

Б. Н. ХОВАНСКИЙ

**ТЕКТОНИКА,
РЕЛЬЕФ
И СЕЙСМИЧНОСТЬ
СЕВЕРНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ**

Б. Н. ХОВАНСКИЙ

551.24

ТЕКТОНИКА,
РЕЛЬЕФ
И СЕЙСМИЧНОСТЬ
СЕВЕРНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ

1933

МОСКВА, «НЕДРА», 1977



Хованский Б. Н. Тектоника, рельеф и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. М., «Недра», 1977. 127 с.

В книге рассмотрены история формирования структурного плана, структурно-геоморфологическое развитие Северного Тянь-Шаня в раннем протерозое, мезозое и кайнозое и этапы формирования современного рельефа. Приведены макро- и палеосейсмические, а также инструментальные сейсмологические данные.

На основании количественного и качественного анализа приведенного материала показана пространственно-временная связь сейсмических и тектонических процессов, произведена оценка интенсивности максимальных сейсмических воздействий на земную кору в зависимости от удаления изучаемой территории от эпицентров землетрясений и выделены области с различной сейсмической опасностью.

Книга рассчитана на геологов, геоморфологов и геофизиков, а также может быть использована студентами соответствующих факультетов.

Табл. 2, ил. 29, список лит. — 120 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Возросший в последние годы интерес к проблеме предсказания места и времени возникновения разрушительных землетрясений обусловлен интенсивным развитием гидротехнического, промышленного и гражданского строительства в районах с высокой сейсмической активностью. Размеры разрушений, вызванных землетрясениями последнего десятилетия в Марокко, Чили, Иране, Японии, США и других государствах, привлекли внимание как правительств этих стран, так и международных организаций. В связи с этим разработаны и осуществляются программы долгосрочных наблюдений за предвестниками сильных землетрясений в СССР, США и Японии. Особенно возросла роль сейсмотектонических исследований при изучении сейсмической опасности в районах строительства высотных плотин и крупных водохранилищ. Это обусловлено возникновением разрушительных землетрясений в асейсмичных районах после наполнения крупных водохранилищ (Кариба — Центральная Африка, 1963; Кремаста — Греция, 1966; Койна — Индия, 1967 и др.). Поэтому возникает необходимость в проведении все более точных и детальных оценок сейсмической опасности участков строительства.

Сейсмическая опасность определяется преимущественно местоположением источников землетрясений, максимальной энергией землетрясений и их повторяемостью. Практика изучения районов крупных землетрясений показывает, что отдельные, близко расположенные участки различно реагируют на сейсмические воздействия. Часто наблюдается как увеличение, так и уменьшение сотрясений на 1—2 балла на незначительном удалении от места возникновения землетрясения. Во всех случаях на величину сотрясений влияют рельеф, микрогеологические условия, размеры и конструкция сооружений. Таким образом, сейсмическая опасность контролируется местоположением источников землетрясений, которые определяются процессами развития земной коры, тесно взаимосвязанными с историей геологического развития крупных регионов.

Предлагаемая работа посвящена поиску прогностических критериев сейсмичности, которые позволили бы повысить точность оценок сейсмической опасности участков проектирования и строительства крупных гражданских и промышленных объектов. Районом исследований является Северный Тянь-Шань.

Основная задача работы — изучение истории развития региона в мезозойское и кайнозойское время; выявление унаследованности тектонических движений, их интенсивности на отдельных отрезках геологического прошлого; сопоставление геологических, геоморфологических, макросейсмических, палеосейсмических и инструментальных сейсмологических наблюдений и, на основе всех полученных данных, уточнение характера протекающих сейсмических процессов в области больших энергий.

В основу методики изучения был положен историко-геологический подход и использованы главнейшие геологические, геоморфологические и геофизические методы. Метод полевых исследований заключался в детальном геолого-геоморфологическом картировании. Картировались разрывные нарушения и изучались их пространственно-временные различия, структурно-тектоническое положение и характер взаимоотношений. Изучался фациальный состав мезозойских и кайнозойских рыхлых отложений, характер их взаимоотношений, пространственное развитие и структурно-тектоническое положение, закономерности распределения мощностей, поверхностей перерывов и несогласий, взаимоотношение с подстилающими породами и возрастные различия. Картировались разновозрастные поверхности выравнивания, изучались их площадное развитие, гипсометрическая разобоченность, структурно-тектоническое положение. Рассматривались продольные профили террас, пойм и русел рек. Учитывалось их наличие и отсутствие, изменение относительной высоты, площадное развитие. Изучались перехваты, меандрирование рек, ориентировка прямолинейных участков речных долин и ее связь с разрывными нарушениями. Рассматривалось строение склонов речных долин, выявлялись antecedentные долины. Изучались современные и древние береговые линии озер, современные и древние снеговые границы. Проводилось изучение районов крупных землетрясений, известных по макросейсмическим данным, и выявлялись по палеосейсмологическим признакам эпицентральные области древних разрушительных землетрясений.

При камеральной обработке результатов наблюдений проводилась корреляция мезозойских и кайнозойских отложений Северного Тянь-Шаня с разновозрастными образованиями Средней Азии, Казахстана, Монголии и Китая. Восстанавливались палеогеографические условия. Проводилась графическая интерпретация фактического материала, составлялись разрезы и схемы. Анализировалась морфология складок и разрывов, изучалось их положение в региональной структуре. Проводилось сопоставление сейсмологических и макросейсмических данных и выявлялись закономерности развития сейсмических процессов больших и малых энергий. Выполнялась статистическая количественная обработка инструментальных сейсмологических данных. Изучалась корреляционная связь между параметрами сла-

бых и сильных землетрясений. Весь анализ в работе носил качественный и количественный характер. Его конечная цель — выяснение параметров сейсмического процесса в области больших энергий, связанных с тектоническими процессами крупных регионов.

Выявление близких закономерностей сейсмических процессов больших энергий и тектонического процесса крупных регионов обусловлено отсутствием достаточного количества статистических данных о сильных землетрясениях. Экстраполяция и распространение данных о дробности тектонических движений и слабых землетрясениях позволяют выявить различно подготовленные сейсмогенные зоны. Отсюда — выявление прогностических признаков сильных землетрясений приобретает определенную четкость.

Высокая однородность полученных материалов, хорошая представительность и достаточная для статистической обработки информация позволили по-новому подойти к решению проблемы сейсмической опасности Северного Тянь-Шаня. Различно подготовленные в тектоническом отношении участки выделены в сейсмогенные зоны. Все полученные сведения позволяют выявить как общие закономерности движений земной коры, так и частные тектонические явления в пределах изученного региона.

В ходе исследований и после их завершения отдельные вопросы и работа в целом обсуждались с Н. В. Башениной, Г. П. Горшковым, А. Е. Криволицким, О. К. Леонтьевым, И. А. Резановым, Ю. В. Ризниченко и В. П. Солоненко. Автор искренне признателен им за внимание, содержательную критику и советы.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первым ученым, посетившим и исследовавшим Северный Тянь-Шань, является П. П. Семенов. В его работах 1858, 1867, 1885 гг. даны географическое описание, орографическая схема и приведены материалы по геологическому строению региона. Большинство последующих исследователей: И. В. Мушкетов, К. И. Богданович, В. А. Обручев — показали, что открытия П. П. Семенова заложили основу изучения Тянь-Шаня.

В 1861—1868 гг. ряд работ географического характера публикует М. И. Венюков, а в 1869—1873 гг. выходят работы зоолога Н. А. Северцева. В трудах последнего помимо ботанических данных изложены географические и геологические сведения. Так, он впервые выделяет красноцветные отложения Тянь-Шаня и условно относит их к пермскому возрасту. Кроме того, Н. А. Северцев публикует работы по смежным районам Средней Азии, которые сохраняют свое значение до наших дней.

Начиная с 1874 г. на Тянь-Шане работает И. В. Мушкетов. Именно ему принадлежат работы, положившие начало нашим современным представлениям о стратиграфии и тектонике Тянь-Шаня. Огромное внимание уделял он вопросам сейсмоструктоники. С этой целью им изучался современный структурный план Средней Азии, выделялись древние — палеозойские поднятия и новейшие структуры. Детальное изучение последствий катастрофических землетрясений 1887 и 1889 гг. привело его к выводу, что процессы рельефообразования продолжают интенсивно развиваться и в наши дни. Высокую сейсмическую активность Средней Азии он связывал с тектоническими подвижками крупных блоков земной коры по зонам разломов. И. В. Мушкетов выделил ряд зон очень крупных разломов, разделяющих горные сооружения и межгорные впадины Северного Тянь-Шаня. Помимо этого, И. В. Мушкетов изучал четвертичные отложения и дал практически первую схему их генетического расчленения.

В 1886 г. Северный Тянь-Шань обследует географ А. Н. Краснов. В своих работах он изложил ряд данных о характере и генезисе различных четвертичных образований: лёссов, ледниковых отложений и т. д. Ряд районов Северного Тянь-Шаня обследовали в 1902 г. В. В. Сапожников и немецкий географ М. Фридериксон. Они пришли к заключению, что высокие горные равнины — «сырты» образовались в результате материко-

вой денудации. В 1903 г. Северный Тянь-Шань посетил У. М. Дэвис. В его работе 1905 г. дан ряд обобщений, представляющих значительный интерес, поскольку затрагиваемые вопросы охватывают основные моменты истории развития Тянь-Шаня. Им устанавливается третичный возраст пенеплена. Период пенепленизации У. М. Дэвис относил к постальпийской складчатости, а процессы горообразования связывал с четвертичными тектоническими движениями. Им рассматривались также вопросы современного и древнего оледенения, история развития речных долин, происхождение туркестанских лёссов и др.

Катастрофические землетрясения второй половины XIX в. (Беловодское 1885 г., Верненское 1887 г., Чиликское 1889 г., Красноводское 1895 г.), потрясшие Среднюю Азию, заставили обратить внимание на этот район России геологов и сейсмологов страны. Первые исследования в области сейсмического районирования, начатые в середине прошлого века геологами Г. Абигом, И. В. Мушкетовым, А. Е. Лагорио, В. Н. Вебером, М. М. Бронниковым, К. И. Богдановичем, Б. Я. Корольковым, указали на тесную связь между геологическими и сейсмическими явлениями. В 1891 г. И. В. Мушкетов впервые проводит оценку сейсмической опасности Средней Азии по геологическим признакам. Составленная им карта базировалась на прямой зависимости между тектоническими нарушениями сплошности земной коры и сильными землетрясениями. И. В. Мушкетов выделил не только известные по разрушительным землетрясениям зоны, но и установил районы возможного возникновения сильных землетрясений. На протяжении последующих лет прогнозы И. В. Мушкетова подтверждались неоднократно (Пскемское землетрясение 1937 г., Чаткальские землетрясения 1946 и 1971 гг.).

Начиная с 1914 г. проводятся планомерные сейсмотектонические исследования на Северном Тянь-Шане. В связи с землетрясением 1911 г. Геологический комитет организовал экспедицию во главе с К. И. Богдановичем. Характеризуя тектонику Северного Тянь-Шаня, он указывает на наличие третично-четвертичных дислокаций, обращает внимание на форму и положение древней поверхности выравнивания и устанавливает, как и И. В. Мушкетов, что землетрясения в пределах региона вызываются подвижками по зонам крупных разломов.

Новый этап изучения Средней Азии и в том числе Северного Тянь-Шаня начинается с 1927 г. С этого времени проводятся систематическая комплексная геологическая съемка региона и инструментальные сейсмологические исследования. В 1901—1927 гг. ближайшая к Северному Тянь-Шаню сейсмическая станция Ташкент располагала аппаратурой, которая позволяла фиксировать землетрясения силой в 7 баллов и более, причем точность определений эпицентров достигала ± 100 км. В 1927 г. в Средней Азии были открыты 4 сейсмические станции: Алма-

Ата, Фрунзе, Самарканд и Андижан. С 1928 г. в Средней Азии функционируют 11 сейсмических станций. С этого времени стало возможным определять эпицентры землетрясений с точностью ± 50 км.

В 1928—1929 гг. выходят работы В. А. Николаева, положившие начало зональному (структурно-фациальному) районированию территории. Автор разрабатывает стратиграфическую схему древних толщ Северного Тянь-Шаня, приходит к выводу о длительном развитии межгорных впадин района, «мобильности самих котловин» и о нарастании интенсивности тектонических движений. В 1930 г. Д. В. Наливкин в ряде работ подразделяет Среднюю Азию по своеобразию истории развития на северные, центральные и южные дуги. Северный Тянь-Шань он относит к области глыбовых поднятий преимущественно четвертичного возраста. Одновременно Н. Г. Кассин (1930) разрабатывает первую стратиграфическую схему района.

Стратиграфическое расчленение отложений Северного Тянь-Шаня, особенно его восточных районов, вследствие отсутствия находок органических остатков долгое время было условным. Поэтому применение геоморфологических методов исследований, особенно при выявлении молодых тектонических движений, позволило ряду исследователей Северного Тянь-Шаня прийти к заключению, что в современную эпоху сохраняется высокая тектоническая активность региона. На молодость тектонических движений в Северном Тянь-Шане указывал в ряде работ 1931—1939 гг. Б. А. Федорович. Изучая разрывную тектонику района, он устанавливает смещения как в мезо-кайнозойских отложениях, так и в четвертичных образованиях. На основе выявления деформаций речных террас автор приходит к заключению, что в четвертичное время на Северном Тянь-Шане преобладают интенсивные дифференцированные тектонические движения глыбового характера. В своих работах этих лет С. С. Шульц показывает, что интенсивность тектонических движений начала нарастать в Тянь-Шане с неогена и в четвертичное время достигла максимума. Рассматривая древние поверхности выравнивания, он приходит к выводу, что эти поверхности имеют различный возраст, зависящий на каждом конкретном участке от интенсивности процессов денудации и тектоники. В 1937 г. С. С. Шульц предложил отрезок времени, за который был сформирован рельеф Тянь-Шаня, назвать «неотектоническим».

Накопленный различными исследователями огромный фактический материал позволил в конце тридцатых годов начать систематический выпуск обобщающих и сводных работ. В 1937 г. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский включают Северный Тянь-Шань в область молодых вертикальных движений. М. М. Тетяев (1938) устанавливает глыбовый характер тектонических движений, которые сменились в четвертичное время процессами альпийского складкообразования. А. Н. Мазарович

(1938) приходит к выводу, что рельеф Тянь-Шаня отображает глыбовый характер тектонических движений.

Помимо геологических работ о тектонических движениях в Северном Тянь-Шане, в тридцатые годы выходит ряд работ, основанных на сейсмологических и гравиметрических наблюдениях. Среднеазиатская сеть сейсмических станций, несмотря на низкую чувствительность аппаратуры, позволяла записывать землетрясения силой более трех баллов. Сопоставление инструментальных сейсмологических, геологических, геоморфологических и макросейсмических данных позволило подойти к вопросам сейсмического районирования Северного Тянь-Шаня. Так, в 1933 г. Д. И. Мушкетов отмечал, что наличие катастрофических землетрясений в северных цепях Тянь-Шаня связано с подвижками громадных, широко простирающихся блоков, расщепленных древними линиями разломов. Движение крупных блоков подготавливает землетрясения высоких энергий. Подвижки мелких и средних блоков здесь имеют частный характер и их роль невелика.

