубина Каратагского землетрясения была определена позже; по величине выделившейся энергии она составляла 45–50 км, по макросейсмическим данным — значительно меньше. Вычисления Н.В. Шабалина дают цифру глубины очага 25–30 км с точностью  $\pm 5$  км.

Несколько восточнее, в районе Файзабада, зарегистрировано два 8–9-балльных толчка. Первый произошел 22 октября 1930 г. При этом наиболее сильно пострадали кишлаки Чува, Майданак, Дыню, где сила сотрясения достигла 8–9 баллов ( $M = 6$ ).

12 января 1943 г. произошло второе Файзабадское землетрясение силой 8–9 баллов ( $M = 6$ ) в эпицентре. При этом сильно пострадали кишлаки к северу от Файзабада. По макросейсмическим данным глубина очага составляет 7–10 км с точностью  $\pm 5$  км, по инструментальным — несколько глубже (15–20 км).

В Гармском районе сильное землетрясение произошло 20 апреля 1941 г. Плейстоценовая область располагалась вдоль долины р. Ясман и имела размеры 30–33 км в длину и 4–5 км в ширину. Глубина эпицентра 25 км, Интенсивность толчка  $M = 6,5$ .

Несколько восточнее, в Гармском районе, около Хаита, 10 июля 1949 г. произошло землетрясение, наиболее сильное для этой территории. Сила землетрясения оценивается свыше 9 баллов. В результате землетрясения выделилась энергия порядка  $10^{16}$  джоулей ( $10^{24}$  эрг,  $M = 7,5$ ). Землетрясением были полностью разрушены поселки Хаит, Калай-Лябиоб и близлежащие кишлаки.

Характер расположения изосейст позволяет предполагать, что глубина очага этого землетрясения равна приблизительно 20 км. Расположение изосейст показывает, что основная энергия, выделившаяся при Хаитском землетрясении, распространилась в широтном направлении вдоль структур, а меньшая ее часть — вкрест них.

<sup>1</sup> Описание катастрофических землетрясений приводится с некоторыми сокращениями. Энергетический класс катастрофических землетрясений принимается по В.И. Бунэ, Н.В. Введенской и М.В. Гэзовскому [13].

В среднем течении р. Оби-Хингоу известно Арганкульское землетрясение. Сильнейшим был толчок, происшедший 8 октября 1934 г. ( $M = 6,5$ ). Плейстоценовая область землетрясения была незначительной, и ее длина равнялась 10–12 км при ширине 2,5–3 км, глубина очага не превышала 5–10 км.

Не рассматривая здесь конкретную приуроченность описанных выше сильных катастрофических землетрясений к особенностям современного структурного плана территории и связь их с историей горообразования, попытаемся обобщить результаты и наметить некоторые закономерности в их распределении по территории.

Как видно на схеме (см. рис. 30), большая часть их расположена в пределах южной окраины эпигерцинской платформы. Сильные, катастрофические землетрясения по своему положению большей частью не совпадают с областями повышенного сейсмического фона. Катастрофические землетрясения 1940–1950 гг. в этом смысле несколько лучше коррелируются с областями повышенной концентрации эпицентров землетрясений с  $K \geq 15$ -го энергетического класса, чем землетрясения более давние.

Существует некоторая зависимость между высоким общим сейсмическим фоном и катастрофическими землетрясениями. Как видно из приведенных данных, сильные, катастрофические землетрясения возникали и в местах общего высокого сейсмического фона, и там, где он почти отсутствует. Анализируя историю развития тектонических движений на протяжении четвертичного периода, удалось установить, что повышенный общий сейсмический фон хорошо увязывается с участками, где в голоцене зафиксировано резкое возрастание скоростей вертикальных тектонических движений.

Сильные, катастрофические землетрясения по своему местоположению совпадают или близки к выявленным "аномальным" с точки зрения проявления тектонических движений участкам (Каратагское 1907 г., Файзабадские 1930 и 1943 гг., Хаитское 1949 г.). Аномалия этих участков заключается в обратном или резко отличном распределении интенсивности проявления тектонических движений по отношению к окружающим территориям. Если на значительной площади в голоцене отмечается усиление скорости поднятия, то в пределах аномального участка происходит уменьшение, и наоборот, и т.д.

Различаются два типа аномальных участков, названных нами по известным землетрясениям:

I тип, Каратагский – катастрофическое землетрясение происходит на фоне невысоких скоростей тектонических движений в голоцене. Общий сейсмический фон низкий или почти отсутствует.

II тип, Хаитский – катастрофическое землетрясение происходит на фоне высоких скоростей голоценовых поднятий, заметно превышающих окружающие территории. Общий сейсмический фон довольно высокий.

И в том, и в другом случае отмечается некоторая аномальность по отношению к развитию тектонических движений в пределах окружающих площадей.

Большое количество современных сильных землетрясений отражает высокую сейсмическую активность территории и подтверждает интенсивные тектонические процессы. Области повышенной концентрации эпицентров в деталях не совпадают с областями наибольших амплитуд поднятия, поэтому их, по-видимому, нельзя рассматривать как прямое следствие размаха тектонических движений. Общий сейсмический фон, максимальный в центральной части Памиро-Алая, по-видимому, не связан с общим размахом амплитуд тектонических движений, а скорее приурочен к наиболее контрастным структурам, испытавшим воздымания различной интенсивности. Кроме того, выясняется и ряд других, вполне закономерных связей между особенностями истории тектонического развития и структурного плана территории, с одной стороны, и местоположением сильных, катастрофических землетрясений и распределением общего сейсмического фона — с другой. Все эти закономерности, выявленные в результате сопоставления, приводятся ниже.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Южно-Тянь-Шаньская зона вытянута вдоль Гиссарского и Алайского хребтов, а Памиро-Гиндукушская эпицентрально-зона протягивается в юго-западном направлении от пос. Мургаб через г. Хорог в Гиндукуш. Между этими эпицентрально-зонами наблюдаются лишь отдельные группы эпицентров.

В Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоне, частично захватываемой изучаемой территорией, эпицентры приурочены в основном к зоне глубинных разломов. Здесь ежегодно происходит около 200–300 землетрясений с  $K \geq 9$ . Все очаги землетрясений расположены в земной коре на глубинах от 2–5 до 35–40 км, с преобладанием землетрясений в верхнем этаже земной коры [21].

Рассмотрение коровой сейсмичности Памиро-Алая проводится на основе анализа схемы эпицентров сильных землетрясений ( $K \geq 10$ ) и их плотностей, хотя рис. 30 иллюстрирует положение эпицентров начиная с  $K \geq 12$ <sup>1</sup>.

Приведенная схема составлена по инструментальным данным за 1955–1970 гг., полученным Комплексной сейсмологической экспедицией Института физики Земли АН СССР и Таджикского института сейсмологии. Данные для Гармского района отхватывают интервал времени с 1955 по 1970 г., для северной части Таджикской депрессии — с 1955 по 1969 г., для южной периферии Таджикской депрессии — с 1962 по 1968 г. Используются также

<sup>1</sup> Здесь и далее из-за загруженности схем, к сожалению, не удалось показать положение эпицентров  $K = 10-11$ , учтенных при сопоставлении.

Таблица

K	M	В баллах при $H = 5-10$ км
17	7 1/4-8	IX-X
16	6 1/2-7 1/4	IX
15	5 1/2-6 1/2	IX
14	5-5 1/2	VIII
13	4 1/2-5	VII
12	4-4 1/2	VI
11	3 1/2-4	V
10	3-3 1/2	IV

сборники "Землетрясения в СССР", которые содержат данные о землетрясениях Средней Азии, происходивших в 1962-1970 гг. Помимо инструментально определенных эпицентров, на схему были нанесены эпицентры сильных землетрясений с  $K \geq 15$ , зарегистрированные на территории Памиро-Алая с 1907 г. (положение эпицентров этих землетрясений достаточно точно определено последующими макросейсмическими исследованиями).

Для более полных представлений о сейсмичности изучаемой территории были использованы данные о землетрясениях за период с 1865 по 1955 г., точность определения которых невелика [45, 79, 115, 121].

Энергия всех землетрясений, эпицентры которых нанесены на схему (см. рис. 30), приведена к одному показателю - энергетическому классу.

Энергия землетрясений, происходивших с 1865 по 1927 г., а в ряде случаев до 1940 г., в основном определялась в баллах. Для землетрясений за период с 1927 по 1964 г. энергия оценивалась в магнитуах, а для землетрясений 1955-1970 гг. были определены энергетические классы.

Для приведения энергии землетрясений к одному показателю - энергетическому классу - были использованы: 1) формулы перехода от магнитуд землетрясений ( $M$ ) к энергетическому классу ( $K$ ) [105]. Для землетрясений Средней Азии

$$K = 3,9 + 1,87 M \quad \text{при } K \leq 15,$$

$$K = 8,1 + 1,16 M \quad \text{при } K \geq 15;$$

2) зависимость между бальностью и магнитудой или энергетическим классом ( $K$ ) определялась по таблице, приведенной в книге "Сейсмическое районирование СССР".

Коровые землетрясения, группируясь по площади, представляют в плане своеобразные полосы или зоны повышенной концентрации, в целом тяготеющие к различным структурным элементам земной коры.

## ЗОНЫ ПОВЫШЕННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для изучения пространственного расположения эпицентров и их приуроченности к основным геолого-геоморфологическим структурным элементам была составлена схема плотностей эпицентров [18] (рис. 31, вкл.).