Методические разработки И. В. Мушкетова и Д. И. Мушкетова в области сейсмического районирования продолжил Г. П. Горшков. В его работах, наряду с геологическими критериями, большое внимание уделяется сейсмостатистическим данным, которые часто преобладали над геологическими.

Особенно интенсивно геолого-геофизические исследования на Северном Тянь-Шане проводятся с 1942 г. В связи с проблемами нефтеносности наиболее детально изучаются межгорные впадины. Ряд организаций, и прежде всего ВНИГРИ, проводят различные исследования, включая структурное бурение. Одновременно проводится геологическая и геоморфологическая съемки региона.

С 1949 г. начинается новый этап сейсмологических исследований в Средней Азии. После Ашхабадского землетрясения 1948 г. в Средней Азии были созданы два полигона: Гарм в Таджикской ССР и Талгар на Северном Тянь-Шане. Для проведения исследований и применения полученных результатов в практике антисейсмического строительства при Институте физики Земли АН СССР была организована Комплексная сейсмологическая экспедиция. С 1951 г. на Северном Тянь-Шане работают шесть сейсмических станций с высокочувствительной аппаратурой, которая позволила фиксировать мельчайшие землетрясения и с большой точностью устанавливать их координаты. Анализ данных сети региональных сейсмических станций, накопленных за период с 1928 по 1948 г. (Розова, 1947, 1950), позволил установить ряд закономерностей в сейсмическом режиме региона. За двадцать лет инструментальных сейсмологических наблюдений здесь было определено 53 эпицентра интенсивностью от 5 до 8 баллов. За первые десять лет было определено 18 эпицентров — в среднем 1—2 землетрясения в год;

за второе десятилетие — 34, т. е. 3—4 землетрясения в год.

В 1950 г. И. Е. Губин подробно разобрал существующие методы сейсмического районирования, указал на их недостатки и предложил новый подход к решению задачи. Предложенная методика сохранила исходные положения И. В. Мушкетова о генетической связи землетрясений с зонами крупных разломов. Новое направление в методике сейсмического районирования базировалось на подборе геологических критериев сейсмичности в их связи с современным структурным планом крупных территорий.

Работа И. Е. Губина привлекла внимание исследователей к вопросам методики сейсмического районирования. В 1954 г. выходит работа В. В. Белоусова, посвященная геолого-геофизическим критериям сейсмичности. В 1955 г. аналогичную работу публикует Г. А. Гамбурцев. Одновременно выходят методические работы Б. А. Петрушевского и М. В. Гзовского. И. П. Герасимов разрабатывает проблему связи новейшей тектоники с процессами рельефообразования (1955), В. В. Попов и И. А. Резанов — вопрос связи новейших тектонических движений с сейсмичностью (1955), А. В. Пейве (1956), рассматривая вопрос тектонической унаследованности, разрабатывает теорию развития глубинных разломов. В 1957 г. Д. Н. Казанли изучает связь геологического строения и сейсмичности. Разработки А. В. Горячева (1959) дают возможность оценить уровень сейсмической опасности юго-западных районов Северного Тянь-Шаня. Аналогичную работу по северным районам региона публикует Н. Г. Кассин. В работе В. Н. Крестникова рассматриваются вопросы геологического развития Тянь-Шаня и Памира (1961).

Значительное увеличение числа сейсмических станций, введение новой типовой аппаратуры и улучшение службы времени позволили увеличить количество регистрируемых землетрясений и выделить определенные эпицентры по классу точности. Наряду с этим, при обработке инструментальных данных стала проводиться энергетическая классификация землетрясений. В соответствии с принятой в СССР классификацией эпицентров землетрясений класс А соответствует ошибке не более ± 25 км, класс Б — не более ± 50 км. Землетрясения с большей ошибкой определения эпицентров относятся к неклассным. Анализ всей инструментальной сейсмологической информации, накопленной к 1960 г., был проведен в 1964 г. И. В. Горбуновой. Полученные результаты позволили по-новому подойти к проблеме сейсмического районирования территории. Кроме того, фактические данные были изложены в «Атласе землетрясений в СССР» (1962). Большой интерес представляет методика М. Е. Артемьева, изложенная в автореферате докторской диссертации. Автор предлагает на основе изучения изостатических аномалий и геологических критериев проводить сейсмическое районирование крупных территорий (1973). В работах В. И. Келиса-Борока

рассматриваются методы обработки геолого-геоморфологических критериев на ЭВМ с целью выявления районов катастрофических землетрясений. Оба метода могут иметь важное значение при составлении карт сейсмического районирования в масштабах 1:2 500 000 и мельче. Методика, предложенная Г. И. Рейснером (1973), позволяет проводить детальное сейсмическое районирование крупных территорий и устанавливать уровень сейсмической опасности в пределах отдельных зон. Хорошие результаты при проведении детального сейсмического районирования, видимо, могут быть получены при сочетании методов, предложенных В. П. Солоненко, И. Е. Губиным и Г. И. Рейснером, поскольку в данном случае возможен подбор геологических критериев сейсмичности путем изучения развития структурных комплексов.

Помимо методических работ, в последние годы вышел ряд трудов по палеогеографии, стратиграфии, тектонике, новейшей тектонике, геоморфологии и четвертичным отложениям. Большое значение имеют работы Т. А. Аргутина, В. С. Бажанова, А. Бакирова, Л. Н. Бельковой, Н. А. Болховитиной, А. А. Богданова, А. К. Бувалкина, В. А. Вахрамеевой, В. Н. Верещагина, Л. Н. Вертунова, М. Е. Воскобойникова, М. В. Гзовского, В. И. Громова, В. И. Дитмар, А. Е. Довжикова, Н. В. Думитрашко, И. А. Ефремова, Р. Д. Забирова, Н. К. Ившина, М. А. Ибрагимова, В. И. Кнауфа, В. Г. Королева, Н. Н. Костенко, Н. П. Костенко, К. В. Курдюкова, Г. Л. Кушева, К. К. Маркова, Г. Г. Мартинсона, С. Ф. Меньшикова, Ю. А. Мещерякова, Е. Е. Милановского, Е. И. Мураховской, В. Н. Огнева, Э. Р. Орловской, И. М. Покровской, Г. П. Радченко, С. К. Самсоновой, Т. А. Сикстель, В. П. Солоненко, А. В. Сочава, И. Н. Сребродольской, А. Н. Суворова, Н. Н. Тазихина, А. В. Тимуш, Л. И. Хозаицкого, С. Е. Чакабаева, М. А. Шишкина, Е. Д. Шлыгина, И. С. Щукина.

Важную роль имеют геофизические исследования М. Е. Артемьева, В. И. Бунэ, И. А. Введенской, Г. А. Гамбурцева, И. П. Косминской, Т. И. Кухтиковой, И. Л. Нерсесова, А. В. Николаева, Ю. В. Ризниченко, Е. А. Розовой, Н. В. Шебалина.

Огромное количество аэромагнитных, гравиметрических, сейсмических, электроразведочных и других исследований, проведенных различными организациями, позволили накопить большое количество фактических данных по тектонике и глубинному строению Северного Тянь-Шаня. Ряд этих материалов опубликован в виде обзорных карт, общие вопросы тектоники рассмотрены в сводных работах, которые в целом являются результатом огромного труда всего коллектива среднеазиатских исследователей.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Северный Тянь-Шань является сложным тектоническим узлом. Ряд катастрофических землетрясений конца прошлого — начала нашего столетий заставил обратить на него пристальное внимание многих исследователей. Не случайно поэтому современная изученность района как в геологическом, так и в сейсмологическом отношении находится, по сравнению с рядом других регионов, на довольно высоком уровне. Это дает возможность детально проследить историю формирования структурного плана региона от самых ранних его этапов до современности.

По характеру рельефа изученный регион представляет собой систему горных хребтов, разделенных крупными межгорными впадинами. Так, здесь выделяются следующие крупные горные сооружения: хребты — Киргизский, Терской Алатау, Кунгей Алатау, Заилийский Алатау, Кетмень, Джунгарский Алатау и впадины — Чуйская, Иссык-Кульская, Текесская, Кегеньская, Каркаринская и Илийская (рис. 1).

В пределах Северного Тянь-Шаня древние породы протерозоя слагают нижний структурный ярус. Их выходы установлены на небольших изолированных участках в районе сочленения хребта Заилийский Алатау и Кандыктасских гор, на крайнем востоке и западе Киргизского хребта и в центральной части хребта Терской Алатау (Белькова, Огнев, 1964). Представлены они гнейсами, кристаллическими и амфиболовыми сланцами, с включениями горизонтов мраморов и амфиболитов. Исходным материалом их образования являлись терригенные осадки: пески, алевроиты, глины, мергели и т. д. Они, по всей видимости, отлагались в условиях устойчивого опускания обширных участков. В это же время участки устойчивого поднятия, поставившие обломочный материал, находились, по всей вероятности, в непосредственной близости от них. Эти данные позволяют установить наличие тектонических движений различного знака, однако они не дают достаточного количества конкретного материала для восстановления истории геологического и тектонического развития региона. По-видимому, формирование структур этого комплекса происходило в несколько этапов в течение длительного времени. По данным Р. А. Борукаева, Н. К. Ившина и др. (1962), к началу палеозоя была создана гетероген-

ная сланитная кора, современный разрез которой представлен амфиболитами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами, гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами архея и протерозоя, с суммарной мощностью около 15 тыс. м. Эту начальную земную кору пересекала дугообразно выпуклая к югу

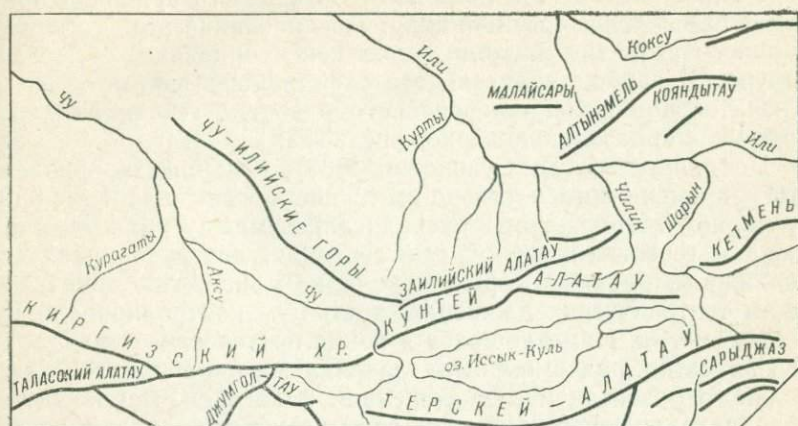


Рис. 1. Орографическая схема района исследований

полоса разломов (Суворов, 1968). Разломы были сосредоточены в пределах бассейна озера Иссык-Куль, в Кунгей-Заилийском и Сусамыр-Терскейском поднятиях.

В начале раннего палеозоя происходит заложение геосинклинальных прогибов Северного Тянь-Шаня. Начальный этап геосинклинального режима фиксирует образование мощной спилитовой формации и последующее накопление терригенной и карбонатной формаций. Эта стадия закончилась в раннем кембрии внедрением гранитоидов. В среднем и позднем кембрии в ряде локальных прогибов происходило накопление маломощных терригенно-карбонатных толщ (Богданов и др., 1963).

Движения, происходившие в раннем палеозое, затронули и относительно устойчивые срединные массивы. Поскольку движения носили, видимо, блоковый характер, мощность и полнота разрезов нижнепалеозойских отложений различна. Терригенные и вулканогенные осадки кембрия и ордовика накапливались в линейно вытянутых прогибах. На докембрийские образования они ложатся несогласно и достигают общей мощности 2000—3000 м (Кнауф, Королев, 1968). На конец ордовика приходится заключительный этап геосинклинального развития Северного Тянь-Шаня. В это время во внутренних впадинах шло накопление красноцветных моласс и вулканогенных формаций.

Тектонические движения раннего палеозоя имели существенное значение для формирования структуры региона и определили дальнейший ход осадконакопления в его пределах. Складчатые движения конца кембрия — начала ордовика изменили размещение областей сноса и осадконакопления в Северо-Тяньшанской геосинклинали. Со среднего ордовика происходит замыкание геосинклинали. Завершающий этап геосинклинального развития приходится на конец ордовика — середину силура. Большинство исследователей района считают, что заключительная фаза инверсионного развития геосинклинали не привела к образованию горного рельефа.

По данным А. И. Суворова (1968), большинство разломов этого времени имело северо-восточное и северо-западное простирание. Одни разломы располагались между областями размыва и геосинклинальной седиментации, другие — разделяли подвижные блоки, которые меняли как знак, так и интенсивность тектонических движений, третьи — контролировали вулканизм и т. д. Наметившаяся в конце протерозоя — начале палеозоя сетка разломов была закреплена в период геосинклинального развития и с завершением каледонской складчатости приобрела значение основной сетки глубинных разломов. Наличием этих разломов обусловлено дугообразное строение Северного Тянь-Шаня, которое отображено на многих тектонических схемах и картах.

Интенсивность дифференцированных тектонических движений начинает заметно нарастать в начале девона. В результате на периферии и во внутренних частях района образуются крупные наложенные прогибы. На периферии в условиях морских бассейнов происходило образование карбонатных, лагунных и терригенных осадков. Общая мощность средне-верхнепалеозойских толщ достигает 3000—4000 м. Внутренние прогибы выполнены преимущественно продуктами вулканических излияний, красноцветными и сероцветными обломочными континентальными образованиями. Их мощность меняется в широких пределах — от первой сотни до 3000—5000 м. В средне-позднепалеозойское время дифференцированность тектонических движений продолжает нарастать. Унаследованные от предыдущего периода, они соответствуют в целом структурному плану, возникшему в раннем палеозое. Поэтому сформировавшаяся к концу палеозоя структура тесно взаимосвязана со структурой фундамента (Кнауф, Королев, 1968).

Заложение девонского вулканического пояса обычно связывают с огромным расколом между каледонидами и герцинидами Казахстана, возникшим по разломам нескольких систем. С конца девона в пределах Северного Тянь-Шаня восстанавливается ромбическая сетка разломов, вытянутая параллельно остаткам каледонской дуги. Ее формирование заканчивается в каменноугольное время (Суворов, 1968). Для ряда разломов и

ограничиваемых ими блоковых структур заключительный этап наступает в позднем палеозое, после которого на большей части исследованной территории произошло относительное ослабление тектонической активности.