За единицу площади, на которой производился подсчет количества эпицентров, была взята ячейка с диаметром 10 км.

Анализ схем эпицентров сильных землетрясений и их плотностей позволил выделить несколько зон повышенной концентрации эпицентров субширотного и субмеридионального простирания. С севера на юг среди субширотных полос повышенной концентрации эпицентров рассмотрим северную, центральную и южную.

Северная полоса находится к северу от Вахш-Сурхоб-Кызыл-суйского глубинного разлома. В ее пределах расположены эпицентры землетрясений с  $K = 17$  (2 ед.),  $K = 16$  (1 ед.),  $K = 15$  (2 ед.). Концентрация эпицентров по простиранию этой зоны весьма неравномерна. Области с повышенной концентрацией эпицентров ( $7-11$  ед./км<sup>2</sup>) чередуются с областями пониженной концентрации. В пределах северной полосы можно выделить три такие области — восточную, центральную и западную. Восточная область расположена в пределах поднятия южного склона Алайского хребта. Для нее характерно почти полное отсутствие эпицентров землетрясений. Центральная область находится в пределах поднятия южного склона Каратегинского хребта. Здесь выделяются два участка повышенной концентрации эпицентров.

1. Ярхыч-Коксуйский максимум (плотность 11 ед./км<sup>2</sup>). К этому участку приурочен эпицентр Хаитского землетрясения ( $K = 17$ ), которое произошло 10 июля 1949 г. "Это землетрясение имело одну девятибалльную зону, которая охватывала долину верхнего и среднего течения р. Сурхоб, а также долину р. Ясман. Длина этой зоны 60-65 км при ширине 6-9 км" [34, с. 119].

2. Несколько западнее расположен Ясмай-Ярхычский максимум, плотность эпицентров здесь несколько меньше и составляет 7 ед. на площадь осреднения. К этому максимуму приурочен эпицентр Ясманского землетрясения 8 июля 1949 г. ( $K = 15$ ).

Для остальной территории в пределах полосы плотность эпицентров не превышает 3 ед./км<sup>2</sup>.

Западная область включает Предгиссарский прогиб и часть поднятия южного склона Гиссарского хребта. В ее пределах также расположен ряд участков с повышенной концентрацией эпицентров.

Файзабадский максимум, находящийся в районе сочленения Гиссарского и Вахшского глубинных разломов, характеризуется плотностью 8-9 ед./км<sup>2</sup>. К этому максимуму приурочен эпицентр Файзабадского землетрясения 22 октября 1930 г. ( $K = 15$ ).

К западу от него расположено несколько небольших максимумов, где плотность землетрясений не превышает 3-4 ед./км<sup>2</sup>.

Наиболее интересны из них Рамитский максимум (плотность 3 ед/км<sup>2</sup>), к которому приурочен эпицентр Файзабадского землетрясения 12 января 1943 г. ( $K = 15$ ), и Каратагский максимум, к которому приурочены эпицентры Каратагского землетрясения 21 октября 1907 г. ( $K = 17$ ) и Чуянчинского землетрясения 27 октября 1907 г. ( $K = 15$ ). Следует оговориться, что эти участки повышенной концентрации эпицентров, в которых плотность составляет 3–4 ед/км<sup>2</sup>, являются относительными на фоне минимальных плотностей, которыми характеризуется окружающая территория. Эпицентр Гармского землетрясения 20 апреля 1941 г., располагающийся в верховьях долины р. Ясман, находится в области, где плотность эпицентров 2–3 ед/км<sup>2</sup>, т.е. ниже плотности в окружающих территориях.

Таким образом, для северной полосы выявляется следующая закономерность: эпицентры землетрясений с  $K = 14$ –17 в основном приурочены к участкам повышенной концентрации эпицентров.

Южная полоса повышенной концентрации эпицентров вытянута в субширотном направлении и приурочена к зоне глубинного Дарваз–Каракульского разлома. Плотность эпицентров в этой зоне неравномерна по простиранию. В ее пределах можно выделить ряд участков с наиболее повышенной концентрацией эпицентров. В восточной части Памиро–Алая в пределах Алайской долины выделяются два таких участка.

1. На востоке Алайской долины, вблизи границы с КНР, выделяется участок повышенной концентрации эпицентров, который лишь частично, своей северной периферией, входит в пределы исследуемой территории. Плотность эпицентров в пределах этого участка достигает 6 ед/км<sup>2</sup>. К нему приурочен эпицентр землетрясения с  $K = 15$ .

2. Ачикташский максимум, плотность эпицентров в котором превышает 7 ед/км<sup>2</sup>. К нему приурочен эпицентр землетрясения с  $K = 14$ . Этот участок повышенной концентрации эпицентров лежит в центральной части Заалайского хребта.

В западной части Заалайского хребта расположен ряд небольших участков с относительно повышенной концентрацией эпицентров (2–3 ед/км<sup>2</sup> на фоне нулевых значений, которые имеет окружающая территория).

Наиболее высокая концентрация эпицентров наблюдается в пределах южной полосы в нижней части долины р. Муксу (8–10 ед/км<sup>2</sup>). Этот участок повышенной концентрации эпицентров вытянут в субширотном направлении, занимая восточную периферию хр. Петра Первого и западную окраину Заалайского хребта. С ним связан эпицентр землетрясения с  $K = 14$ .

Арганкульский участок повышенной концентрации эпицентров расположен в средней части долины р. Оби–Хингоу. Плотность в его пределах достигает 5–7 эпицентров на площадь осреднения. С этим максимумом связан эпицентр Арганкульского землетрясения 8 октября 1934 г. ( $K = 15$ ).

Западнее Арганкульского участка расположен вытянутый в субмеридиональном направлении Яхсуйский участок повышенной концентрации, плотность эпицентров в котором достигает 7 ед/км<sup>2</sup>. К нему приурочен эпицентр землетрясения с  $K = 14$ .

В пределах южной полосы почти все землетрясения с  $K = 14-15$  приурочены к участкам повышенной концентрации эпицентров, плотность которых составляет не менее 4-6 ед/км<sup>2</sup>.

В пределах центральной полосы повышенной концентрации эпицентров, занимающей территорию Северо-Памирского прогиба и Таджикской депрессии, участки повышенной концентрации приурочены в основном к зоне глубинного Петровского разлома. В восточной части Памиро-Алая выделяется Ачикташский участок, где плотность составляет 4 ед/км<sup>2</sup> на общем фоне 0-2 эпицентра. Появление этого участка обусловлено повышенной концентрацией эпицентров землетрясений с  $K = 10$ .

В средней части центральной полосы находится абсолютный максимум концентрации эпицентров, где плотность эпицентров составляет 14-16 ед/км<sup>2</sup>. Этот участок объединяет в основном землетрясения с  $K = 10-12$ . Здесь отсутствуют землетрясения с  $K \geq 13$ . Несколько западнее, в верховьях р. Оби-Мазар-Шуробдарья, выделяется еще один участок повышенной концентрации, плотность эпицентров в котором 6-7 ед/км<sup>2</sup>. Этот участок характеризуется землетрясениями с  $K = 10-13$ .

Вахшский участок повышенной концентрации эпицентров имеет плотность 9 ед/км<sup>2</sup>. Он обусловлен скоплением эпицентров с  $K = 10-13$ .

В Таджикской депрессии нет четкой приуроченности участков повышенной концентрации эпицентров к структурным элементам. В ее пределах выделяется несколько небольших по площади участков повышенной концентрации, в которых плотность эпицентров составляет 3-5 ед/км<sup>2</sup>.

Кулябский участок, в свою очередь, состоит из четырех локальных максимумов с концентрацией землетрясений с  $K = 10-13$ .

Кафирниганский участок повышенной концентрации, где плотность составляет 3 ед/км<sup>2</sup>, также характеризуется эпицентрами с  $K = 10-13$ .

Таким образом, для центральной полосы в целом характерна повышенная концентрация эпицентров, обусловленная большим количеством землетрясений с  $K = 10-13$ . Землетрясений с  $K \geq 14$  в этой зоне не зарегистрировано.

Помимо приуроченности участков повышенной концентрации эпицентров к субширотным полосам, выделяются субмеридиональные полосы - восточная, центральная и западная. Восточная объединяет вытянутые в субмеридиональном направлении Ачикташские участки повышенной концентрации южной и центральной субширотных полос. Плотность в рассматриваемой полосе колеблется от 4 до 7 ед/км<sup>2</sup> на фоне плотности 0-1.

Центральная субмеридиональная полоса повышенной концентрации эпицентров образована целым рядом плотностных субширотных участков: Ясман-Ярхычским, Сорбог-Ярхычским, Центральным, Арганкульским и Яхсуйским.

Западная субмеридиональная полоса образована Кулябским, Вахшским и Муджихарвским участками повышенной концентрации эпицентров.

В целом участки с повышенной концентрацией эпицентров выделены главным образом на основании проявления землетрясений с  $K = 10-13$ .

На схеме плотностей показано, что общая картина приуроченности плотностей эпицентров к шовным линиям в целом сохраняется. Однако есть и исключения. Так, в пределах центральной, прогибающейся на протяжении четвертичного периода части Предгиссарского прогиба выделяется участок повышенной концентрации эпицентров, в котором плотность эпицентров достигает  $20 \text{ ед./км}^2$ . С ним связано землетрясение с  $K = 14$ .

### СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗОН ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

В пределах территории Памиро-Алая выделяются Дарваз-Каракульская, Петровская, Вахш-Сурхоб-Кызылсуйская и Гиссарская зоны глубинных разломов древнего заложения, достаточно хорошо выраженные на поверхности. Связь повышенной сейсмической активности с шовными линиями глубинного заложения, как видно на приведенных схемах (см. рис. 30), очевидна. Поэтому существенно выявление степени сейсмической активности каждой из этих зон. Сопоставление эпицентров катастрофических землетрясений показывает, что землетрясения Каратагское 1907 г. и Файзабадское 1930 г., Ясманское 1941 г., Гармское 1941 г., Хаитское 1949 г. связаны с Вахш-Сурхоб-Кызылсуйской зоной, Арганкульское 1934 г. (кроме того, еще три землетрясения с  $K = 14$ ) — с Дарваз-Каракульской зоной разломов. К Петровской зоне приурочено одно землетрясение с  $K = 14$ ; также одно землетрясение с  $K = 14$  приурочено к месту слияния Петровской и Вахшской зон глубинных разломов.

Сравнение зон глубинных разломов со схемой плотностей показало, что наибольшая плотность эпицентров связана с центральной частью Петровской глубинной зоны, а наибольшее количество плотностных максимумов — с Дарваз-Каракульской, которая из выделенных зон наиболее сейсмоактивна.

**КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ГОРООБРАЗОВАНИЯ,  
СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ**

Сопоставлению геологических и геоморфологических особенностей территории Памиро-Алая с данными сейсмичности в широком понимании посвящено большое количество работ [24, 25, 28, 29, 33, 34, 36, 54, 55, 60, 103, 104, 137]. Следует отметить неоднократные попытки сопоставить количественные параметры новейших тектонических движений, такие, как градиент скорости вертикальных тектонических движений, с сейсмичностью. Наметившиеся в этих работах тенденции поиска путей в изучении связей между геологическими процессами и сейсмическими явлениями легли в основу современного подхода к их дальнейшему решению. В значительной мере это же предопределило характер приводимого ниже сопоставления. Полученные при рассмотрении геолого-геоморфологического строения Памиро-Алая количественные параметры горообразования в четвертичное время были нами сопоставлены с сейсмичностью.

**СКОРОСТИ ГОРООБРАЗОВАНИЯ  
И КОРОВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ**

Для выявления связей и закономерностей между скоростями горообразования в четвертичное время и сейсмичностью были сопоставлены количественные схемы амплитуд четвертичных тектонических движений (см. рис. 28) со схемами эпицентров землетрясений и их плотностей (см. рис. 29, 30). Была проанализирована приуроченность эпицентров землетрясений с  $K \geq 14$  к четвертичным тектоническим структурам. Оказалось, что все они тяготеют к интенсивно воздымающимся структурным элементам либо приурочены к пересечению линий глубинных или региональных разломов. Дополнительное сопоставление схемы амплитуд голоценовых тектонических движений со схемой сейсмичности показало, что эпицентры землетрясений с  $K \geq 13$  приурочены к структурным элементам с максимальными скоростями поднятия.

Сопоставление схемы плотностей землетрясений с  $K = 10-12$  (см. рис. 31) с амплитудами четвертичных тектонических движений показало, что практически все выделяемые участки повышенной концентрации эпицентров совпадают с областями, испытавшими в четвертичное время поднятие. Такая же закономерность в распределении участков повышенной концентрации эпицентров наблюдается и при их сопоставлении с амплитудами голоценовых тектонических движений.

Для количественного выражения закономерностей между параметрами четвертичных тектонических движений и сейсмичностью

было подсчитано количество эпицентров землетрясений, приходящихся на каждую градацию амплитуд: четвертичных на каждые 200 м и голоценовых на каждые 20 м перемещений, а также среднее число эпицентров, приходящихся на единицу площади, т.е. коррелировалась средняя плотность эпицентров, отнесенных к единице площади, с амплитудами четвертичных тектонических поднятий.

Анализ графиков зависимости плотности землетрясений от амплитуд четвертичных тектонических перемещений для  $K = 10$ ,  $K = 11$ ,  $K = 12$ ,  $K = 13$  (рис. 32) позволяет выявить следующие особенности. Для  $K = 10$  максимальная плотность землетрясений на единицу площади ( $N$  ед/км<sup>2</sup>) приходится на интервал амплитуд четвертичных тектонических движений от 1000 до 1800 м. Иными словами, наибольшая плотность землетрясений с  $K = 10$  связана со структурами, средняя скорость поднятия которых составляет 2,5–4,5 мм/год. Пиковое значение для землетрясений с  $K = 11$  располагается в интервале амплитуд 1000–1400 м. Средняя скорость воздымания структур 2,5–3,5 мм/год.

Для землетрясений с  $K = 12$  максимум плотности зафиксирован в интервале амплитуд от 1400 до 1600 м, где средняя скорость поднятия структур составляет 3,5–4,0 мм/год.

Для эпицентров с  $K = 13$  на графике нет резко выраженных пиков, т.е. не наблюдается заметной корреляции их с амплитудами четвертичных тектонических движений. Отдельно была изучена зависимость между осредненной плотностью эпицентров, отнесенных к единице площади, и амплитудами голоценовых тектонических движений. Данные сопоставления сведены в табл. 3 и 4.

Зависимость плотности ( $N$  ед/км<sup>2</sup>) эпицентров сильных коровых землетрясений от амплитуд  $A_{Q4}(M)$  голоценовых тектонических движений носит совершенно иной вид (рис. 33).

Эта зависимость с достаточной точностью во всех случаях может быть описана эмпирической формулой

$$N = KA + a,$$

где  $K$  и  $a$  — постоянные, имеющие разные значения для эпицентров землетрясений разных классов. Причем коэффициент  $K$  растет с увеличением класса землетрясений, а константа  $a$  уменьшается.

Для  $K = 10$ –12 плотность землетрясений растет с увеличением амплитуд тектонических движений, т.е. структурные элементы, характеризующиеся малыми значениями  $A$  (или малыми скоростями тектонических движений  $V = A/T$ , где  $T = \text{const} = 1000$  лет), имеют малую плотность землетрясений.

Для землетрясений с  $K = 13$  среднее значение  $N = 0,0005$  соответствует интервалу амплитуд от 120 до 160 м, т.е. плотность эпицентров землетрясений с  $K = 13$  и выше зависит от интенсивности голоценовых тектонических движений.

В 1959 г. был впервые применен градиент скорости вертикальных тектонических движений. Физический смысл подобного сопоставления основывается на предположении, что градиент скорости

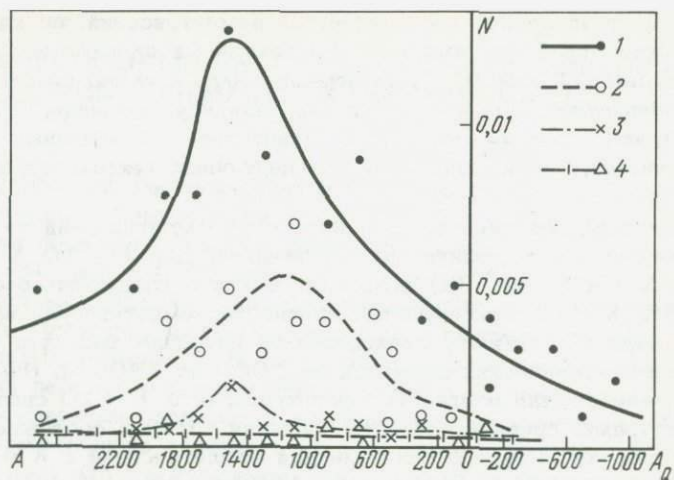


Рис. 32. Зависимость количества сильных коровых землетрясений  $K$ , отнесенных к единице площади  $N$ , от амплитуд четвертичных тектонических движений  $A_Q$ .

1 -  $K=10$ ; 2 -  $K=11$ ; 3 -  $K=12$ ; 4 -  $K=13$

Таблица 3

Градации амплитуд тектонических поднятий за четвертичное время	Площадь градаций амплитуд (км <sup>2</sup> )	Количество эпицентров сильных коровых землетрясений на всю площадь (пл.) и на единицу					
		$K = 10$		$K = 11$		$K = 12$	
		пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.
2200	15606	77	0,005	20	0,001	5	0,0003
2200-2000	4392	22	0,005	5	0,001	3	0,0007
2000-1800	3651	28	0,008	13	0,004	2	0,0006
1800-1600	4796	36	0,008	13	0,003	5	0,001
1600-1400	7471	94	0,013	34	0,005	12	0,002
1400-1200	7379	63	0,003	20	0,003	5	0,0007
1200-1000	5895	43	0,007	23	0,004	4	0,0007
1000-800	2993	22	0,007	13	0,004	3	0,001
800-600	4366	38	0,009	21	0,005	3	0,0007
600-400	7467	22	0,003	5	0,0007	2	0,0003
400-200	7623	34	0,004	11	0,001	5	0,0007
200-0	7054	32	0,005	9	0,001	2	0,0003
0-200	2996	12	0,004	5	0,002	-	-
200-400	2786	8	0,003	2	0,0004	1	0,0004
400-600	2122	7	0,003	-	-	3	0,0001
600-800	887	1	0,001	-	-	-	-
800-1000	515	1	0,002	-	-	-	-
		540		194		55	

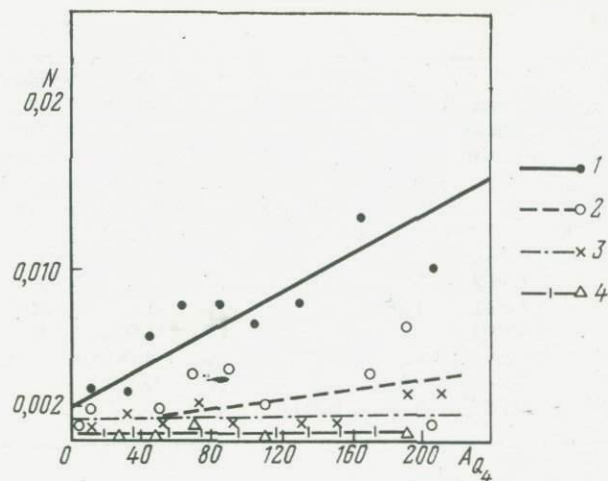


Рис. 33. Зависимость количества сильных землетрясений  $K$ , отнесенных к единице площади  $N$ , от амплитуд голоценовых тектонических движений  $A_{Q_4}$ .