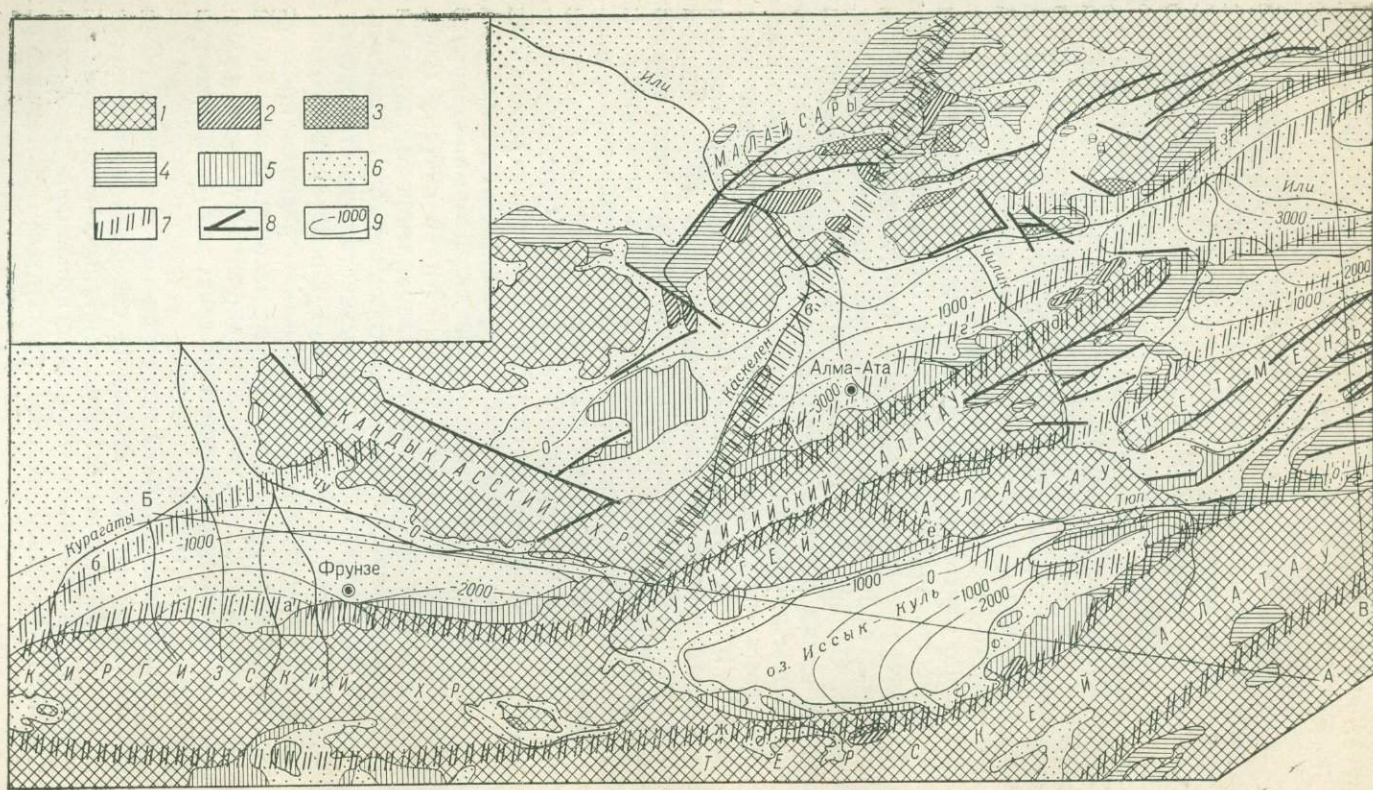
С вступлением Северного Тянь-Шаня в мезозойский этап развития сформировавшаяся к концу палеозоя сетка глубинных разломов полностью контролирует развитие структурного плана региона. По данным В. В. Белоусова, «полуплатформенные» — парагеосинклинальные условия герцинского цикла в альпийском цикле сменились типичными условиями платформы (1954). Б. А. Петрушевский (1954), рассматривая мезо-кайнозойскую структуру Тянь-Шаня, подчеркивает унаследованность мезо-кайнозойского структурного плана от палеозойского. Сформировавшиеся к концу герцинского тектонического цикла горные сооружения в мезозойское время были сnivelированы.

В конце олигоцена Северный Тянь-Шань вступает в новейший этап тектонического развития. Большинство исследователей придерживаются взглядов о складчато-глыбовой природе структуры, сформировавшейся за неоген-четвертичный отрезок времени. Однако ряд основных положений о развитии структурного плана региона продолжает оставаться дискуссионным.

В самом крупном плане горные хребты и межгорные впадины Северного Тянь-Шаня являются соответственно горст-антиклиналями и грабен-синклиналями, ориентированными в близширотном направлении. С юго-востока на северо-запад здесь выделяются горст-антиклинали: Киргизская, Кандыктасская, Терсей Алатау, Кунгей Алатау, Заилийский Алатау, Кетменьская и Джунгарский Алатау. Крупнейшими грабен-синклинальными структурами являются: Илийская, Чуйская, Иссык-Кульская, Каркаринская, Текесская и Кегеньская (рис. 2).

Горст-антиклиналь Киргизского хребта с севера на юг осложнена рядом региональных и глубинных разломов с крутыми углами падения. Большое количество разрывных нарушений обусловило разделение восточной части на систему горстовых поднятий и грабенов широтного направления. Западная часть представляет собой крупный односторонний горст (Киселев, Королев, 1964). В строении структуры участвуют метаморфические и осадочные породы и интрузивные образования докембрия и палеозоя. Мезо-кайнозойские отложения развиты преимущественно на склонах, а в горной части распространены незначительно. С севера эта структура ограничена Чуйской грабен-синклиналью, на западе сочленяется с горст-антиклинальной структурой Кунгей Алатау.

Горст-антиклиналь Кандыктасских гор — сложно построенная складчато-глыбовая структура северо-западного простира-ния. В ее пределах выделяются выступы докембрийского фундамента и окружающие их прогибы, выполненные образованиями среднего палеозоя. Наиболее развитыми системами разло-



1933

2-1477

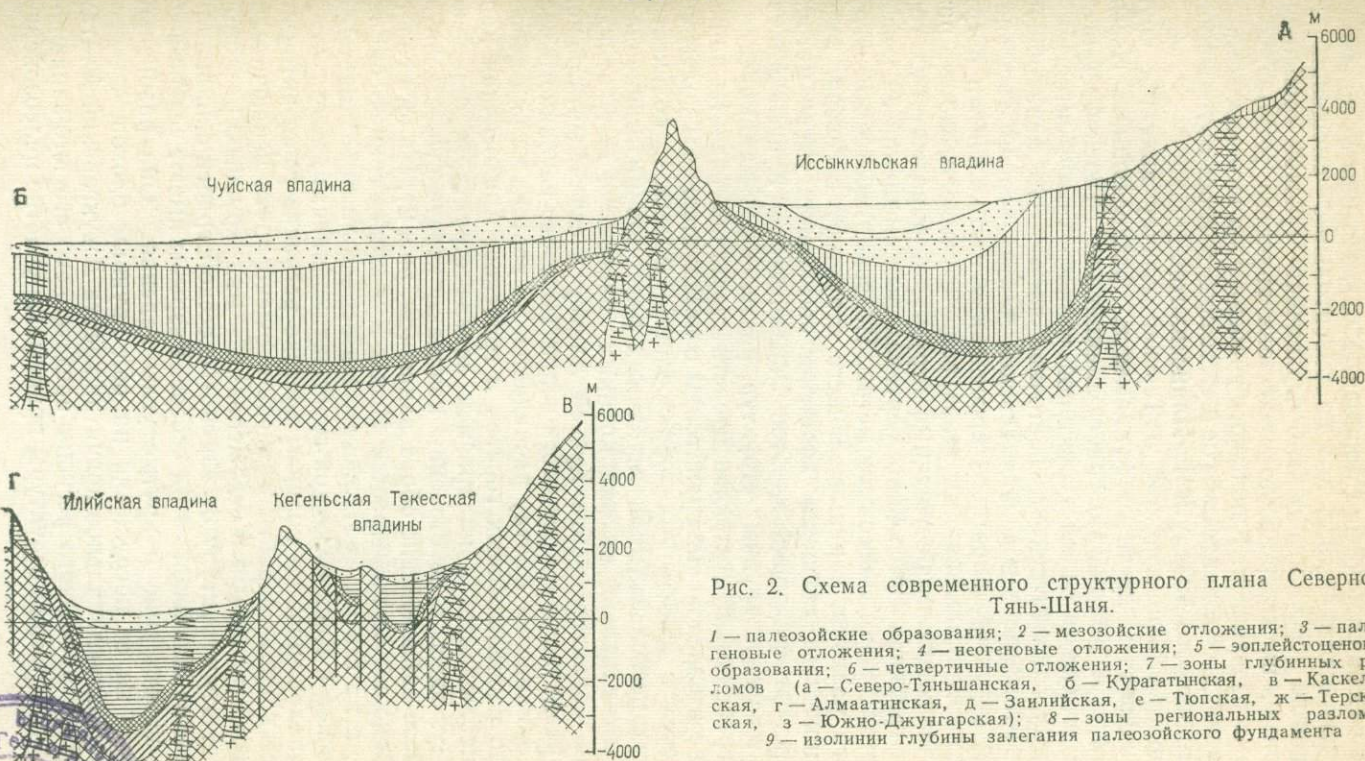


Рис. 2. Схема современного структурного плана Северного Тянь-Шаня.

1 — палеозойские образования; 2 — мезозойские отложения; 3 — палеогеновые отложения; 4 — неогеновые отложения; 5 — эоплейстоценовые образования; 6 — четвертичные отложения; 7 — зоны глубинных разломов (а — Северо-Тяньшанская, б — Курагатинская, в — Каскеленская, г — Алмаатинская, д — Зайлиская, е — Тюпская, ж — Терскойская, з — Южно-Джунгарская); 8 — зоны региональных разломов; 9 — изолинии глубины залегания палеозойского фундамента



мов, сопряженных между собой, здесь являются северо-западная и северо-восточная (Маркова, 1961). По ним устанавливаются как вертикальные, так и горизонтальные смещения. На юго-западе горст-антиклиналь ограничена Чуйской грабен-синклиналью, на северо-востоке по зоне крупного регионального разлома отделена от Капанского грабена и на юго-востоке и северо-западе объединяется соответственно с горст-антиклиналями Заилийского Алатау и Чу-Илийских гор.

Горст-антиклиналь хребта Терсей Алатау является крупным поднятием древнего фундамента, разделяющим Иссык-Кульскую и Нарынскую грабен-синклинали. Терсей Алатау имеет тесную связь со структурой горного узла Хантенгри, к которому отклоняется его восточная часть. На фоне общего сводово-глыбового поднятия Терсей Алатау хорошо выделяется ряд структур широтного простирания с локальными погружениями и воздыманиями шарниров. Крупные разломы, разграничивающие второстепенные структуры, образуют ряд горстов и грабенов с величиной вертикальных смещений за новейший этап около одного километра. По зоне Терсейского глубинного разлома, ограничивающего структуру с севера, величина новейших смещений достигает нескольких тысяч метров.

Горст-антиклинорий хребтов Заилийский и Кунгей Алатау состоит из двух крупных структур, разделенных Кемино-Чиликским грабеном. В центральной части структуры развиты варисцидские и каледонские гранитоиды с незначительным полем силурийских и карбоновых образований. Большое количество крупных региональных и глубинных разломов разграничивает горст-антиклинорий на ряд крупных блоков. Горст-антиклинальное поднятие хребта Кунгей Алатау в своей центральной части разделяется на две части зоной Тюпского глубинного разлома. Заилийский Алатау распадается на востоке на ряд веерообразно расположенных горстов и грабенов. Аналогичная картина наблюдается и на крайнем западе структуры, в районе реки Чу. Здесь в ее строении начинают играть существенную роль мезо-кайнозойские образования (см. рис. 2). На юге горст-антиклинорий ограничивается Иссык-Кульской грабен-синклиналью, а на севере — Илийской. На западе он объединяется с Киргизской и Кандыктасской горст-антиклиналями.

Расположенное на крайнем востоке региона горст-антиклинальное поднятие хребта Кетмень сложено почти исключительно нижнекарбоновыми отложениями. Ряд крупных разломов отделяет эту структуру от Кегено-Текесской грабен-синклинали на юге и от Илийской — на севере. Разрывы имеют северо-восточное простирание и крутые углы падения. Они разбивают структуру на ее погружении на ряд крупных блоков.

Горст-антиклинальное поднятие хребта Джунгарский Алатау в пределах изученного региона представлено его юго-западной частью. В строении структуры принимают участие палеозойские

и мезо-кайнозойские образования. Большое количество крупных региональных разломов разделяет здесь ряд горсто- и грабенообразных структур, понижающихся в юго-западном направлении. На юге от Илийской грабен-синклинали горст-антиклиналь Джунгарского Алатау отделяется зоной Южно-Джунгарского разлома.

Чуйская мезо-кайнозойская впадина была выделена С. С. Шульцем (1948) и изучена В. И. Елисеевым (1961) под наименованием Фрунзенского прогиба. Это четко выраженная грабен-синклиналичная структура, образование которой связано с резким погружением палеозойского основания по зоне Северо-Тяньшанского глубинного разлома, ограничивающего Фрунзенский прогиб на юге, и по системе крупных разломов на северо-востоке. Палеозойское основание в виде ступеней погружается с севера на юг от 500 до 4000 м (см. рис. 2). В основании разреза мезо-кайнозойских пород, выполняющих грабен-синклинали, по данным бурения и геофизики, залегает пачка пород, условно отнесенная к юре (Дитмар, 1966). Выше установлены отложения от олигоцена до современных, общей мощностью около 4000 м.

Иссыккульская грабен-синклиналичная структура наиболее детально изучена А. В. Горячевым (1959). Ее образование связано с резким погружением палеозойского фундамента по зонам Тюпского и Терскейского глубинных разломов, разграничивающих грабен-синклинали соответственно на северо-востоке и юге. Палеозойское основание погружается здесь с запада на восток от +1000 до —4000 м. Разрез выполняющих ее осадков представлен комплексом мезо-кайнозойских образований от верхнего триаса до современных включительно. Суммарная мощность осадков в наиболее погруженной части превышает 4000 м.

Расположенный восточнее Каркарино-Кегеньский грабен-синклинорий состоит из двух структурных форм. Палеозойское основание Каркаринской грабен-синклинали погружается в северо-восточном направлении, Кегеньской — в ее центральной части. Мощность чехла мезо-кайнозойских рыхлых отложений в максимально прогнутой части достигает 3000 м. Структура контролируется зоной Терскейского глубинного разлома и системой региональных разломов.

Текеская грабен-синклинали расположена на крайнем юго-востоке региона. Фундамент структуры понижается в восточном направлении до —1000 м. Мезо-кайнозойские рыхлые отложения достигают здесь мощности 2000 м. Структуру контролируют зона Терскейского глубинного разлома и система крупных региональных разломов.

Самой крупной структурой в пределах региона является Илийский грабен-синклинорий. Он разделяется в центральной части узкой перемычкой на Алмаатинскую и Джаркентскую

грабен-синклинали. В пределах первой погружение фундамента происходит в юго-западном направлении по зонам Алмаатинского и Каскеленского глубинных разломов. Мощность выполняющих ее отложений, от олигоцена до современных включительно, достигает в районе Алма-Аты почти 3000 м. Погружение фундамента в пределах Джаркентской грабен-синклинали происходит в южном направлении. Осложненный рядом глубинных разломов фундамент имеет ступенчатую форму. Максимальной величины опускания достигают на крайнем востоке (более 4000 м). Комплекс мезо-кайнозойских рыхлых отложений, выполняющих эту часть структуры, включает образования от верхнего триаса до современных осадков включительно, общей мощностью около 4500 м.