1 -  $K=10$ ; 2 -  $K=11$ ; 3 -  $K=12$ ; 4 -  $K=13$

летрясений ( $K=10-17$ ), определенных инструментальным способом, при площади градаций амплитуд (ед. пл.)

$K = 13$		$K = 14$		$K = 15$		$K = 16$		$K = 17$	
пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	ед.	ед. пл.
3	0,0002	2	0,0001	-	-	-	-	-	-
1	0,0002	1	0,0002	-	-	-	-	-	-
3	0,0008	-	-	-	-	-	-	-	-
1	0,0002	-	-	-	-	-	-	-	-
3	0,0004	-	-	-	-	2	0,0003	-	-
2	0,0003	1	0,0001	2	0,0003	-	-	2	0,0003
2	0,0003	-	-	-	-	-	-	-	-
2	0,0007	-	-	-	-	-	-	-	-
1	0,0002	1	0,0002	-	-	-	-	-	-
1	0,0001	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	0,0001	-	-	-	-	-	-	-	-
2	0,0007	-	-	-	-	-	-	-	-
1	0,0004	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 4

Градации амплитуд тектонических поднятий за голоцен (м)	Площадь градаций амплитуд (км <sup>2</sup> )	Количество эпицентров сильных коровых площади градаций амплитуд (ед. пл.)					
		K = 10		K = 11		K = 12	
		пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.
Меньше 0	2933,5	5	0,002	-	-	2	0,007
0-40	17842	50	0,003	28	0,002	9	0,0005
40-80	17921	128	0,007	60	0,003	20	0,001
80-120	16310	120	0,007	49	0,003	8	0,0004
120-160	7728	42	0,005	29	0,003	3	0,0004
160-200	1869	33	0,22	10	0,005	7	0,004
Больше 200	770,5	8	0,01	1	0,001	3	0,004

Таблица 5

Градации градиентов скоростей вертикальных тектонических поднятий за голоцен (см/год/см)	Площадь градаций градиентов скоростей (км <sup>2</sup> )	Количество эпицентров сильных коровых землетрясе на всю площадь (пл.) и на единицу градаций градиен						
		K = 10		K = 11		K = 12		K = 13
		пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.
0-0,1	9124	65	0,0071	22	0,0024	4	0,0004	1
0,1-0,2	16760	142	0,0085	47	0,0028	5	0,0003	5
0,2-0,4	19867	182	0,0092	56	0,0028	20	0,0010	6
0,4-0,8	8324	79	0,0095	35	0,0042	12	0,00153	3
0,8-1,6	723	7	0,0097	4	0,0061	-	-	-

Таблица 6

Градации градиентов скоростей вертикальных тектонических поднятий (см/год/см)	Площадь градаций градиентов скоростей (км <sup>2</sup> )	Количество эпицентров сильных коровых землетря площади градаций градиентов скоростей (ед. пл.)					
		K = 10		K = 11		K = 12	
		пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.
0-0,1	9124	129	0,014	37	0,004	23	0,0025
0,1-0,2	16760	251	0,0150	107	0,006	35	0,0021
0,2-0,4	19867	246	0,0124	102	0,0051	58	0,003
0,4-0,8	8324	141	0,017	49	0,006	16	0,0092
0,8-1,6	723	14	0,0190	5	0,007	-	-

землетрясений ( $K \geq 10$ ), приходящихся на всю площадь (пл.) и на единицу

K = 13		K = 14		K = 15		K = 16-17	
пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.
1	0,0003	-	-	-	-	-	-
5	0,0003	-	-	-	-	-	-
10	0,0005	1	0,0001	-	-	2	0,0001
6	0,0004	-	-	2	0,0001	1	0,0001
2	0,0004	1	0,0003	-	-	-	-
-	-	1	0,0005	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-

ний ( $K = 10-17$ ), определенных инструментальным способом, приходящихся нтов скоростей (ед. пл.)

K = 13		K = 14		K = 15		K = 16		K = 17	
ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	
0,00012	2	0,0022	2	0,00022	-	-	-	-	
0,0003	-	-	4	0,0002	1	0,00006	1	0,00006	
0,0003	-	-	1	0,0005	-	-	1	0,00001	
0,0004	-	-	1	0,00012	-	-	-	-	
-	-	-	-	-	-	-	-	-	

сений ( $K = 10-17$ ), приходящихся на всю площадь (пл.) и на единицу

K = 13		K = 14		K = 15		K = 16		K = 17	
пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.
3	0,0003	2	0,00022	2	0,00022	-	-	-	-
8	0,00054	3	0,00018	7	0,00042	1	0,00006	-	-
11	0,00055	2	0,000101	4	0,00020	-	-	1	-
5	0,0006	2	0,00022	3	0,00036	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

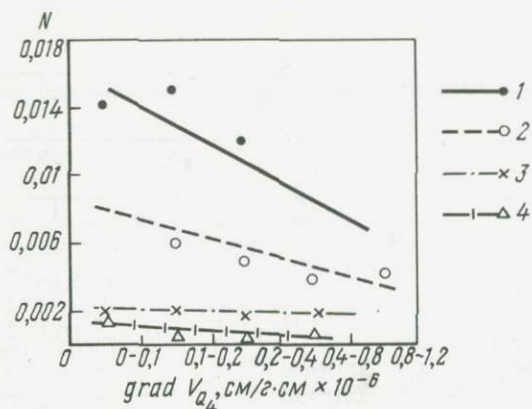


Рис. 34. Зависимость количества сильных землетрясений  $K$ , отнесенных к единице площади  $N$ , от градиентов скоростей вертикальных тектонических движений ( $\text{grad} V_{Q_4}$  · см/г·см × 10<sup>-6</sup>)

1 -  $K = 10$ ; 2 -  $K = 11$ ; 3 -  $K = 12$ ; 4 -  $K = 13$

и интенсивность землетрясений зависят от интенсивности касательных напряжений в земной коре, обуславливающих деформацию последних. Для установления возможной связи между градиентом скорости вертикальных тектонических движений и сейсмичностью составлены схемы градиентов четвертичных и голоценовых тектонических движений<sup>1</sup>, которые сопоставлены со схемой сейсмичности (см. рис. 30). При этом отдельно были подсчитаны плотности эпицентров для общего количества землетрясений и отдельно для землетрясений, регистрация которых проводилась по инструментальным данным (табл. 5,6).

Результаты сопоставления отражены на графике (рис. 34).

Анализ графиков зависимости между плотностью  $N$  ед/км<sup>2</sup> эпицентров землетрясений, зарегистрированных инструментальным путем, и градиентом  $G$  скорости вертикальных тектонических движений показывает, что плотность эпицентров ( $N$ ) для  $K = 10-11$  уменьшается с ростом величины градиента скоростей вертикальных тектонических движений по закону

$$N = KG + a$$

где  $K$  и  $a$  - постоянные, различные для каждого класса.

Для землетрясений с  $K = 12$  плотность эпицентров  $N$  кол/км<sup>2</sup> не зависит от величины градиента ( $G$  см/г·см × 10<sup>-6</sup>). Иными словами, землетрясения с  $K = 12$  практически не связаны с градиентами скоростей вертикальных тектонических движений.

Анализ кривой зависимости  $N$  от  $G$  для землетрясений с  $K = 10$  показывает, что практически связи между  $N$  и  $G$  не существует.

<sup>1</sup> Эти схемы в работе не приводятся.

## НАПРАВЛЕННОСТЬ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Анализ направленности развития структурных элементов территории Памиро-Алая за новейшее время позволил выделить зоны, в которых этот параметр горообразования изменялся во времени. Последовательное наложение суммарных фациально-мощностных схем за раннемиоценовое, средне-позднемиоценовое, плиоценовое и раннечетвертичное время позволило выделить области, испытавшие изменение знака тектонических движений (рис. 35, вкл.). В зависимости от времени смены знака относительных тектонических движений и направленности дальнейшего развития были выделены: 1) участки, претерпевшие изменение знака тектонических движений с отрицательных значений на положительные в течение средне-позднемиоценового времени, ранне-среднеплиоценового времени; 2) участки, претерпевшие изменение знака относительных тектонических движений с положительных значений на отрицательные в течение средне-позднемиоценового времени, ранне-среднеплиоценового времени, позднеплиоценового-раннечетвертичного времени.

Схема перестройки структурного плана за неогеновое время была сопоставлена со схемой эпицентров сильных землетрясений, а также со схемами плотностей (см. рис. 30, 31).

Проведенное сопоставление показало, что плотности эпицентров практически не связаны с участками, претерпевшими изменение знака относительных тектонических движений в неогеновое время. Частично повышена плотность эпицентров в местах, приуроченных к областям, испытавшим смену знака движений с отрицательного на положительный в кулябское время. Такими областями являются Каратагский и Центральный (Петровский) участки повышенной концентрации эпицентров. Эпицентры землетрясений с  $K \geq 14$ , за исключением Каратагского, не связаны с перестройкой новейшего структурного плана. Независимо анализировались схемы структурных элементов, испытавших изменение знака относительных тектонических движений в четвертичное время. При этом были выделены участки двух генераций: 1) испытавшие изменение знака движений с отрицательного на положительный в среднечетвертичное и позднечетвертичное время<sup>1</sup>; 2) испытавшие изменение знака движений с положительного на отрицательный в среднечетвертичное и позднечетвертичное время.

Выделение подобных участков структурных элементов позволило наметить некоторые закономерности. Участки повышенной концентрации эпицентров землетрясений частично совпадают с участками, претерпевшими изменение знака относительных тектонических движений: Ачикташский — 7 эпицентров на площадь осреднения,

<sup>1</sup> В голоцене развитие структурного плана территории Памиро-Алая идет унаследованно с позднечетвертичного времени.

Муксуийский - 8-10, Гармский - 14-16, Арганкульский - 5-7, Оби-Мазарский - 6-7, Файзабадский - 8-9. Все эти участки повышенной концентрации эпицентров совпадают с участками перестройки в среднечетвертичное время, в которых произошло изменение знака тектонических движений с отрицательного на положительный. Некоторые участки повышенной концентрации эпицентров, как, например, Муджихарвский, где плотность равна 7 эпицентрам на площадь осреднения, связаны с участками перестройки в позднечетвертичное время, где произошло изменение знака движений с плюса на минус, а некоторые участки повышенной концентрации эпицентров, как, например, Каратагский с плотностью 4 эпицентра, являются, в некотором смысле, аномальными, т.е. не связаны с перестройкой структурных элементов в четвертичное время.

Сопоставление эпицентров землетрясений с  $K \geq 14$  показало, что в основном они приурочены к участкам, испытавшим в четвертичное время изменение знака тектонических движений (кроме Каратагского и Чуянчинского участков).

Файзабадское, Гармское, Ясманское, Арганкульское катастрофические землетрясения связаны с участками перестройки в среднечетвертичное время. Хаитское землетрясение связано с перестройкой структурных элементов в позднечетвертичное время.

Важным моментом является то, что все максимумы плотностей эпицентров и катастрофические землетрясения с  $K \geq 14$  приурочены к местам перестройки структурных элементов в четвертичное время, которые после изменения знака своего движения имели однонаправленный ход развития.

## ГОРООБРАЗОВАНИЕ И ЭНЕРГИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Пространственное распределение амплитуд четвертичных тектонических поднятий Памиро-Алая является своеобразным показателем распределения тектонических усилий, выделения или накопления энергии по площади. Подсчитать эту энергию в количественном выражении не удастся. Землетрясения, по-видимому, обусловленные теми же движениями в земной коре, сопровождаются выделением энергии. Имеющиеся данные о землетрясениях с  $K = 10-17$  за 1955-1970 гг., для которых все показатели определены с большой степенью точности, позволяют построить схему распределения выделенной энергии при землетрясениях, на которой полученные результаты выражены в виде изолинии условных единиц. Схема позволяет избежать случайностей в том случае, когда плотность эпицентров обусловлена большим количеством землетрясений низкого класса, имеющих малую энергию; кроме того, она позволяет более объективно сопоставлять участки повышенного выделения энергии с направленностью в развитии тектонических структурных элементов. При сопоставлении в качестве единицы выделенной энергии использовалась условная безразмерная величина  $\epsilon = \lg \frac{\sum E_k}{10^9 \text{ Дж}}$

Таблица 7

$N = \frac{E_k}{10^9}$ для $S = 100 \text{ км}^2$	$\epsilon$
1-2	0
3-5	0,5
6-17	1,0
18-55	1,5
60-180	2,0
190-500	2,5
600-1750	3,0
1800-5500	3,5
6000-17500	4,0

позволяющая оценить выделенную энергию в относительных единицах. Например, при

$$\begin{aligned} \Sigma E_k &= 10^9 & \epsilon &= 0, \\ \Sigma E_k &= 10^{10} & \epsilon &= 1, \text{ и т. д.} \end{aligned}$$

Для перевода выделенной энергии в условные единицы была составлена таблица 7.

Сопоставление схемы выделенной суммарной энергии со схемой плотностей эпицентров сильных землетрясений показало удовлетворительную корреляцию этих параметров. Подобный факт можно объяснить большим удельным весом в энергетическом отношении наиболее сильных землетрясений, маскирующих при осреднении общую картину. На этом коррелируемом в целом фоне прослеживаются некоторые отклонения, свидетельствующие о том, что в условиях значительного выделения энергии небольшим количеством землетрясений территория малоактивна в сейсмическом отношении. Так, в пределах Варзобского блока при плотности эпицентров  $N=2$  значение выделенной энергии составляет  $\epsilon = 3$ , при плотности  $N=2$  в средней части нижнего течения р. Вахш величина выделенной энергии достигает  $\epsilon = 3$ .

Сопоставление схем выделенной суммарной энергии при землетрясениях (рис. 36, вкл.), четвертичных и голоценовых тектонических движений (см. рис. 27, 28), схемы эпицентров сильных землетрясений (см. рис. 30) позволяет отметить следующий факт.

Наибольшая концентрация эпицентров отмечается в центральной части Памиро-Алая. Она приурочена к интенсивно поднимающимся (с амплитудой 1200-1800 м в четвертичное время и 80-120 м за голоцен) структурным элементам при высоком уровне выделения энергии.

Аналогичные условия существуют для всех площадей повышенной концентрации эпицентров, приуроченных к областям интенсивного горообразования.

С другой стороны, на участках территории, где высокий уровень выделенной энергии попадает на преимущественно отстающие в поднятии либо просто прогибающиеся структуры, количество эпицентров резко уменьшается. Попытка объяснить подобное явление приводит к выводу, что накопление энергии в условиях общего горообразования (сводового поднятия) происходит в интенсивно поднимающихся тектонических структурах ("обгоняющих"). Наоборот, прогибание в условиях горообразования должно приводить к ослаблению напряжений, что в целом, по-видимому, в условиях большого количества выделенной землетрясениями энергии должно обуславливать их небольшое количество.

Одним из результатов проведенного сопоставления явилась схема, на которой по совокупности признаков сделана попытка оконтурить зоны возможного возникновения землетрясений с  $K \geq 14$  (рис. 37, вкл.).

Рассмотренный материал, касающийся преимущественно тектонической составляющей горообразования и анализа сейсмических данных, позволяет наметить некоторые закономерности их взаимного развития, в значительной мере имеющие отношение, по-видимому, не только к территории Памиро-Алая, но и к другим горным территориям, активно развивающимся в настоящее время.

1. Плотность эпицентров землетрясений с  $K \geq 13$ , приходящихся на единицу градации, не зависит от величины амплитуд (а следовательно, и скорости) четвертичных тектонических движений.

2. Плотность эпицентров с  $K \geq 13$ , приходящихся на единицу градации, не зависит от величины амплитуд голоценовых тектонических поднятий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги рассмотрения таких взаимообусловленных процессов, как горообразование и сейсмичность, следует еще раз подчеркнуть, что Памиро-Алай — типично горная страна, методы изучения которой в значительной мере применимы и для других горных территорий. Можно высказать также предположение, что закономерные для территории Памиро-Алая связи между процессом горообразования и сейсмичностью таковы, что в некотором смысле их можно рассматривать как различные проявления одних и тех же эндогенных процессов, что в значительной мере расширяет применение полученных результатов к различным территориям.

История геологического развития Памиро-Алая в новейшее время как горной страны показывает, что горообразовательные процессы проявляются активно и в настоящее время. Они-то и обуславливают высокую современную сейсмичность территории.

Основные результаты по восстановлению и количественному отображению тектонических движений рассматриваемой территории в неоген-четвертичное время сведены в последовательную серию схем, каждая из которых является своеобразным результатом работы.

В процессе работы над составлением схем был разработан и использован ряд методических приемов выявления тектонических движений, присущий направлению геолого-геоморфологических исследований, развиваемому в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР. Наиболее перспективные из них, на наш взгляд, следующие: анализ террасовых рядов и восстановление палеуклонов транзитных рек, вполне пригодны для проведения подобных исследований и в других горных областях.

На основании полученных данных о развитии тектонических движений в четвертичное время были определены параметры, характеризующие их преимущественно восходящий и дифференцированный характер. Подтверждено блоковое строение территории, развивающееся в целом по унаследованному с неогена структурному плану. Выяснено, что наибольшую амплитуду поднятия территория испытывала в среднечетвертичное время, а наибольшие скорости тектонических движений, по-видимому, связаны с голоценом. Это подтверждает вывод о том, что общий характер развития восходящих тектонических движений во времени является направленно-возрастающим.