Как было сказано выше, современный структурный план Северного Тянь-Шаня контролируется системой разломов, заложившихся в позднем протерозое — раннем палеозое (Суворов, 1968). Они активно развивались на протяжении палеозоя и с завершением каледонской складчатости приобрели значение основной сетки разломов. Формирование сетки разломов в пределах Северного Тянь-Шаня заканчивается в каменноугольное время. На протяжении мезо-кайнозойского времени она полностью контролирует развитие структурного плана региона. В современной структуре разломы представлены широтно ориентированными зонами большой протяженности (от нескольких десятков до нескольких сотен километров), значительной ширины (несколько километров), с большой глубиной заложения. Последнее подчеркивается наличием в их пределах очагов землетрясений на глубинах до 25—30 км.

Все приведенные данные показывают, что система разломов, по классификации А. В. Пейве (1956), соответствует системе зон глубинных разломов. На юго-западе района вдоль северного подножья горст-антиклинали Киргизского хребта проходит зона Северо-Тяньшанского глубинного разлома. На всем протяжении здесь устанавливается смещение палеозойского фундамента, которое в северном направлении достигает минус 3000 м, а в южном +3000 м.

На крайнем западе от Северо-Тяньшанской зоны ответвляется зона Курагатинского глубинного разлома, протягивающаяся в северо-восточном направлении. В фундаменте ей соответствует четко выраженная ступень того же направления. Величина относительного смещения достигает 500 м. Опущенным является юго-восточное крыло. Зона разлома в рельефе подчеркивается ориентировкой направления течения р. Курагаты, резко отличного от направления рек, стекающих с северного склона горст-антиклинали Киргизского хребта, и системой вытянутых в юго-западном направлении антиклинальных поднятий. В районе впадения в р. Чу р. Саргоу первая имеет коленообразный изгиб в зоне разлома. Далее к зоне приурочена небольшая де-

прессия, осложняющая южное крыло горст-антиклинали Кандыктасских гор, на продолжении которой прослеживается ряд протерозойских интрузий габброидов. Зона этого глубинного разлома совпадает с условной границей, проводимой между различно активизированными частями эпигерцинской платформы.

На крайнем востоке Чуйского грабен-синклинория от зоны Северо-Тяньшанского глубинного разлома в северо-восточном направлении ответвляется Каскеленская зона глубинного разлома, от которой затем ответвляются Заилийская и Алмаатинская зоны глубинных разломов.

Каскеленская разделяет горст-антиклинали хребтов Заилийский Алатау и Кандыктасских гор, смещая при этом поверхность древнего пенеплена почти на 1000 м. Далее она отделяет Капчагайское плато от Илийской грабен-синклинали, фундамент которой здесь погружается на —3000 м, и уходит затем в пределы предгорий Джунгарского Алатау. На всем протяжении зона фиксируется крутым уступом западного окончания хребта Заилийский Алатау, направлением течения р. Каскелен, коленообразным изгибом р. Или, перехватами рек в предгорьях Джунгарского Алатау. Зона разлома совпадает с условной границей различно активизированной эпигерцинской платформы.

Зона Алмаатинского глубинного разлома протягивается в запад-северо-западном направлении и отделяет предгорья Заилийского Алатау от Илийского грабен-синклинория. На восточном отрезке она осложняет центральную часть Джаркентской депрессии. По зоне разлома фундамент опущен на 500—2500 м. В пределах Заилийского Алатау он поднят на абсолютную высоту 1200—2000 м. В Джаркентской депрессии зона разлома устанавливается, по геофизическим данным, под чехлом рыхлых отложений (Проводников, 1946).

Зона Заилийского глубинного разлома протягивается параллельно зоне Алмаатинского глубинного разлома. На всем протяжении она отделяет предгорную ступень от высокогорий и прослеживается в виде четкого уступа. В Джаркентской депрессии, в районе г. Чунджа, под мощным чехлом рыхлых отложений, по геофизическим данным (Проводников, 1946), установлен 1200-метровый уступ тектонического происхождения, трассирующий зону разлома.

Зона Северо-Тяньшанского глубинного разлома, разделяющая горст-антиклинорий Заилийский и Кунгей Алатау, получила в литературе наименование Кемино-Чиликского грабена. На этом отрезке она разделяет горст-антиклинорий на две горст-антиклинальные структуры. Далее на восток эта зона отделяет горст-антиклиналь хребта Кетмень от Джаркентской грабен-синклинали. На западном отрезке оба крыла разлома испытывают воздымание. Относительное опускание испытывает лишь

Кемино-Чиликский грабен. На востоке кровля палеозойского фундамента испытывает неравномерное опускание примерно от 200 до 2700 м.

В районе Кемино-Чиликского горного узла от зоны Северо-Тяньшанского глубинного разлома отделяется зона Тюпского глубинного разлома. Она протягивается в юго-восточном направлении и разделяет на две части на северо-востоке горст-антиклиналь хребта Кунгей Алатау, а на юго-востоке восточное окончание Иссык-Кульской грабен-синклинали. В пределах последней по зоне разлома происходит смещение фундамента. На юго-западе она объединяется с зоной Терской глубинного разлома.

Зона Терской глубинного разлома протягивается в широтном направлении и отделяет Иссык-Кульскую, Каркаринскую и Текесскую грабен-синклинали от горст-антиклинали хребта Терской Алатау. На всем протяжении северное крыло разлома испытывает опускание, а южное — поднятие. Размах движений здесь достиг нескольких тысяч метров.

Зона Южно-Джунгарского глубинного разлома протягивается в юго-западном направлении. На всем протяжении она разделяет Илийский грабен-синклинорий и горст-антиклиналь хребта Джунгарский Алатау. Размах новейших тектонических движений здесь достигает нескольких тысяч метров.

По данным исследователей Тянь-Шаня, современные хребты и межгорные впадины региона сформировались на месте древнего пенеplена. Большинство исследователей в настоящее время разделяют точку зрения о складчато-глыбовой природе новейшей структуры Тянь-Шаня. Однако эта точка зрения объединяет очень различные по своему содержанию представления.

При структурно-геоморфологическом районировании Северного Тянь-Шаня в пределах данной территории выделены три категории рельефа (рис. 3), которые объединяют генетически и морфологически однородные элементы. К первой категории отнесены высокогорные хребты со сводово-блоковой структурой. Маломощный покров мезо-кайнозойских рыхлых отложений, развитый на отдельных изолированных участках, не влияет на морфологию развивающихся структур. Ко второй категории отнесены невысокие горные сооружения с чехлом рыхлых отложений от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Они дислоцированы однотипно с подстилающими коренными породами, в результате чего сформированы складчато-блоковые структуры. К третьей категории отнесены межгорные впадины, перекрытые мощным чехлом рыхлых отложений. На дневной поверхности здесь слабо выражены дисгармоничные складки.

С завершением в перми герцинского тектонического цикла в пределах Северного Тянь-Шаня сформировался горный рельеф.

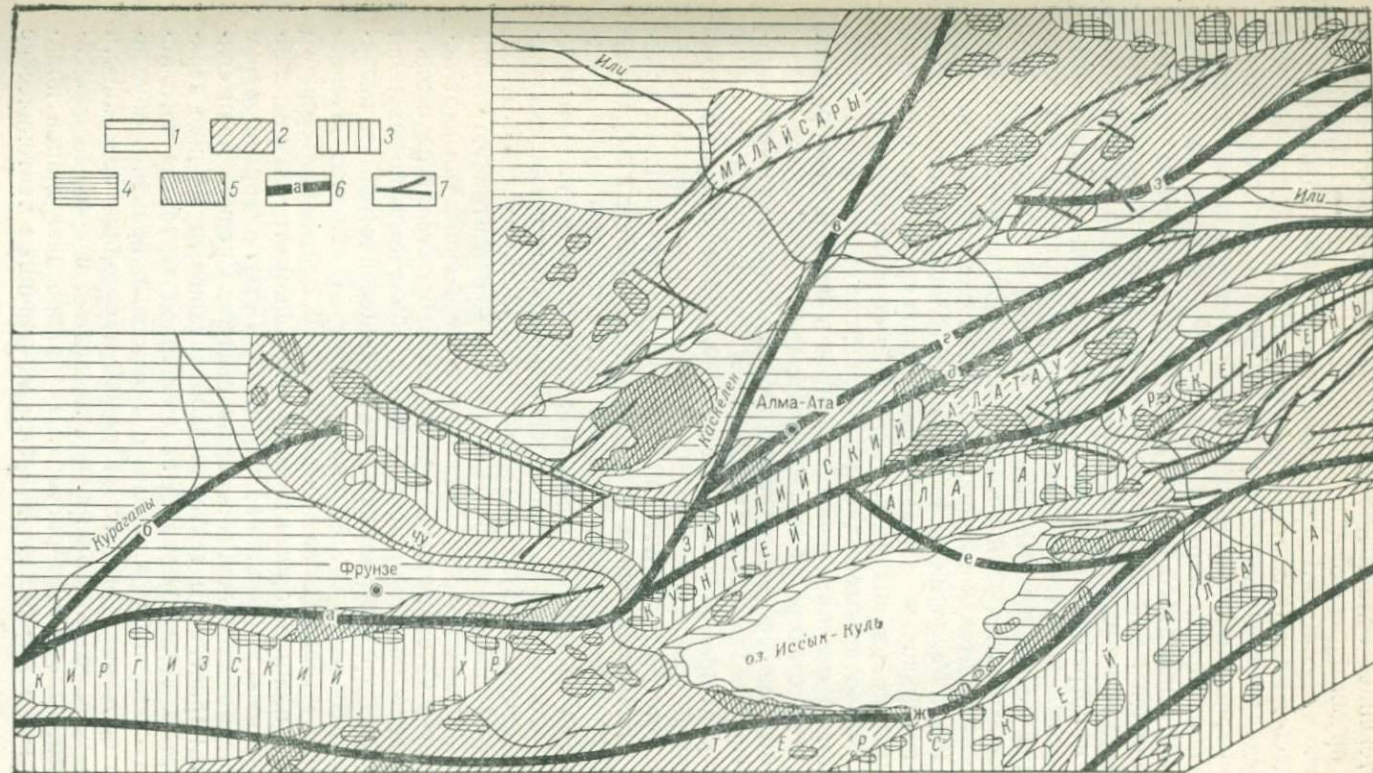


Рис. 3. Структурно-геоморфологическая схема.

1 — межгорные впадины; 2 — невысокие горные сооружения; 3 — высокогорные хребты; 4 — фрагменты долигоценовой поверхности выравнивания; 5 — зоплейстоценовая поверхность выравнивания; 6 — зоны глубинных разломов (а — з — см. рис. 2); 7 — региональные разломы.

еф. Постепенное ослабление тектонической активности в мезозойское время привело к пенепленизации страны. Установившийся в конце юрского времени платформенный режим сохранялся здесь до конца олигоцена. В результате к концу палеогена в пределах изучаемой территории сформировалась поверхность выравнивания. Генезису поверхностей выравнивания посвящена обширная литература. Поэтому, не вдаваясь в детальное рассмотрение этого вопроса, отметим, что в рамки этого понятия включены как денудационные, так и сопряженные с ними аккумулятивные поверхности, выраженные в современном рельефе и погребенные. В данном случае под выровненными поверхностями понимаются длительно формирующиеся в условиях почти полной компенсации экзогенных и эндогенных процессов поверхности различного генезиса. Большинство исследователей склоняются к мнению о их полигенетической природе (Клейн, 1954; Мещеряков, 1960). В настоящее время доолигоценовая поверхность выравнивания фиксируется в пределах межгорных впадин под чехлом неогеновых и четвертичных отложений, четко прослеживается в пределах невысоких горных сооружений в склонах речных долин и в виде платообразных участков в высокогорных частях хребтов.

Помимо древней — доолигоценовой поверхности выравнивания, многие исследователи Средней Азии устанавливают на данной территории эоплейстоценовую полигенетическую поверхность выравнивания.

Согласно стратиграфической схеме В. И. Громова, И. И. Краснова, К. В. Никифорова и Е. В. Шанцера (1961), на большей части Азиатской территории Союза ССР нерасчлененные верхне-неогеновые — нижнечетвертичные отложения могут быть объединены в единый седиментационный и стратиграфический комплекс. По составу фаунистических и флористических остатков, условиям залегания и литологии эти отложения отличаются как от подстилающих палеоген-неогеновых отложений, так и от лежащих выше четвертичных образований. В литературе осадки этого времени получили наименование эоплейстоценовых. Они представлены грубозернистыми галечно-щебенистыми и песчано-гравийными осадками буроватого цвета. Последнее обусловлено их значительной ожелезненностью. В пределах Северного Тянь-Шаня нижние горизонты этих отложений отнесены к илийскому комплексу (Бажанов, Костенко, 1959). Формирование эоплейстоценовых отложений исследователи Средней Азии связывают с нарастанием тектонической активности в конце верхнего неогена. Последовавший затем период тектонического покоя, на границе неогенового и четвертичного времени, обусловил формирование относительно узкой предгорной поверхности в коренных породах. Сопряжение последней с кровлей эоплейстоценовых отложений привело к возникновению единой полигенетической поверхности. Дифференцированные тектонические

движения четвертичного времени обусловили ее смещение на различные гипсометрические уровни. Осадки, накапливавшиеся в четвертичное время, ложились на поверхность эоплейстоценовых отложений, поэтому в настоящее время она четко отбивается как во впадинах, так и на участках, втянутых в четвертичное время в поднятия.

Горные хребты и межгорные впадины Северного Тянь-Шаня ориентированы в направлении близком к широтному. Высокогорные хребты — Киргизский, Кандыктасский, Терскей Алатау, Кунгей Алатау, Заилийский Алатау, Кетмень, Джунгарский Алатау — представлены рельефом, отнесенным к первой категории. Наиболее поднятая часть шарнира Киргизского хребта обнажена в его центральной части. Сложно дислоцированные палеозойские образования расчленены глубокими долинами рек. Незначительные остатки доолигоценовой поверхности выравнивания сохранились в нижней части северного и южного склонов и на восточном и западном погружениях.

Кандыктасские горы сложены различно дислоцированными образованиями силура и карбона. Незначительно развиты здесь карбонатно-терригенные образования палеозоя. На востоке Кандыктасские горы по зоне Каскеленского глубинного разлома отделены от хребта Заилийский Алатау. Южная часть полого погружается к Чу-Сарьсуйской депрессии. В пределах Кандыктасских гор отмечается хорошая сохранность значительных участков древней поверхности выравнивания.

Хребет Терскей Алатау сложен в основном метаморфической толщей и интрузивными породами. Молодые осадки в его пределах развиты слабо. Северное крыло Терскей Алатау сорвано зоной Терскейского глубинного разлома, круто падающего под него. Ряд второстепенных разломов ограничивает небольшие поднятия и депрессии, осложняющие поднятие. Окрайна хребта сильно расчленена эрозией. Во внутренней части Терскей Алатау хорошо сохранились значительные участки древней поверхности выравнивания, представленные в виде пологохолмистых пространств или «откопанных» равнин (Шульц, 1948).