Результаты работы подтвердили правильность положения об улучшении качества сопоставления сейсмичности с тектоническими данными при переходе к более коротким и более близким к современности отрезкам геологического времени. Особенно хорошо сейсмические данные сопоставляются с тектоническими за голоцен [40]. В перспективе желателен переход к отрезкам времени в 700–800 лет.

Показано, что попытка сопоставления за более длительные отрезки времени, и в частности за четвертичное время, приводят к искусственному растягиванию на весь четвертичный период особенностей, присущих голоценовому времени.

Постановка работы на значительной по площади территории и в довольно крупном масштабе позволила выявить ряд новых закономерностей и связей как при изучении процессов горообразования и сейсмичности территории, так и при их сопоставлении.

Были рассмотрены неогеновые тектонические движения, их направленность, закономерности в развитии основных структурных элементов и зон разломов, их связь и влияние на развитие последующих четвертичных тектонических движений. Это, в свою очередь, позволило выделить в качестве самостоятельного этапа развития позднеплиоценовое – раннечетвертичное – кулябское время. Составленная при этом схема мощности фаций для отложений этого возраста позволила установить, что кулябское время характеризовалось значительной активностью тектонических движений, носивших дифференцированный характер. Использование методов геолого-геоморфологического анализа позволило впервые для этой территории построить палеогеографическую схему, доющую возможность представить условия формирования опорного геоморфологического уровня – эрозионно-денудационной поверхности выравнивания, более детально обосновать время формирования этого уровня как вторую половину раннечетвертичного времени и показать, что начало четвертичных тектонических движений от предыдущего этапа было отделено периодом относительного тектонического спокойствия.

Активное горообразование Памиро-Алая, судя по полученным результатам, началось со среднечетвертичного времени, в дальнейшем развиваясь по унаследованному плану.

Следует отметить, что зафиксированные экстремальные значения сейсмического фона плохо согласуются с размахом амплитуд тектонических движений за четвертичное время. Скорее всего они приурочены к наиболее конкретным участкам структурных элементов. Повышенный сейсмический фон хорошо увязывается со структурными элементами, в пределах которых в голоцене отмечается резкое нарастание скоростей тектонических движений.

Очевидна приуроченность повышенной сейсмической активности к шовным линиям глубинного заложения, таким, как Дарваз-Каракульская, Вахш-Сурхоб-Кызылсуйская, Гиссарская и Петровская. Исключение – центральная часть Гиссарского прогиба, испытывающая нисходящие движения на протяжении четвертичного периода.

Землетрясения с  $K \geq 14$ , как правило, тяготеют к интенсивно воздымающимся тектоническим структурам в четвертичное время либо приурочены к пересечениям шовных зон с  $K \geq 13$  и к структурным элементам, испытавшим максимальное поднятие в голоцене, с  $K = 10-12$ . В основном наличие участков повышенной концентрации эпицентров землетрясений совпадает в плане со структурными

элементами, активно развивающимися как в четвертичное время, так и в голоцене.

Плотность эпицентров для землетрясений с  $K = 10-11$  уменьшается с ростом величины градиента скорости вертикальных тектонических движений, начиная с  $K = 12$  плотность эпицентров не зависит от величины градиента скорости вертикальных тектонических движений.

Кроме того, плотности эпицентров практически оказываются не связаны со структурными элементами, претерпевшими изменение знака движений в неогеновое время, и лишь частично совпадают с участками перестройки в средне-позднечетвертичное время.

Распределение данных скоростей горообразования за четвертичное и голоценовое время хорошо согласуется с распределением показателя выделенной суммарной энергии землетрясений. При этом наибольшая концентрация эпицентров землетрясений присуща структурным элементам земной коры, интенсивно воздымающимся в четвертичное (1200-1800 м) и голоценовое (80-120 м) время в условиях большого количества выделяемой суммарной энергии.

Необходимо также отметить, что значительное выделение суммарной энергии при землетрясениях дает различный эффект в области прогибания и поднятия на фоне общего горообразовательного процесса, резко уменьшая или увеличивая количество эпицентров.

Последнее, по-видимому, связано с накоплением тектонических напряжений в воздымающихся структурных элементах и, наоборот, с уменьшением напряжений в опускающихся.

Как было показано при сопоставлении амплитуд и градиентов скоростей четвертичных, в том числе и голоценовых, тектонических движений с плотностью эпицентров сильных землетрясений, начиная с  $K > 13$ , последние практически не зависят от интенсивности горообразования за такие длительные отрезки времени, как 0,7 млн. лет и даже 10 тыс. лет. Это обстоятельство достаточно хорошо согласуется с тезисом, изложенным в параграфе "Перспективы оценки скоростей современного горообразования геолого-геоморфологическими методами", что современная сейсмичность, по-видимому, обусловлена накоплением тектонических напряжений за геологические интервалы (для территории Памиро-Алая) в 700-800 лет и менее.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Агаханянц О.Е., Пахомов М.М., Трофимов А.К. К палеогеографии Памира в голоцене. — Изв. ВГО, 1964, № 6.
2. Атлас землетрясений в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
3. Бабадаглы В.А. Литология кайнозойских моласс Придарвазья. М.: Наука, 1964.
4. Бабаев А.М. Проявление новейшей тектоники в долине реки Оби-Гарм и в верховьях реки Иляк. — ДАН ТаджССР, 1962, т. 5, № 2.
5. Бабаев А.М. Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии. — ДАН ТаджССР, 1962, т. 5, № 4.
6. Бабков К.В., Кухмазов У.А. Остатки мастодонта в Таджикской депрессии. — Сообщ. Тадж. ФАН СССР, 1950, вып. 26.
7. Барсуков О.М. О связи электрического сопротивления горных пород с тектоническими процессами. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1970, № 1.
8. Белоусов Т.П. Применение палеогеоморфологических реконструкций для изучения плейстоценовых тектонических движений Памира в связи с его сейсмичностью: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1973.
9. Бельский В.А. О возрасте рельефа юго-западного Дарваза. — В кн.: Неотектоника и сеймотектоника Таджикистана. Душанбе, 1969.
10. Берг Л.С. Климат и жизнь. 2-е изд. М.: Географгиз, 1947.
11. Борнеман Б.А. Стратиграфия Юго-Западного Таджикистана. — Тр. ТПЭ АН СССР, 1933, вып. 24.
12. Босов В.Д. История геологического развития Таджикской депрессии в неогене. — Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-техн. и хим. наук, 1964.
13. Бунэ В.И., Введенская Н.В., Гзовский М.В. Методические основы обзорного сейсмического районирования. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968.
14. Бунэ В.И., Рейман В.М. К сеймотектонической характеристике Центральной части Таджикской депрессии. — Тр. Ин-та сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТаджССР, 1960, т. 7.
15. Бурачек А.Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. — Тр. Тадж. компл. эксп., 1932, вып. IV.
16. Васильев В.А. Стратиграфия четвертичных отложений Таджикистана. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
17. Васильковский Н.П., Репников М.П. Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района. Ташкент: Изд-во Узб. ФАН СССР, 1940.
18. Введенская Н.А. Методика и результаты обобщения наблюдений сети стационарных сейсмических станций Средней Азии 1950-1953 гг. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 6.
19. Вебер В.Н. Геологические исследования в Фергане в 1909-1910 гг. — Изв. Геол. ком., 1910, т. XXIX, № 179.
20. Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. М., 1968.
21. Гайский В.Н., Рейман В.М., Каток А.П. Таджикистан. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968.
22. Гвоздецкий Н.А. Древнее оледенение Заалайского хребта. — Природа, 1957, № 6.
23. Гвоздецкий Н.А. О географическом понятии Памиро-Алай и расчленении гор Средней Азии на горные системы. — В кн.: Вопросы географии. М., 1959.

24. Гзовский М.В., Крестников В.Н., Лебнов Н.Н. и др. Карта новейших тектонических движений Средней Азии. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 8.
25. Гзовский М.В., Крестников В.Н., Рейснер Г.И. Методы детального изучения сейсмичности. - Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1960, № 9.
26. Гзовский М.В., Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Рейснер Г.И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 8.
27. Горшков Г.П. О сейсмичности Таджикистана. - В кн.: Тр. 1-й конф. по изучению производительных сил ТаджССР. - СОПС АН СССР, 1933, т. 1.
28. Горшков Г.П. Сейсмичность Южного Таджикистана в связи с его тектоникой. - Тр. ТПЭ АН СССР, 1935, вып. 18.
29. Горшков Г.П. Землетрясения на территории Советского Союза. М.: Географиздат, 1949.
30. Грамм М.Н. Стратиграфия кайнозойских моласс Ферганы и сопоставление их с третичными континентальными отложениями некоторых соседних областей: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. М., 1962.
31. Грачев Г.И. К геологии древнечетвертичных отложений Ферганы, Таджикской депрессии и Бухаро-Хивинской области. - Тр. Всесоюз. науч.-исслед. и геол.-развед. нефт. ин-та, 1961, вып. 30.
32. Гриднев Н.И. Литология кайнозойских моласс Сурхан-Дарьинской депрессии. Ташкент, 1955.
33. Губин И.Е. Землетрясения в Гармской области. - Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 13.
34. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
35. Гутенберг Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1948.
36. Ермилин В.И. Новейшие движения и сейсмичность зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. М., 1976.
37. Ермилин В.И., Чигарев Н.В. Скорость и амплитуда поднятия хребта Петра Первого (Памиро-Алай) в голоцене. - В кн.: Теоретические и прикладные вопросы географии. М.: Изд-во МГУ, 1971.
38. Ермилин В.И., Чигарев Н.В. Тектонические движения Юго-Западного Памиро-Алая в голоцене. - Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1973, № 2.
39. Ермилин В.И., Чигарев Н.В. К вопросу о перестройке долины р. Вахш. - Геоморфология, 1974, № 3.
40. Ермилин В.И., Чигарев Н.В. Голоценовые отложения Памиро-Алая. - В кн.: Советско-американские работы по прогнозу землетрясений. М.: 1979, т. 2, кн. 1.
41. Захаров С.А. Дислоцированные террасы как показатель современного горообразования. - Сообщ. Тадж. ФАН СССР, 1948, вып. IV.
42. Захаров С.А. Структуры мезо-кайнозой Таджикиской депрессии. Сталинабад: Изд-во АН ТаджССР, 1958.
43. Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенезиса. Душанбе: Дониш, 1970.
44. Кавасуми Х. Движения коры по историческим данным. - В кн.: Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1968.
45. Киняпина Т.А., Коньков А.А. Каталог сильных землетрясений Таджикистана с XIX в. по 1965 г. - В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш, 1970.

46. Кирнос Д.П., Харин Д.А., Шебалин Н.В. История развития инструментальных сейсмических наблюдений в СССР. — В кн.: Землетрясения в СССР. М., 1961.
47. Кленов В.И. Плейстоценовая тектоника Западного Саяна и Западной Тувы. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966, № 6.
48. Кленов В.И., Чигарев Н.В. Плейстоценовая тектоника Северного Тянь-Шаня. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1969, № 5.
49. Кондур В.П., Кукушкин А.И. К вопросу о возрасте поднадвиговой толщи Северного Бабатага. — Изв. АН ТаджССР, 1972, вып. 42.
50. Костенко Н.П. О находке палеолитических орудий на возвышенности Ак-Джар (Южный Таджикистан). — ДАН ТаджССР, 1961, т. 4, № 6.
51. Костенко Н.П. Лёссовидные породы горных стран юга Средней Азии: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
52. Костенко Н.П. Развитие рельефа горных стран. М.: Мысль, 1970.
53. Крестников В.Н. Сейсмичность и геологическое строение на примере Северного Тянь-Шаня. — Природа, 1957, № 8.
54. Крестников В.Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
55. Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И. и др. Четвертичная тектоника Средней Азии. М.: Наука, 1979.
56. Кригер Н.И. Террасовые ряды, некоторые итоги исследований. — Вопросы географии, 1963, сб. 63.
57. Курдюков К.В. Новейшие тектонические движения, следы крупнейших сейсмических толчков на северном склоне Заалайского хребта. Активизированные зоны земной коры. — Материалы второго Всесоюзного тектонического совещания в Душанбе. Душанбе, 1964.
58. Курдюков К.В. Древние обвалы в Алайском хребте. — Вопросы географии, 1951, вып. 21.
59. Кухтиков М.М. К геоморфологии долины верхнего течения реки Вахш. — Изв. АН ТаджССР. Отд-ние естеств. наук, 1954, вып. 6.
60. Леонов Н.Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. — М.: Изд-во АН СССР, 1961.
61. Лозиев В.П. Об антропогенных отложениях в междуречье Вахша и Кафирнигана. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе, 1972, № 4.
62. Лозиев В.П., Лим С. О находке окаменелостей илийского фаунистического комплекса в северо-восточной части междуречья Кафирнигана и Иляка. — ДАН ТаджССР, 1962, № 5.
63. Ломоносов М.В. Слово о рождении металлов от трясения Земли, 1757. — В кн.: О слоях земных и другие работы по геологии. М.; Л.: Госгеолиздат, 1949.
64. Ломоносов М.В. О слоях земных, 1763. М.: Госгеолиздат, 1949.
65. Лоскутов В.В., Меламед Я.Р. и др. О возрасте кулябской свиты Таджикской депрессии. — ДАН ТаджССР, 1965, т. 8, № 4.
66. Лоскутов В.В., Ершова Л.Н., Колотов В.А., Лим В.В. О стратиграфии верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений Таджикской депрессии. — Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1971, № 2.
67. Лысков Л.М. Неотектоника и сейсмичность района Верхнего Вахша: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Душанбе, 1969.
68. Лютцау С.В. Анализ террасовых рядов и террасовых комплексов: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1959.

69. Мавлянов Г.А. О происхождении лёсса и лёссовидных пород южных районов Средней Азии. – В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР. М., 1950, вып. 2.
70. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
71. Марков К.К. Геоморфологический очерк Памира. – Тр. Ин-та физ. географии АН СССР, 1935, № 2.
72. Марков К.К. Геоморфологический очерк Памира и Вахии по наблюдениям 1932–1933 гг. – В кн.: Памир, М., 1936, вып. 1.
73. Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1948.
74. Медведев С.В. Опыт нового районирования Молдавской ССР по зонам сейсмической активности. – Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 5.
75. Меламед Я.Р. Афгано-Таджикская депрессия в неогеновом периоде: (Палеогеогр. очерк) – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Ифрон, 1969, вып. 2, ч. 2.
76. Минина Е.А. К вопросу о кулябском комплексе Таджикской депрессии. Душанбе, 1972.
77. Миямура С. Вертикальные смещения в эпицентральной зоне землетрясения Футацун, 1955. – В кн.: Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1968.
78. Мушкетов И.В. Верненское землетрясение 18 мая (9 июня) 1887 г. – Тр. Геол. ком., 1890, т. 10, № 1.
79. Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи. – Зап. Рус. геогр. о-ва по общ. геогр., 1893, т. XXVI.
80. Мушкетов Д.И. Поездка в Нарынский край и Кашгарию. – Изв. ВГО, 1917, т. 53.
81. Мушкетов Д.И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. – В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии. СПб., 1919, вып. 10.
82. Мушкетов Д.И. Сейсмическое районирование Средней Азии. – Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, № 34.
83. Нагинский И.А., Амурский Г.И. К истории пра-Амударьи. – Изв. вузов. Геол. и развед., 1969, № 6.
84. Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области: (На примере Западной Ферганы и ее горного обрамления). М.: Недра, 1971.
85. Никонов А.А. Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии. – Геотектоника, 1970, № 1.
86. Никонов А.А. О лёссовых породах Северного Афганистана. – Бюл. МОИП, Отд. геол., 1971, № 2.
87. Никонов А.А. К обоснованию стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии. – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1972, № 39.
88. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
89. Николаев Н.И., Шульц С.С. Карта новейшей тектоники СССР (в масштабе 1:5 000 000). – Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1961, № 4.
90. Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
91. Обручев В.А. Проблема лёсса. – В кн.: Тр. II Междунар. конф. ассоциации по изуч. четвертич. периода Европы, 1933.
92. Окладников А.П. Исследование памятников каменного века Таджикистана. – В кн.: Материалы исследований по археологии СССР. М.: 1958, № 66.

93. Орлов А.П. О землетрясениях вообще и о землетрясениях Южной Сибири и Туркестанской области в особенности. - Тр. О-ва естествоиспытателей при Казанском ун-те, 1873, т. 3, № 1.
94. Петрушевский Б.А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
95. Петрушевский Б.А. Использование геологических данных при сейсмическом районировании. - В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968.
96. Пресс Ф., Брейс У.Ф. Развитие проблемы прогноза землетрясений. - В кн.: Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1968.
97. Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
98. Попов В.И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1954.
99. Попов В.И. Общая схема стратиграфического расчленения неогеновых континентальных формаций востока Средней Азии. - Науч. тр. Ташк. ун-та. Геол. науки, 1964, вып. 249, кн. 21.
100. Пославская О.Ю. К геоморфологическому районированию Южного Узбекистана. - Тр. Среднеаз. ун-та. Геогр. науки, 1958, вып. 120, кн. 12.
101. Программа работ по поискам предвестников землетрясений. М: Ин-т физики Земли АН СССР, 1971. Ротапринт.
102. Ранов В.А. О сопоставлении археологических данных со стратиграфией четвертичных отложений Таджикистана. - Изв. АН ТаджССР. От-ние обществ. наук, 1961, вып. 1.
103. Ранцман Е.Я. Геоморфология и сейсмичность долины реки Сурхоб. - ДАН СССР, 1959, т. 124, № 1.
104. Ранцман Е.Я. Некоторые вопросы геоморфологии Гармского района Таджикской ССР в связи с его сейсмичностью. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960, № 5.
105. Раутиан Т.Г. Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений. - Тр. Ин-та сейсмостойкого стр-ва и сейсмологии АН ТаджССР, 1960, № 7.
106. Резвой Д.П. Новейшие тектонические движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов - В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
107. Резвой Д.П. Несколько замечаний о молодом разломе в моренах хребта Петра Первого. - Геол. сб. Львов, геол. о-ва, 1955, № 2/3.
108. Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов, 1959.
109. Рейман В.М., Лысков Л.М. и др. Новейшие тектонические движения в долине Вахша. - ДАН ТаджССР, 1959, т. 2, № 2.
110. Рейснер Г.И. Новейшие тектонические движения Алайской впадины и ее горного обрамления. - ДАН СССР, 1958, т. 123, № 6.
111. Рейснер Г.И. Зона четвертичных депрессий в области сочленения Памира и Тянь-Шаня. - Сов. геология, 1963, № 10.
112. Саваренский Е.Ф. Предисловие. - В кн.: Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1968.
113. Сапов О.П. Альпийская тектоника области сочленения Памира и Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Душанбе, 1969.
114. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968.
115. Семенов П.Г., Семенова В.А. Каталог землетрясений, ощущавшихся на территории Таджикистана за периоды 1865-1940 и 1941-1952 гг. - Изв. АН ТаджССР, 1958, т. 86, вып. 3.