Хребет Кунгей Алатау ориентирован близширотно. Максимальное воздымание его шарнира наблюдается на меридиане Кемино-Чиликского горного узла. Постепенно снижаясь в западном направлении, он причленяется к Киргизскому хребту. На востоке он погружается в области Кегено-Каркаринской депрессии. Разломы, ограничивающие Кунгей Алатау, круто падают под осевую часть хребта. В центральной части он осложнен Чон-Аксуйским грабеном. В рельефе грабен выражен небольшой депрессией, к которой приурочена долина р. Чон-Аксу. В пределах хребта на различных гипсометрических уровнях сохранились реликты древней поверхности выравнивания.

Хребет Заилийский Алатау имеет наиболее приподнятую часть шарнира в районе Кемино-Чиликского горного узла. По-

нижаясь в восточном направлении, он распадается на ряд мелких поднятий. Западное погружение хребта происходит в районе р. Чу. Здесь он граничит с Кандыктасскими горами. Наличие большого количества разломов создает ступенчатую форму склонов. Как уже отмечалось Б. А. Федоровичем (1953) и С. С. Шульцем (1948), на востоке и западе Заилийского Алатау исключительно хорошо сохранилась доолигоценовая поверхность выравнивания. По системе разломов она смещена на различные уровни.

Хребет Кетмень расположен кулисообразно к хребтам Заилийскому и Кунгей Алатау. На западе он распадается на ряд невысоких хребтов, на востоке — объединяется с хребтом Темерликтау. Платообразная поверхность хребта представляет собой фрагмент древнего пенеплена, расчлененного эрозией рек. Постепенно понижаясь к югу, она сливается с плоскогорьем Ушхасан.

Хребт Джунгарский Алатау в пределы рассматриваемой территории входит только своей юго-западной частью. Здесь он распадается на ряд возвышенностей близширотного направления. Его южное крыло в виде ступеней — «сыртов» понижается в сторону Илийской депрессии. В пределах хребта очень хорошо сохранились фрагменты доолигоценовой поверхности выравнивания.

Невысокие горные сооружения, отнесенные ко второй категории рельефа, занимают значительные пространства в пределах региона. На юго-западе к ним относятся предгорья Киргизского хребта, образующие несколько невысоких гряд, разделенных небольшими продольными депрессиями. В северном направлении каждая следующая гряда и депрессия расположены на более низких относительных высотах, что создает ступенчато-наклонное строение рельефа. По мере приближения к Чуйской депрессии рельеф постепенно сглаживается вследствие резкого погружения палеозойского фундамента. В строении предгорий принимают участие палеозойское основание, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Весь этот складчатый комплекс погружается в северном и западном направлениях и перекрывается четвертичными отложениями Чуйской депрессии. В пределах данной территории создаются благоприятные условия для изучения доолигоценовой и эоплейстоценовой поверхностей выравнивания. Современными процессами здесь вскрыто и палеозойское основание, и залегающие на нем мезо-кайнозойские рыхлые отложения. Фрагменты поверхностей выравнивания с лежащими на них осадками хорошо прослеживаются в предгорьях к югу и юго-западу от г. Фрунзе. Здесь Б. А. Федоровичем (1931) описаны «вторые прилавки Киргизского хребта». Их современные абсолютные отметки достигают 2300 м.

На крайнем востоке Киргизского хребта в результате бло-

ковых перемещений по ряду разрывов северо-западного и северо-восточного простираний заложилась несколько горстов и грабенов, представленных в рельефе асимметричными грядами и впадинами.

Самая северная гряда Байбишентау на юге круто обрывается к долине рек Джельарык и Окторкой, которые расположены в нешироком грабене. Еще дальше к югу грабен ограничен горстом Окторкой. Хорошая обнаженность данной территории позволяет детально изучить палеозойское основание и его рыхлый покров и выделить обе поверхности.

Северные предгорья хребта Терсей Алатау протягиваются в виде ряда продольных гряд с крутыми южными и пологими северными склонами. Гребень гряд сложен гранитами, склоны перекрыты кайнозойскими рыхлыми отложениями. Их абсолютная высота достигает 2600—2800 м, относительная 500—800 м. Глубина вреза транзитных рек, прорезающих предгорья, равна 300—400 м. Для междуречий крупных долин характерно наличие денудационных поверхностей, выработанных как в коренных породах, так и в рыхлых неогеновых и эоплейстоценовых отложениях.

Предгорья хребта Кунгей Алатау с юга отчленены от него системой разломов. Полоса предгорий имеет небольшую ширину и незначительно приподнята над приозерной равниной. Неогеновые и древнечетвертичные отложения здесь образуют пологие складки северо-западного простирания. В восточном направлении они резко изменяют простирание на северо-восточное, совпадающее с простиранием хребта Чоль-Адыр, являющегося восточным продолжением хребта Кунгей Алатау. Он вытянут в широтном направлении и сложен дислоцированными отложениями неогенового возраста. С северо-запада и юго-востока хребет ограничен разрывами. По продольной оси он разделяет Кегено-Каркаринскую депрессию. Расположенные восточнее горы Бас-Оглы-Тастау, Ельчик-Буйрюк и Каратау разграничивают Каркаринскую и Кегенскую впадины. В их своде обнажаются нерасчлененные образования девона и карбона, прорванные интрузиями гранитов, в крыльях мезо-кайнозойские рыхлые отложения. Большое количество разрывных нарушений осложняет каждую из указанных структур. В результате перемещения отдельных блоков строение склонов получило ступенчатую форму. Аналогично построенные поднятия Джабыртау и Дегерес осложняют северное и южное крылья Текесской депрессии. Постепенно повышаясь в северном направлении, они объединяются с веерообразно расположенными отрогами хребта Кетмень: Темерлик, Каратау и Сарытау, которые, в свою очередь, объединяются с обширным плоскогорьем Уш-Хасан.

Территория, ограниченная восточными отрезками хребтов Заилийский и Кунгей Алатау, характеризуется развитием большого количества крупных разломов. Это привело к тому, что

сформировавшийся здесь рельеф представлен системой асимметричных горных гряд, разделяющих крупные межгорные депрессии. Так, хребт Заилийский Алатау распадается на поднятия Турайгыр и Сюгаты, которые сложены преимущественно отложениями силура и карбона, прорванными каледонскими гранитоидами. Смятые в крупные брахиантиклинальные складки, они погружаются под неогеновые и четвертичные осадки. Разрывные нарушения отграничивают хребты от Илийской, Сюгатинской и Желанашской депрессий. Небольшая депрессия расположена в осевой части Сюгатинского хребта. Выполняющие ее осадки относятся к палеоген-неогеновому возрасту.

Полоса предгорий хребта Кетмень также отделяется от последнего системой крупных разломов. Узкие поперечные долины рек глубоко прорезают как рыхлые мезо-кайнозойские отложения, так и палеозойские образования. Это создает благоприятные условия для изучения структурно-геоморфологического строения данной территории. Хорошо прослеживаемая доолигоценая поверхность выравнивания четко описана С. С. Шульцем (1948). Кроме того, он установил здесь современные поднятия, «...опоясывающие уже не горы, а предгорья». Таким образом, на данном участке устанавливаются доолигоценая и эоплейстоценовая поверхности в предгорной части хребта.

Четко выраженная предгорная ступень протягивается вдоль северного склона хребта Заилийский Алатау. На всем протяжении она ограничивается на севере зоной Алмаатинского глубинного разлома, а на юге — Заилийским глубинным разломом. В строении предгорий принимают участие палеозойское основание, палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования. Глубоко прорезанные поперечными и продольными долинами рек, они позволяют четко изучить ряд разрезов и выявить обе поверхности выравнивания. Блоковый характер перемещений обусловил слабое развитие складчатых новейших структур. Он проявился в формировании пологих прогибов, осложненных сбросами. Хорошо сохранившиеся фрагменты древней поверхности выравнивания с лежащими на них осадками палеоген-неогенового возраста прослеживаются к западу и востоку от г. Алма-Ата. Не менее четко представлены и остатки эоплейстоценовой поверхности. В виде высоких «прилавок» она протягивается на абсолютных высотах 1300—2000 м.

К западу от долины р. Каскелен расположена территория со структурными формами, типичными для платформенных областей с близким залеганием фундамента и маломощным чехлом рыхлых отложений. Здесь наблюдается чередование структур субширотного простиранья, осложненных разломами. Можно выделить поднятие гор Дегерес, Копанский прогиб и сводового поднятия — плато Карой.

Предгорья хребта Джунгарский Алатау представлены с за-

пада на восток горными сооружениями: Малайсары, Архарлы, Чулак, Дегерес, Тюлькули, Катутау, Долантау, Кши-Калкан, Улькун-Калкан и Актау. Эта цепь поднятий кулисообразно замещает друг друга в северо-восточном направлении. Как на востоке, так и на западе хребты имеют периклинальные окончания. Наличие большого количества мелких разрывов создает плавные переходы от складчатых форм к разрывным. В осевых частях хребтов прекрасно сохранилась древняя поверхность выравнивания с меловыми корами выветривания. Неоген-четвертичные отложения, перекрывающие склоны, часто собраны в небольшие складки, оси которых простираются в почти широтном направлении. Как правило, они приурочены к зоне влияния Южно-Джунгарского разлома.

Одна из крупнейших межгорных впадин региона — Чуйская, расположена на крайнем юго-западе района. Постепенно понижаясь в северо-западном направлении от предгорий Киргизского хребта, поверхность Чуйской впадины сглаживается. Это обусловлено резким погружением палеозойского фундамента и увеличением мощности чехла мезо-кайнозойских рыхлых отложений. В районе г. Фрунзе его мощность превышает 3000 м.

Расположенная на крайнем юго-востоке Иссык-Кульская депрессия от крутого склона хребта Кунгей Алатау плавно погружается под уровень озера. Эта неширокая приозерная равнина представлена полосой слившихся конусов выноса рек. На юге в своей центральной части озеро близко подходит к подножью хребта Терскей Алатау. На восточном и западном побережьях приозерная равнина достигает значительной ширины. Вдающиеся в озеро конусы выноса образуют здесь ряд мысов. Глубоко погруженный фундамент депрессии перекрыт мощным чехлом мезо-кайнозойских рыхлых отложений. В районе сочленения Терскейского и Тюпского глубинных разломов они близки к 4000 м. На востоке Иссык-Кульская депрессия объединяется с Каркарино-Кегеньской. Обе впадины выполнены комплексом мезо-кайнозойских рыхлых отложений, на поверхности которых наблюдается ряд дисгармоничных складок.

Текеская депрессия на северо-западе ограничивается от горст-антиклинальных поднятий Бас-Оглы-Гастау, Ельчик-Буйрюк и Каратау. Наиболее прогнутая часть ее палеозойского фундамента расположена на юго-востоке. В западном и северном направлении фундамент постепенно повышается. Депрессия выполнена мезо-кайнозойскими рыхлыми отложениями, на поверхности которых имеется ряд пологих складок. В их сводовой части из-под толщи четвертичных отложений выходят верхне-неогеновые образования.

Самой обширной межгорной впадиной является Илийская депрессия. На крайнем востоке она выходит за пределы изученной территории. Поднятия Богуты и Катутау разделяют

Илийскую депрессию на две части: восточную и западную. Восточная — Джаркентская депрессия в центральной части осложнена зонами Алмаатинского и Зайлийского глубинных разломов. Здесь накопились мезо-кайнозойские рыхлые отложения максимальной мощности. В районе г. Панфилова они превышают 3000 м. В западном направлении мощность рыхлых отложений уменьшается до 1000 м за счет поднятия фундамента. Здесь депрессия распадается на две ветви. Первая ветвь — западная — объединяет ее с Алмаатинской депрессией, где мощность мезо-кайнозойских осадков увеличивается в южном направлении. Повышаясь в северном направлении, фундамент депрессии обнажается в области предгорий хребта Джунгарского Алатау. На крайнем северо-западе у подножия поднятия Большой и Малый Калкан палеозойский фундамент вновь погружается по зоне Южно-Джунгарского глубинного разлома. Мощность рыхлых отложений здесь превышает 1000 м. Вторая ветвь — юго-западная — объединяет Джаркентскую депрессию с Сюгатинской и Жаланашской впадинами. Деформации фундамента Илийской депрессии находят свое отражение на поверхности рыхлых отложений, где они представлены преимущественно пологими антиклинальными поднятиями и синклиналиными прогибами.

Пространственное распределение современных структурных форм Северного Тянь-Шаня выражается в веерообразном расхождении в восточном направлении горных сооружений и межгорных впадин района. Горные поднятия и впадины состоят из более мелких структурных форм, осложненных разломами. Основная роль принадлежит зонам глубинных разломов. Простирание современных структурных форм, как правило, наследует простирание более древних каледонских и герцинских структур.

СТРАТИГРАФИЯ

Мезозойские и кайнозойские рыхлые отложения Северного Тянь-Шаня представлены преимущественно комплексом континентальных образований (рис. 4). В отличие от морских осадков они развиты на разрозненных, изолированных участках, имеют значительную фациальную пестроту и плохо поддаются возрастному расчленению. При изучении континентальных образований исследователям приходится либо обобщенно решать вопросы распределения осадков, либо проводить очень детальные исследования. При изучении мезозойских и кайнозойских отложений региона было проведено детальное сопоставление основных разрезов с одновозрастными отложениями Средней Азии, Казахстана, Монголии и Китая.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Триасовая система. Триасовые образования на рассматриваемой территории представлены континентальными отложениями. Их стратиграфическое расчленение основано на остатках растительности, насекомых и спорово-пыльцевых анализах. В триасовых осадках выделены следующие стратиграфические подразделения: нижний отдел без расчленения на ярусы, средний отдел условно и без расчленения, верхний отдел с условным разделением на карнийский, норийский и рэтский ярусы.

Отложения нижнего триаса выходят на дневную поверхность в горах Аркарлы, Жельдыкара и Малайсары у западного окончания Джунгарского Алатау. По данным Г. П. Радченко (Сальменова, 1973), здесь установлены отложения, представленные эффузивно-осадочной толщей, сложенной в основном конгломератами и песчаниками речного и озерного происхождения, которые переслаиваются с покровами кварцевых порфиров, туфов и туфобрекчий. Суммарная мощность этих отложений достигает 350 м (овраг Дос) (Сальменова, 1973) и 60—70 м в горах Малайсары и Жельдыкара. Осадки не имеют четкой границы с верхнепермскими образованиями и объединены в единую малайсаринскую свиту. На пенепленизированной поверхности пород залегают меловые образования.