116. Скворцов Ю.А. Четвертичные отложения Узбекской ССР. М.: 1939. Т.3.
117. Скворцов Ю.А. Тектонические движения Тянь-Шаня и генезис лёсса Приташкентского района. - В кн.: Тр. Всесоюз. рабоч. совещ. по итогам изуч. четвертич. отложений в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент, 1953.
118. Скворцов Ю.А. К характеристике среднеазиатских лёссов. - Тр. СОГУ (физ.-геогр.). Ташкент, 1957.
119. Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии (Ташкент, 1958). - Ташкент: Изд-во АН УзбССР, 1959.
120. Солун В.И. Некоторые вопросы стратиграфии третичных отложений Таджикской депрессии. - Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол., 1959, вып. 10, № 268.
121. Спесивцева В.П. Каталог землетрясений на территории СССР с 1908 по 1936 г. М.; Л., 1941. Вып. 3.
122. Тетюхин Г.Ф. О новейших тектонических движениях в районе среднего течения р. Зеравшан. - Изв. Узб. фил. ВГО СССР, 1956, т. 2.
123. Трофимов А.К. Тектонический и климатический факторы в истории древнего оледенения гор Средней Азии (Памир и Гиссаро-Алай) - В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Ин-т геологии АН КиргССР, 1968.
124. Трофимов А.К., Чедия О.К. Методика оценки интенсивности новейших тектонических движений по геолого-геоморфологическим данным на примере долины р. Акбуры. - В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Ин-т геологии АН КиргССР, 1968.
125. Трофимов А.К., Чедия О.К. О четвертичном оледенении Алая. - Изв. АН КиргССР, 1969, № 4.
126. Трофимов И.И. Группа лёссовых пород Таджикистана. - В кн.: Тр. Всесоюз. рабоч. совещ. по итогам изуч. четвертич. отложений в Ташкенте в 1948 г. Ташкент, 1953.
127. Туаев Н.П. Верхнеамударьинская депрессия, ее границы и основные черты геологического строения. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 5.
128. Ушко К.А. История геологического развития Западно-Туркменской впадины в плицене и четвертичное время. - Тр. Компл. южной геол. экспедиции АН СССР, 1962, вып. 7.
129. Флоренсов Н.А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. - Бюл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.
130. Чедия О.К. Зоны четвертичной аккумуляции и новейшая тектоника Дарваза. - Тр. Тадж. гос. ун-та. Сер. естеств. наук, 1957, т. 2.
131. Чедия О.К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое. - В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
132. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1971.
133. Чедия О.К., Васильев В.А. О характере и возрасте древнего оледенения северного склона хребта Петра Первого. - Тр. Тадж. ФАН СССР, 1969, т. 28, вып. 1.
134. Чедия О.К., Лоскутов В.В. Палеогеография Памира и сопредельных стран в плиоцен-четвертичное время. - Тр. Четвертич. комис. СССР, 1965.
135. Чердынцев В.В., Завельский Ф.С., Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д., Форова В.С. Радиоуглеродные даты. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1969, № 36.

136. Чигарев Н.В. Некоторые методические приемы анализа террасовых рядов и их практическое применение. – Геоморфология, 1970, № 3.
137. Чигарев Н.В. Изучение плейстоценовых тектонических движений Юго-Западного Памиро-Алая методами геоморфологического анализа (в связи с сейсмичностью): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук, М., 1971.
138. Чигарев Н.В., Ермилин В.И. Приуроченность денудационных поверхностей хр. Петра Первого (Памиро-Алай) к долине р. Вахш при ее первоначальном уклоне. – В кн.: Теретические и прикладные вопросы географии МГУ, М., 1971.
139. Чигарев Н.В., Шивков Ф.С. По следам Махачкалинского землетрясения. – Природа, 1970, № 12.
140. Чихачев П.К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Тадж. КЭ АН СССР, 1932. – Тр. эксп., 1934, вып. 4.
141. Шульц С.С. О складчатых дислокациях четвертичных отложений в Тянь-Шане. – Изв. Гос. геогр. о-ва, 1937, т. 69, вып. 5.
142. Шукин И.С., Гилярова М.А. Кухистан. – Тр. Тадж. КЭ АН СССР, 1936, вып. 23.
143. Юрьев А.А. О результатах изучения древнеледниковых отложений в долине р. Муксу: Гляциологическая экспедиция на леднике Федченко, М., 1960.
144. Юрьев А.А., Умаров А.У. Геоморфология и новейшая тектоника Западного Узбекистана. Ташкент: Изд-во АН УзбССР, 1971.
145. Byerlee J.D. Thesis. Mass. Inst. of Technology, 1966.
146. Nishimura E. Geophysical Papers Dedicated to Professor K.Sassa. – Geoph. Inst. Kyoto Univ. Kyoto, 1963.
147. Klebelsberg R.V. Beiträge zur Geologie westlichen Turkestan. Jusbruck, 1922.
148. Noth Z. Die geologischen Ergebnisse der Deutsch-Russischen Alai-Pamir Expedition, 1928, 11 Teil. В., 1932, Bd. 1, 2.
149. Tsuboi C., Wadati K., Hagiwara T. Report by the Earthquake Prediction Research Group in Japan. – Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. 1962.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
Глава I	
ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ . . . . .	5
Глава II	
ИЗУЧЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПАМИРО-АЛАЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СВЯЗИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ . . . . .	9
Первые сведения о землетрясениях . . . . .	11
Изучение новейших тектонических движений . . . . .	13
Геологические методы сейсмораионирования . . . . .	15
Некоторые вопросы прогноза землетрясений . . . . .	20
Глава III	
СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕНОВЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	30
Неогеновые отложения . . . . .	30
Четвертичные отложения . . . . .	37
Глава IV	
ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВЫЯВЛЕНИЯ И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ СКОРОСТИ ГОРООБРАЗОВАНИЯ . . . . .	44
Выбор опорного геоморфологического уровня . . . . .	44
Оценка возможностей реконструкции опорного геоморфологического уровня . . . . .	45
Выявление амплитуд горообразования в течение четвертичного времени . . . . .	49
Восстановление первоначального положения опорного геоморфологического уровня : . . . . .	49
Построение количественной схемы амплитуд четвертичных тектонических движений . . . . .	56
Построение количественных схем тектонических движений средне- и позднечетвертичного времени и голоцена . . . . .	57
Перспективы оценки скоростей современного горообразования геолого-геоморфологическими методами . . . . .	60
Глава V	
ГОРООБРАЗОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПАМИРО-АЛАЯ В НОВЕЙШЕЕ ВРЕМЯ . . . . .	63
Раннемиоценовое - больджуанское время . . . . .	65
Средне-позднемиоценовое - хингоуское и тавильдаринское время . . . . .	67
Ранне-среднеплиоценовое - каранакское и полизакское время . . . . .	69
Позднеплиоценовое и раннечетвертичное - кулябское время . . . . .	72
Раннечетвертичное - послекулябское время . . . . .	73
Среднечетвертичное - илякское время . . . . .	75
Позднечетвертичное - душанбинское время . . . . .	83

Голоценовое – амударьинское время . . . . .	87
Соотношение древнего и современного структурного плана Памиро-Алая . . . . .	91
Глава VI	
СЕЙСМИЧНОСТЬ ПАМИРО-АЛАЯ . . . . .	96
Сейсмичность как показатель современной тектонической активности . . . . .	96
Катастрофические землетрясения . . . . .	98
Распределение коровых землетрясений . . . . .	100
Зоны повышенной концентрации эпицентров землетрясений . . . . .	102
Сейсмическая активность зон глубоких разломов . . . . .	105
Глава VII	
КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ГОРООБРАЗОВАНИЯ, СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ . . . . .	106
Скорости горообразования и коровая сейсмичность . . . . .	106
Направленность развития структурных элементов и сейсмичность . . . . .	113
Горообразование и энергия землетрясений . . . . .	114
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	117
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	120

**Владимир Иванович Ермилин, Николай Васильевич Чигарев**  
**ГОРООБРАЗОВАНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПАМИРО-АЛАЯ**

*Утверждено к печати Институтом физики Земли  
им. О.Ю. Шмидта АН СССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*. Редактор издательства *О.М. Ванюкова*  
Художник *С.Б. Генкина*. Художественный редактор *Т.И. Алексеева*  
Технические редакторы *И.И. Джиоева, Н.М. Петракова*

ИБ № 21492

Подписано к печати 26.12.80. Т – 19357. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл.печл. 8,0+2,0 вкл. Уч.-издл. 11,4. Тираж 750 экз. Тип. зак. 1944  
Цена 1р. 70к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 70 к.

3471