Найденная в глинистых песчаниках позднепермская (*Cordaites*, *Lebachia*, *Ullmannia*) и раннетриасовая (*Neocalamites*, *Sphenopteris roesserthiana*, *Voltzia heterophylla*) флора сопостав-

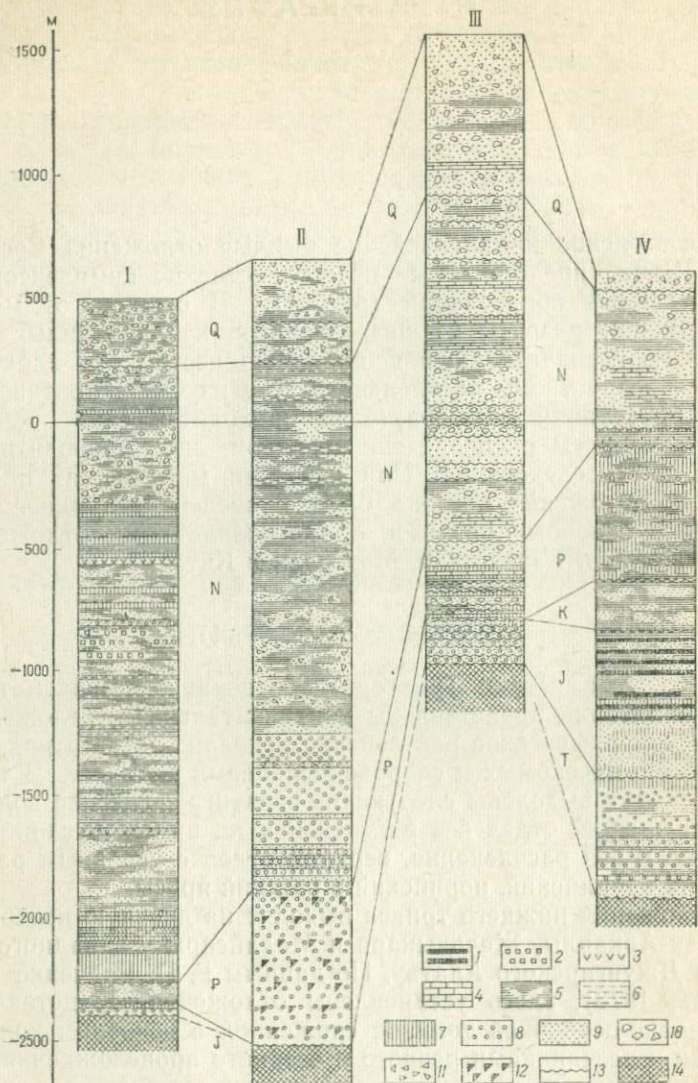


Рис. 4. Схема корреляции основных разрезов Северного Тянь-Шаня по данным А. К. Бувалкина, В. И. Власова, Р. З. Генкиной, В. И. Дитмар, М. И. Ломоновича, С. К. Самсоновой I — Чуйская впадина, г. Фрунзе; II — Илийская впадина, г. Алма-Ата; III — Иссыккульская впадина, р. Дзетьюгуз; IV — Джаркентская впадина, р. Или.

1 — угли; 2 — соли; 3 — гипс; 4 — известняки; 5 — глины; 6 — гравели-
ты; 7 — алеволиты; 8 — аргиллиты; 9 — пески; 10 — конгломераты;
11 — щебень; 12 — кальцит; 13 — несогласное залегание; 14 — палеозой-
ское основание

ляется с раннетриасовой флорой Центральной Европы и позднепермским-раннетриасовым комплексом Ферганы (Сальменова, 1973). Г. П. Радченко относит малайсаринскую свиту к нижнему триасу, что подтверждается новейшими находками в этих отложениях остатков типичных триасовых цикадофитов (Сальменова, 1973).

Другой разрез эффузивно-осадочных образований, датированный ранним, предположительно средним триасом, известен в районе р. Карасу (левый приток р. Курты) и сопки Чушкала. По литологическому составу отложения сходны с осадками у западного окончания Джунгарского Алатау. Их мощность достигает 150—200 м.

Отсутствие других областей развития нижнетриасовых отложений в пределах рассматриваемой территории и отсутствие осадков среднего триаса на обширной территории Казахстана и Средней Азии говорит о том, что тектонические условия этого времени не способствовали осадконакоплению.

В начале позднего триаса происходят новые геологические преобразования. Отложения этого возраста установлены в обнажениях и вскрыты рядом буровых скважин на востоке Илийской впадины, на северном склоне хребта Кетмень и по южному борту Иссык-Кульской впадины. В современных Каркаринской и Текесской впадинах они не установлены. Однако наличие отложений рэта в этих впадинах допускается, поскольку здесь развиты нижнеюрские осадки, которые не отличаются от верхнетриасовых отложений Тянь-Шаня.

На востоке Илийской впадины А. К. Бувалкиным и В. И. Владовым (1961) к верхнетриасовым отложениям относится кольджатская свита, отвечающая нерасчлененным образованиям норийского и карнийского ярусов. В основании свиты залегают мелко- и среднегалечные конгломераты, содержащие слои разнозернистых косослоистых песчаников, которые вверх по разрезу переходят в толщу часто чередующихся маломощных слоев алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями песчаников. Мощность отложений кольджатской свиты в центральной части Илийской впадины оценивается в 475 м. Отложения верхнего триаса лежат с резким угловым несогласием на денудированной выветрелой поверхности палеозоя (см. рис. 4).

Возраст кольджатской свиты устанавливается по остаткам флоры, собранной из разных горизонтов разреза. По определению Э. Р. Орловской (1968), флора: *Muscites* sp., *Phyllothea* sp. cf. *deliquescens* (Goerpert), *Phyllothea* sp., *Schizoneura* sp., *Paracalamites* sp., *Neocalamites rugosus* Sze, *Neocalamites* sp. cf., *N. rugosus* Sze, *Neocalamites* sp. cf. *carcinoides* Harris, *Neocalamites* sp., *Equisetites* sp. cf., *E. brevidentatus* Sze, *Equisetites* sp., *Danaeopsis marantaceae* (Pres) Heer, *Callipteridium* sp., *Todites roessertii* Zeill, *Todites kamyschbaschensis* Brick, *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Taeniopteris stenophylla*

Kryshht., *Taeniopteris* sp. cf., *T. asiatica* Brick, *Taeniopteris* sp., *Macrotaeniopteris* (?) sp., *Nilssonia polymorpha* Schenk, *Pterophyllum* sp. cf., *P. schenkei* Zeill., *Anomozamites lindleyanus* Schimper, *Anomozamites* sp., *Glossophyllum* (?) sp., *Carpolithes* sp. — характерна для верхнего триаса. Найденные в верхах кольджатской свиты ракообразные, по определению Н. И. Новожилова, отвечают *Ketmenia Schultzi Chernyshov*, *Almatium gusevi* (Chernyshov) Novojilov, *Kysylltania tchviliensis* Novojilov sp. nov., *K. ratundata* (Chernyshov), *Kungeja tchakabaevi* Novojilov sp., *Iliella spinosa* Chernyshov, *Panacanthocaris ketmenica* Novojilov sp.

Палинологические данные, полученные Е. И. Мураховской (1968) из керн скважин 3-Г и 7-Г, позволили выделить в кольджатской свите комплекс из 115 видов спор и пыльцы. Из них наибольшим развитием пользуются: папоротники семейства Marattiaceae, плауновые семейства Lycopodiaceae и Selaginellaceae, хвойные Caytoniales, Podocarpaceae, *Protopodocarpus* и другие реликты поздне триасовой флоры. Выделенный спорово-пыльцевой комплекс позволяет определить возраст толщи и отнести ее к поздне триасовому времени.

Отложения верхнего триаса в пределах хребта Кетмень литологически сходны с отложениями центральной части Илийской впадины, а установленная здесь флора, по заключению Э. Р. Орловской (1968), включает формы, близкие или тождественные с рассмотренными выше. Помимо этого, ею отмечается сходство флоры Кетменьского хребта с флорой Казахстана и Китая. Мощность отложений на северном склоне хребта равна 300 м. Между верхнетриасовыми терригенными отложениями и подстилающими палеозойскими породами имеется резкое угловое несогласие.

На территории Тянь-Шаня не устанавливается граница между отложениями верхнего триаса и нижней юры. Отложения верхнего триаса развиты меньше, чем нижнеюрские, но они всегда залегают совместно. Поэтому в современных Каркаринской и Текесской впадинах верхний триас выделяется условно. По мере продвижения с севера, от Илийской впадины, на юг, к Каркаринской и Текесской впадинам, наблюдается постепенное уменьшение грубости терригенных материалов. Осадки в Каркаринской и Текесской впадинах, условно относимые к верхнему триасу, образованы аллювиальными и озерными песчаниками и глинами. Мощность рэта в Текесской впадине условно определяется в 400 м. Верхнетриасовые отложения, развитые в Иссык-Кульской впадине, прослеживаются прерывистой полосой вдоль ее южного борта в северных предгорьях Терской Алатау. На основании изучения ископаемой флоры, спорово-пыльцевых анализов и фауны пресноводных пелеципод в отложениях выделяются норийский (акташская свита) и рэтский (коктуйская свита) ярусы.

Отложения акташской свиты залегают в основании разреза, прослеживаются почти непрерывно от долины р. Кажи на западе до р. Согуты на востоке. На всем протяжении отложения прекрасно обнажены. В основании свиты залегают прослои и линзы мелкогалечных аркозовых конгломератов. Вверх по разрезу наблюдается чередование конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и глин. Цвет гравелитов, песчаников и алевролитов белый и розовый; глины окрашены в ярко-розовый и фиолетовый цвета. Мощность отложений акташской свиты на востоке равна 140 м, на западе, в районе р. Кажи, уменьшается до 12 м. Осадки залегают с ясным угловым несогласием на денудированной поверхности сильно выветрелых палеозойских пород. Мощность зоны выветривания превышает в ряде случаев 30 м (см. рис. 4).

По данным Т. А. Сикстель (1960) и Р. З. Генкиной (1966), отнесение отложений акташской свиты к норийскому ярусу верхнего триаса обосновывается находками в ярко окрашенных глинах ископаемых растений: тропических папоротников *Cladophlebis schensiensis*, семейства Dipteridaceae, хвойных рода *Podozamites*, хвощей *Lobatannularia heianensis* K a w.

Отложения коктуйской свиты имеют меньшее распространение. Их мощность уменьшается в западном направлении и в районе р. Кажи они выклиниваются. Устанавливаются отложения коктуйской свиты как в обнажениях, так и в ряде буровых скважин. По литологическому составу свита подразделяется на две пачки. Нижняя сложена чередованием прослоев разнозернистых песчаников и гравелитов с включением линз алевролитов и глин. В основании пачки залегают слои гравелитов с линзами мелкогалечных конгломератов. Окраска песчаников и гравелитов розовая и желтовато-серая, алевролиты и глины окрашены в розовато-сиреневый цвет. Верхняя пачка представлена чередованием песчаников и глин. Мощность свиты на востоке Иссык-Кульской впадины достигает 60 м, на западе, в районе р. Кажи, она выклинивается (см. рис. 4). Отнесение отложений коктуйской свиты к рэтскому ярусу верхнего триаса обосновывается Т. А. Сикстель (1960), Р. З. Генкиной (1966) на основании комплекса ископаемых растений: хвощей *Neocalamites*, *Schizoneura*, *Equisetites*, папоротников *Cladophlebis schensiensis*, *C. cf. creiano*, и гинкговых *Baiera*, *Sphenobaiera*, *Czekanowskia*.

Отложения верхнего триаса Иссык-Кульской впадины по своему генезису в нижней и средней частях разреза представлены аллювием рек и пролювиальными накоплениями временных водотоков. Сложены они преимущественно русловыми фациями. Отложения верхнего рэта относятся к озерно-болотным образованиям.

Юрская система. На территории Северного Тянь-Шаня отложения юрской системы имеют гораздо большее распространение, чем триасовые. Они представлены типичными континентальными

ми образованиями предгорных и межгорных впадин, аллювием рек, осадками озер и болот. По литологическому составу и содержащимся в них органическим остаткам отложения расчленены на нижне- и среднеюрские. Осадки верхней юры на данной территории не установлены.

Отложения нижней юры вскрыты рядом буровых скважин в Илийской впадине и выходят на дневную поверхность в Исык-Кульской и Каркаринской впадинах. В Илийской впадине к нижнеюрским отложениям относится кайрлаганская свита, отвечающая верхнему лейасу. Представлена она слоями мелко- и среднезернистых песчаников с галькой эффузивных и кремнистых пород. В верхней части разреза песчаники сменяются алевролитами и аргиллитами (Бувалкин, 1964). В свите содержится шесть пластов угля рабочей мощности, в которых найдены отпечатки листовой флоры. Мощность свиты непостоянная и изменяется в пределах 150—380 м (см. рис. 4). На образованиях верхнего триаса она залегает несогласно. По данным Н. Д. Шлыгина (1944), на востоке Илийской впадины на территории Синьцзяня юрские отложения прослеживаются в предгорной части на протяжении более 50 км. Представлены они пачками ошлакованных красных и бурых конгломератов, красных, желтых и белых песчаников, углистых сланцев и углей.

Из отложений кайрлаганской свиты ряд геологов собрали большую коллекцию растительных остатков, которые, по определению Э. Р. Орловской (1968), отвечают позднему лейасу. Определяющими возраст отложений являются: *Neocalamites* — представители хвощей, *Sphenobaiera*, *Czekanowskia*, *Pseudotorellia* — гинкговые, *Sogenopteris* — кейтониевые. Спорово-пыльцевые анализы, проведенные Е. И. Мураховской (1968), позволили выделить из керна скважины 3-Г комплекс из 165 видов спор и пыльцы. Наиболее характерными являются споры: плауновых — *Lycopodiales*, *Selaginellales*, папоротников *Dicksoniaceae*, хвойных семейства *Pinaceae*, гинкговых *Ginkgo typica* *V o l c h.*, *Ginkgo parva* (*N a u m.*) *V o l c h.*

Отложения нижней юры в Исык-Кульской впадине установлены в ряде обнажений по ее южному и восточному бортам. На основании комплекса ископаемых растений и палинологических данных осадки подразделяются на нижний лейас и нерасчлененный средне-верхний лейас.

Отложения нижнего лейаса распространены в бассейнах рек Сюты-Булак, Ичке-Джергес, Джергалан и Тюп. Они представлены глинами и алевролитами с прослоями песчаников и углей. В верхней части разреза преобладает зеленая и розовая окраска пород, в нижней — розовато-бурая. В глинистых отложениях свиты встречаются отпечатки растений хорошей сохранности. В нижней части разреза отложения представлены русловыми образованиями, сменяющимися в средней части отложениями болот. Заканчивается разрез озерными образованиями. Общая

мощность отложений нижнего лейаса увеличивается в восточном направлении от 60 до 200 м (см. рис. 4).

Отнесение свиты к нижнему подотделу нижней юры обосновывается К. К. Карабалаевым по ряду литологических признаков (1961), Р. З. Генкиной (1966) — по комплексу ископаемых растений: папоротников рода *Cladophlebis*, *Todites princeps*, *Marrattiopsis hoerensis*, гинкговых рода *Sphenobaiera*, хвойных *Podozamites*, цикадофитов *Anomozamites mionr* (Brongn.) Nath, хвощей *Equisetites ferganensis* Sew.

Найденная в низах разреза фауна пелеципод *Ferganoconcha* sp., *Tutuella* sp., по определению Г. Г. Мартинсона, подтверждает раннеюрский возраст вмещающей толщи (Генкина, 1966). Спорово-пыльцевой комплекс, установленный Е. Н. Дубровской, представлен как раннеюрскими, так и триасовыми видами растений: хвойными *Cordaitina*, *Pseudowalchio*, *Striatopodocarpites*, папоротниками *Hausmannia* sp., плауновыми *Selaginella*, *Lycopodium*. Данный комплекс четко увязывается с рэт-лейасовыми комплексами Казахстана (Мураховская, 1968), Средней Азии (Кузичкина, 1962), Вилуйской впадины (Болховитина, 1967), Тургайского прогиба (Романовский, 1967).

Отложения верхнего лейаса в Иссык-Кульской впадине установлены в бассейне рек Ичке-Джергес, Джергалан и Тюп. Они представлены в нижней части разреза мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинами и пластами углей. Окраска глин серая, розоватая и фиолетовая. В средней части разреза залегают песчаники и гравелиты с прослоями желтых и красных глин. Заканчивается разрез крупнозернистыми песчаниками и конгломератами с включением прослоев глин и алевролитов. Пласты углей в восточном направлении быстро выклиниваются и замещаются безугольной свитой. Мощность свиты уменьшается в восточном направлении со 135 до 6 м за счет размыва пластов (см. рис. 4).

К верхнему лейасу данные отложения отнесены на основе комплекса ископаемых растений: хвощей *Equisetites ferganensis* Sew., хвойных *Pogiophyllum peregrinum* (L. et H.) Sew. (Генкина, 1966). На основе находок большого количества цикадофитов она так же, как и В. А. Вахрамеев (1962, 1964), относит район Иссык-Куля к Среднеазиатской провинции Индо-Европейской палеофлористической области. Лейасовый возраст отложений подтверждается и данными спорово-пыльцевых анализов. По определению Е. Н. Дубровской, осадки содержат споры папоротников: *Osmundopsis*, *Pteris*, *Cibotium*, плауновых рода *Lycopodium*. Фауна пелеципод, найденная в отложениях (Генкина, 1966), по заключению Г. Г. Мартинсона, соответствует *Unio uralensis* Tshern, *Unio* sp., *Anodonta* sp. и указывает на лейасовый возраст вмещающих отложений.

В Каркаринской впадине отложения лейаса установлены на крайнем западе, на левом берегу р. Каркара. По литологическим

признакам, составу растительных остатков, комплексу спор и пыльцы и фауне пресноводных пелеципод они соответствуют отложениям, рассмотренным выше. Их суммарная мощность равна 200—220 м.

Отложения нижней юры представлены очень сходными по генезису и литологическому составу осадками. Нижний лейас сложен угленосными отложениями, в основании которых залегают грубозернистые русловые образования, сменяющиеся угленосными отложениями болот и озер. Средне-верхнелейасовые накопления представлены чередованием пестроокрашенных песчаников, гравелитов, глин и алевролитов с пластами углей. Вверх по разрезу речные отложения сменяются озерными и болотными, а затем вновь русловыми осадками.

Флористический комплекс нижнеюрских отложений указывает на наличие влажного умеренно-теплого климата в раннем лейасе и жаркого сухого в среднем—позднем лейасе. Ряд существенных отличий в составе флористических комплексов указывает на исключительную разобщенность котловин, в пределах которых существовали мелкие и обширные болота. Пологие склоны гор, обрамлявшие впадины, были покрыты хвойными и гинкговыми лесами.

Отложения среднеюрского времени вскрыты рядом буровых скважин на востоке Илийской впадины и выходят на дневную поверхность на южных склонах хребта Кетмень. В Илийской впадине они, на основании комплекса флористических остатков и спорово-пыльцевых анализов, относятся к батскому ярусу. Среднеюрские отложения, получившие наименование джаркентской свиты, в нижней части разреза представлена разнозернистыми песчаниками и конгломератами. В верхней части разреза песчаники сменяются алевролитами с прослоями углей (Бувалкин, 1964). На нижнеюрских отложениях свита залегает с несогласием. Ее мощность равна 125 м.

По данным Э. Р. Орловской (1968), флористические остатки свиты содержат следы переноса. Они представлены: папоротниками *Coniopteris hymenophylloides*, гинкговыми *Pseudotorellia*, *Sphenobaiera*, хвойными *Ferganiella* sp. Спорово-пыльцевой состав, изученный Е. И. Мураховской (1968), позволил выделить 156 видов спор и пыльцы. Руководящими видами являются: *Gleichenia lacta* В о l c h., *Cyathea Spinulifero* К у z. — папоротники, *Ophioglossum* sp. — схизейные, *Podozamites bullulinaeformis* (M a l.) В о l c h., *P. cf. clausa* В о l c h. — хвойные.

На территории Текесской впадины среднеюрские отложения обнажаются в урочище Ой-Карагай, в долине рек Кепе-Джейляу и Будуты-Хасан. Снизу вверх разрез представлен конгломератами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, углями и чередованием песчаников и алевролитов (Власов, 1964). Мощность свиты превышает 100 м. Флористический комплекс в отложениях Каркаринской впадины близок аналогичным комплексам

Илийской впадины, но в нем полностью отсутствуют древние формы. Это позволило Э. Р. Орловской (1968) установить среднеюрский возраст вмещающих отложений.

В пределах Иссык-Кульской впадины среднеюрские отложения не установлены, по всей видимости, они уничтожены последующими процессами денудации. В Чуйской впадине, в районе г. Фрунзе в интервале глубин 2835—2856 м вскрыты песчаники и алевролиты, условно отнесенные к юрским отложениям. На подстилающих породах каменноугольного времени они лежат несогласно. В свою очередь, перекрывающие их отложения палеогена ложатся на юрские образования с разрывом (Дитмар, 1966). На других участках исследованной территории юрские отложения не обнаружены.

Меловая система. В пределах изученной территории отложения мелового возраста представлены толщей красноцветных образований континентального происхождения. Литологические особенности меловых красноцветов в ряде различных депрессий Средней Азии и Казахстана крайне близки, что позволяет рассматривать их в целом как единую красноцветную формацию.

Однако, прежде чем начать изучение характера тектонических движений этого времени, следует остановиться на некоторых спорных вопросах, касающихся возрастного определения меловых осадков.

Впервые красноцветные отложения Тянь-Шаня были выделены в 1869—1873 гг. зоологом Н. А. Северцевым и условно отнесены к пермскому возрасту. В начале XIX в. красноцветные отложения Северного Тянь-Шаня подробно описал и выделил под наименованием «баумской свиты» И. В. Мушкетов. Многие исследователи, в том числе В. Н. Огнев, Н. В. Шабаров, С. С. Шульц, относили их к палеоген-неогеновым образованиям. Б. А. Петрушевский, А. М. Габрильян и другие считали их возраст олигоцен-неогеновым. Такие расхождения в оценке возраста объясняются отсутствием четкого палеонтологического обоснования. Обнаруживаемые до последнего времени остатки динозавров и окремненные стволы деревьев находились в этих отложениях во вторичном захоронении. Поэтому относительно их возраста существуют различные точки зрения. В последние годы были сделаны весьма важные находки в ряде районов Средней Азии и Казахстана, которые позволяют подразделить некоторые отложения, считавшиеся ранее «немыми».

На исследованной территории осадки раннемелового возраста не установлены. Известны лишь отдельные участки с корами выветривания, условно относимыми к верхней юре — нижнему мелу. Состав кор выветривания зависит от подстилающих пород. Они обычно приурочены к отрицательным формам палеозойского рельефа. По данным К. В. Никифоровой (1960), нижнемеловая кора выветривания в Чу-Сарысуйской впадине имеет

мощность 3—4 м. Она залегает на отложениях нижней и средней юры и представлена глинистыми и щебенчатыми образованиями пестрой окраски.

В Джаркентской впадине бурением вскрыты песчаники и каолиновые глины небольшой мощности предположительно раннемелового возраста. Широко развиты отложения нижнего мела в ряде смежных районов: в Ферганской и Таджикской депрессиях, в Приташкентских Чулеях и Кызылкумах, в Приаралье и Тургае и т. д. Они хорошо увязываются с нижнемеловыми отложениями Монголии и Китая. В южных и юго-западных районах Средней Азии преобладают морские осадки, в восточных и северо-восточных — континентальные.

Наиболее древние континентальные отложения мела установлены в пределах Ферганского хребта. Они содержат остатки пресноводных пелеципод валанжинского возраста (Сочава, 1965). А. И. Туратовой-Кетовой здесь установлены остатки флоры *Cladophlebis dunkeri* Schimp. и пелециподы *Martinsonella*. К готерив-барремскому возрасту относятся отложения Таджикской депрессии, содержащие пресноводные пелециподы *Trigonioides*, *Limnocyrena* (Корсакова, 1967). Широко представлены отложения альбского возраста. Они установлены в большинстве смежных с Северным Тянь-Шанем районов и охарактеризованы пресноводными пелециподами *Pseudohyria*, *Plicatounio*, гастроподами родов *Bithynia*, *Hydrobia* и многочисленными пресноводными остракодами (Корсакова, Кузичкина, 1967). Континентальные образования сеномана обнаружены в Фергане, Кызылкумах, Таджикской депрессии. Их фауна состоит из пелеципод *Plicatotrigonioides*, *Pseudohyria*, *Limnocyrena*. Хорошо прослежены в этих районах отложения коньяк-сантонского возраста, которые характеризуются пресноводными пелециподами *Plicatotrigonioides*, *Sainshandia*, *Pseudohyria*.

Для стратиграфии нижнемеловых отложений также большое значение имеют установленная повсеместно на территории Азиатской части СССР, в Монголии и Китае динозавровая фауна, крокодилы и черепахи. Остатки позвоночных в нижнемеловых отложениях, в сопредельных с Северным Тянь-Шанем районах, развиты очень широко. На территории, изученной в процессе исследований, динозавровая фауна находится во вторичном залегании. Несмотря на это, ее присутствие указывает на наличие сходной обстановки как в пределах изученного района, так и смежных территорий на протяжении всего раннемелового времени.

Палеогеографическую обстановку на обширной территории Азиатской части Союза позволяют восстановить более полно комплексы спор и пыльцы, выделенные из отложений раннемелового возраста (Маркова, 1967; Покровская, 1967). Для готерива Бухарско-Хивинской депрессии, Центральных и Западных Кызылкумов, Южного Приаралья. Центрального Устюрта,

Гиссарского хребта и его отрогов характерно наличие пыльцы *Classopollis*, *Podozamites*, *Cupressaceae*, *Cycas*, *Ginkgo*. В альбских комплексах большая роль принадлежит папоротникам *Chomotriletes*, *Stenozotriletes*, *Klukisporites* и хвойным *Classopolis*, *Pinaceae*, *Cupressaceae*, встречается пыльца покрытосеменных. В отложениях сеномана намечается преобладание спор плауновых и папоротников. Соотношение хвойных и покрытосеменных изменяется, характерно большое количество папоротников и голосеменных.

Как уже отмечалось выше, литологический состав нижнемеловых отложений очень близок на обширной территории. Преимущественным распространением пользуются песчано-алевролитово-глинистые отложения с прослоями красных и коричневых тонов. В отложениях широко распространены знаки ряби и косая слоистость (Сочава, 1967). Устанавливается чередование преимущественно русловых, озерных, лагунных и дельтовых образований.

Сопоставление всех полученных данных показывает, что образование красноцветной формации раннего мела на большей части Средней Азии и Казахстана происходило в близких тектонических и палеогеографических условиях. В это время здесь установился тектонический режим платформенного типа. В пределах Тянь-Шаня осадконакопление протекало крайне слабо. Аллювиальные отложения в долинах рек и озерные осадки во внутренних пресноводных водоемах накапливались в условиях жаркого и засушливого климата. На территории Северного Тянь-Шаня осадконакопление фактически прекратилось, и можно полагать, что имели место процессы, приведшие к формированию значительной по мощности коры выветривания. Страна представляла собой равнину с пологими невысокими поднятиями, какими в это время были хребты Северного Тянь-Шаня.

Отложения позднемелового времени в пределах изученной территории развиты довольно широко. Они представлены континентальными красноцветными образованиями. Их выходы на дневную поверхность установлены в Илийской впадине, на крайнем западе Чу-Сарысульской впадины и в Боамском ущелье. Помимо этого, они вскрыты рядом буровых скважин в Чуйской и Илийской впадинах. Отложения представлены кирпично-красными гравелитами, песчаниками, тонкими красноцветными глинами, часто пропитанными карбонатом кальция, хемогенными известняками, гипсами, известковистыми песчаниками. Встречаются часто аркозовые пески и песчаники и мелкозернистые кварцевые пески. Повсеместно они имеют небольшую мощность, порядка первых десятков метров (см. рис. 4).

На большей части Илийской впадины верхнемеловые отложения с резким угловым несогласием залегают на палеозойских, триасовых и юрских образованиях. На западе, в районе окончания хребта Кунгей Алатау, они ложатся на денудированную

поверхность палеозоя. На крайнем западе Чу-Сарысуьской впадины они ложатся согласно на нижнемеловые осадки (Петрушевский, 1955).

Позднемеловой возраст отложений в настоящее время доказан достаточно убедительно. Находки Г. Г. Мартинсона, а затем А. К. Рождественского (1964) в районе пос. Гульчи (Киргизская ССР) остатков динозавров в коренном залегании и непосредственной близости от залегания сеноманских пресноводных пеллипод изменили существовавшее ранее представление (Ефремов, 1944) о переотложении в палеогене всех мезозойских захоронений динозавровой фауны Тянь-Шаня. В 1964 г. часть скелета гигантского динозавра была найдена в Восточной Фергане (Рождественский, Хозаицкий, 1967). Крупное местонахождение динозавровой фауны установлено в Центральном Казахстане (возвышенность Шах-Шах). Здесь экспедицией Палеонтологического института АН СССР собрана коллекция костей мелких и крупных хищных динозавров Ornithomimidae, Carnosauria, Alectrosaurus, широко распространенных в свите ирен-дабасу Внутренней Монголии. Кроме того, в районе Шах-Шах найден череп утконосого динозавра Hadrosaurinae, близкого к североамериканским родам *Kritosaurus* и *Lophorholthos*, из свит беллиривер и сельма, охватывающих верхний сантон—кампан (Рождественский, Хозаицкий, 1967).

Довольно обширные скопления динозавровой фауны установлены в отложениях так называемого «динозаврового горизонта» в предгорной полосе Северного Притяньшанья. В различные годы рядом исследователей здесь собраны коллекции костей динозавров: *Yaxartosaurus aralensis* Riab., *Bactrosaurus prynadai* Riab., *Lambeosaurinae*, *Tyrannosaurus bataar*. Mal. Помимо этого, «динозавровый горизонт» содержит многочисленные фрагменты панцирей крупных пресноводных черепах *Trionychidae* и *Dermatemydidae*, кости и зубы крокодилов *Crocodylidae* и останки рыб.

В пределах Северного Тянь-Шаня динозавровая фауна установлена в бассейне р. Или, в урочище Карой и у подножия гор Кши-Калкан, где еще в 1927 г. палеонтологической экспедицией АН СССР были обнаружены останки динозавров и крупных мягкокожих черепах. Обломки костей динозавров установлены в нижнем течении р. Чу, в Боамском ущелье, в горах Архарлы, Кандыктас, Чулак. Найденные здесь черепа *Tyrannosaurus* sp. хорошей сохранности позволяют сопоставить их с отложениями верхнего мела Монголии (Бажанов, 1955, Ломонович, 1966). Во всех случаях возраст верхнемеловых отложений подтверждается находками растительных остатков (Меньшикова, Тимуш, 1864). По заключению В. С. Корниловой, остатки древесины, установленные в ряде обнажений, относятся к голосеменным растениям рода *Podocarpaxylon* (Ломонович, 1966). Последние сборы растительных остатков, проведенные С. К. Самсоновой (1966) в

низовьях р. Чу, подтверждают позднемеловой возраст отложенных, выходящих на дневную поверхность на западе Чу-Сарысуйской впадины. Хорошая сохранность растительных остатков *Ulmus*, *Zelcova* и *Trachomitum*, по мнению автора, указывает на незначительный перенос растений в процессе накопления, а наличие кожистых видов говорит о засушливом климате. Найденные им остатки насекомых и их личинок подтверждают выводы, которые сделаны на основе изучения растительных остатков.

Данные, изложенные в работах К. А. Алимовой, Ю. М. Кузичкиной, Н. В. Корсаковой, Н. В. Черкашенко, Л. С. Хачаева, Е. М. Швецова, позволяют заключить, что спорово-пыльцевые комплексы верхнемеловых отложений имеют большое сходство на обширной территории Средней Азии и Казахстана. По всей видимости, в это время страна представляла собой равнину с субтропическим климатом. В позднемеловое время на крайнем западе Северо-Тяньшанской области господствовал преимущественно морской режим и, следовательно, регион в целом являлся приморской равниной с незначительным перепадом относительных высот.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеогеновая система. Кайнозойский этап осадконакопления имеет ряд отличительных черт, обусловленных своеобразием тектонических движений. Восходящий характер тектонических движений позднего палеогена не способствовал развитию процессов осадконакопления. Только на востоке Чуйской впадины и на южном склоне хребта Кунгей Алатау установлены отложения коктурпакской свиты, условно отнесенные к нижнему палеогену. Представлены они покровами оливиновых базальтов небольшой мощности. Образования коктурпакской свиты обнажаются между хребтом Кунгей Алатау и горами Кызыл-Культор. Максимальной мощности 8—10 м они достигают в районе р. Кызыл-Булак, постепенно уменьшаясь в северо-восточном направлении. На всей остальной территории отложения этого возраста не установлены.

Нарастание дробности тектонических движений в эоцене привело к морскому режиму осадконакопления. По данным С. Е. Чакабаева (1960), морские эоценовые отложения вскрыты на востоке Илийской впадины в районе г. Панфилов опорной буровой скважиной № 1. Здесь установлена толща глин и алевролитов с подчиненными прослоями глинистых песчаников. Глины светло-розовые, бурые и зеленовато-серые. Алевролиты тех же оттенков, плотные, с редкой плохо окатанной галькой. В отложениях обнаружена фауна фораминифер из семейства Globigerinidae, Globorotaliidae, родов *Globigerina*, *Bulimina*, *Bifarina*, *Boggina*, *Hopkinsina* (Чакабаев, 1960). По заключению А. Л. Яншина, фауна верхней части толщи, в интервале глубин 2520—

2571 м, сопоставляется с фауной нижней половины тасаранской свиты Приаралья.

В Чуйской впадине эоценовые морские отложения установлены в ее крайних западных районах. Они представлены светло-зелеными глинами, которые вверх по разрезу сменяются песками. Общая мощность отложений достигает 75 м. Осадки содержат характерные для позднего эоцена зубы акул и фауну моллюсков *Pectunculus aralensis* Rom. (Петрушевский, 1955). На остальной части территории осадки этого возраста не известны.

Олигоценовые отложения на данной территории известны как в естественных обнажениях, так и в большом количестве буровых скважин. В Илийской впадине они установлены по юго-восточному склону гор Катун, Адтыжек, Долонтау и Актау, а также у подножья гор Кши-Калкан и Улькун-Калкан. Повсеместно во впадине отложения вскрыты опорными скважинами. В Текесской впадине олигоценовые отложения распространены по южному склону гор Айгыржал, по левому и правому бортам р. Сумбе, в урочище Ой-Карагай, по северному склону гор Каратау и южному склону хребта Кетмень. В Каркаринской впадине естественные обнажения олигоценовых отложений не установлены. Скважины, заложённые в ее пределах, не прошли всей толщи неогеновых отложений. В Чуйской впадине олигоценовые образования выделены в сулу-терекскую свиту. Полный разрез свиты установлен в бассейне рек Сулу-Терек (Боамское ущелье), Кашка, Боорду, Шамси. В районе Серафимовской антиклинали они вскрыты бурением. В Иссык-Кульской впадине олигоценовые осадки отнесены к чон-курчакской свите. Они выходят на дневную поверхность в предгорной части. К западу от долины р. Джеты-Огуз свита постепенно выклинивается.

Взаимоотношение между олигоценовыми и подстилающими породами различно. В центральной части Илийской впадины они согласно залегают на эоценовых. В районе рек Алаорге и Аламетдинка несогласно перекрывают отложения нижнего и среднего девона. В долине р. Чон-Кемин согласно ложатся на отложения коктурпакской свиты. По литологическому составу олигоценовые отложения довольно однообразны и представлены преимущественно красноцветными тонкообломочными отложениями — глинами и алевролитами. Пески и галечники встречаются реже.

Мощность олигоценовых отложений в Илийской впадине различна. На востоке в районе г. Панфилова они вскрыты в интервале глубин 2400—2520 м и представлены красновато-коричневыми глинами, переходящими вверх в зеленоватые и серые глины озерного генезиса. Около г. Алма-Ата эти осадки обнаружены на глубине 2500—3000 м, а к северу у поселка Николаевка — на глубине 165 м (Чакабаев, 1960). В Каркаринской и Текесской впадинах в долинах рек Кызыл-Булак и Каркара мощность

олигоценых отложений превышает 500 м. В Чуйской впадине эти отложения представлены красно-коричневыми слабосцементированными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевритами и глинами. Мощность свиты в районе рек Сулу-Терек, Шамси, Кашка, Борду составляет 270—300 м, в районе г. Фрунзе — 160 м (Ибрагимов, Турдукулов, 1965). Мощность олигоценых отложений в Иссык-Кульской впадине различна: 16 м (Каджи-Сай), 400 м (Джеты-Огуз), 520 м (Сан-Таш).

Возраст отложений устанавливается по находкам костных остатков *Crocodyllo*, *Testudinidae*, *Indricotheridae*, *Suiformes* (Бажанов, Костенко, 1955; Бойцова, 1968), фауне пресноводных гастропод и данным спорово-пыльцевых анализов.

Неогеновая система. Осадки неогенового возраста очень широко развиты в пределах Средней Азии и Казахстана. Их литологические различия обусловлены степенью тектонической активности разных участков территории. Стратиграфическое расчленение разнообразных в фациально-генетическом отношении континентальных отложений неогена в настоящее время строится преимущественно на палеонтологической основе. Провести четкую границу между миоценовыми и плиоценовыми отложениями в настоящее время не удастся, вследствие содержания в осадках этого времени единой гиппариновой фауны. Считается, что гиппариновая фауна появилась в начале позднего миоцена и просуществовала до киммерия. В Западной Европе она определяет понтический возраст вмещающих отложений. Затем на смену ей приходит фауна лошадей и слонов (Громов и др., 1961). К тому же времени относится появление гигантских черепах рода *Chelydra* (Хозаицкий, 1958). В пределах Северного Тянь-Шаня отложения этого возраста установлены повсеместно как в ряде обнажений, так и в большом числе буровых скважин. Они хорошо охарактеризованы фаунистически и подразделяются на миоценовые и плиоценовые.

Миоцен. Отложения миоцена широко развиты во всех межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня. В Илийской впадине они установлены в естественных обнажениях предгорной части по южному и северному бортам. Помимо этого, они выходят на дневную поверхность в горах Актау, Кши-Калкан и ряде других возвышенностей по правобережью р. Или. Миоценовые отложения вскрыты практически по всей территории Илийской впадины большим числом буровых скважин. В осевой части они представлены в основном глинами, алевролитами, песками, местами отмечается наличие гипсов. По направлению к бортовым частям и в западном направлении отмечается некоторое увеличение грубости осадков, доминирующая роль принадлежит уже пескам, тогда как глины встречаются реже. Мощность миоценовых отложений в Илийской впадине сильно варьирует. В осевой части она превышает 1000 м, к краевым частям уменьшается до нескольких десятков метров (Ломонович, 1963).

В Каркаринской впадине миоценовые отложения занимают ее центральную часть и обнажаются по северному и южному бортам. Они установлены в долине р. Шалькудысу, у гор Басулытау, Шольдаыр и на востоке хребта Кунгей Алатау. В Каркаринской впадине на основе фауны и спорово-пыльцевых данных, а также по литологическим признакам миоценовые отложения подразделяются на две свиты. Первая относится к нижнему-среднему миоцену, а вторая — к среднему-верхнему.

Нижне-среднемиоценовые отложения образованы двумя типами разрезов, характерных для различных частей впадины. Первый тип присущ центральным частям впадины. Он начинается с горизонта щебнистых конгломератов и соленосных пород, которые вверх по разрезу постепенно сменяются песчано-глинистыми осадками, среди которых местами присутствуют прослои мергелей и известняков. Второй тип разреза характерен для краевых частей. В нижней части он представлен красноцветным грубообломочным делювиально-пролювиальным материалом, который в верхних частях сменяется белесыми песчано-глинистыми озерными отложениями. Средне-верхнемиоценовые отложения непосредственно продолжают разрез рассмотренной выше свиты и сложены песками, песчаниками и конгломератами. Этот разрез сильно отличается от нижне-среднемиоценового присутствием большого количества грубообломочных осадков. Вдоль северных подножий хребта Терской Алатау и на отдельных участках южных предгорий хребта Кетмень имеются нерасчлененные миоценовые отложения, которые состоят в основном из красноцветных грубообломочных осадков (Шульц, 1948; Бажанов, Костенко, 1958). Общая мощность миоценовых отложений в Каркаринской впадине, так же как и в Илийской, изменяется от 1000 м у р. Каркара до первых десятков метров в прибортовых частях.

В Текесской впадине миоценовые осадки занимают значительные площади в центральной части, в верховьях рек Шалькудысу и Сумбе. Кроме того, миоценовые отложения известны в долине р. Чилик у селения Саты и в долинах рек Темерлик и Чарын. В Текесской впадине миоценовые отложения аналогичны описанным выше. В периферических частях здесь развиты грубообломочные делювиально-пролювиальные красноцветные осадки. В центральной части впадины осадки сложены в основном глинами, алевролитами и аргиллитами с прослоями мергелей. В пределах Текесской впадины мощность миоценовых отложений сильно меняется. В центральной части она превышает 1000 м, в бортовых частях достигает нескольких десятков метров. В долинах рек Чилик и Чарын, в Жаланашской впадине миоценовые отложения представлены красноцветными делювиально-пролювиальными осадками. В долине р. Темерлик эти осадки сильно обызвесткованы (Шульц, 1948).

В Чуйской впадине миоценовые отложения установлены по

долине р. Чон-Кемин, в небольшой котловине на южном склоне хребта Кунгей Алатау, в междуречье рек Алаорге—Аламетдинка и в районе поселков Красногорка и Горно-Николаевка. Наиболее полный разрез представлен в долине р. Поуруз. В районе пос. Серафимовка они вскрыты опорным бурением. Осадки подразделяются на две свиты. Нижняя выделяется под названием «серафимовской». Она слагает ядро Серафимовской антиклинали и представлена зеленовато- и желтовато-серыми мергелистыми глинами и алевролитами, среди которых имеются прослои глин коричневой и красной окраски с прожилками гипса. Видимая мощность свиты около 500 м. По данным бурения, она достигает 1000 м.

Верхняя свита, известная под названием джельдисуйской, развита в районе Серафимовской антиклинали и в междуречье Иссыкета — Бек-Тау. Она согласно перекрывает нижнюю свиту и сложена переслаивающимися зеленоватыми, сиреневыми, коричневыми алевролитами и глинами с прослоями различно окрашенных мергелей, известняков, песчаников и мелкогалечных конгломератов. Глины очень часто сильно загипсованы. Мощность свиты определяется в 450 м (Дитмар, 1966).

В Иссык-Кульской впадине отложения миоцена представлены очень широко. Они установлены в предгорной части в районе Джеты-Огуз, в восточной части впадины в бассейне рек Аксу, Ирдык, в разрезах Тосор, Согуты, Тосма, Сан-Таш. Они подразделяются на нижний и верхний отделы. Нижнемиоценовые отложения отнесены к джетыогузской свите, а верхнемиоценовые — к согутинской свите. Джетыогузская свита подразделяется в свою очередь на верхнюю и нижнюю подсвиты. Первая из подсвит в районе Джеты-Огуз представлена конгломератами, гравелитами и гравелито-песчаными патумами. Их мощность уменьшается в западном направлении, и в районе р. Аксай они выклиниваются. На востоке впадины осадки представлены алевролитами и глинами пойменных фаций. Мощность подсвиты равна 500—600 м (Джеты-Огуз, Сан-Таш). Верхняя подсвита в разрезе Джеты-Огуз представлена гравелитами, песчаниками и глинами. Встречается небольшое количество конгломератов. В восточном направлении роль грубообломочных материалов резко снижается, и в районе р. Аксай значительную роль играют мергелистые осадки. Мощность подсвиты достигает 700—800 м (Ибрагимов, Талинов, 1965).

На всей рассматриваемой территории в прибортовых частях впадин миоценовые отложения с незначительным размывом залегают на олигоценых. В центральных областях они связаны постепенным переходом. Непосредственное налегание на палеозойские породы наблюдается лишь в горах Дегерес и в ряде мест по южному склону хребта Кетмень. Возраст отложений устанавливается на основании обильного комплекса моллюсков, костей млекопитающих и спорово-пыльцевых анализов.

В миоцене на исследованной и смежных с ней территориях преобладал аридный климат с развитой степной растительностью и господством млекопитающих открытых пространств. В начале этого времени в Азиатской части СССР отмечается исчезновение гигантских носорогов, архаических трагулид и грызунов. На смену им приходят мастодонты, носороги и грызуны, близкие к современным, трехпалая лошадь, хищники. Эта фауна представлена *Comphotherium atavus* (Boriss), *Serridentinus inopinatus* (Boriss.), *Aceratherium depereti* (Boriss.), *Brachypotherium aurelianense* (Louel), *Anchitherium* Sus., и устанавливает миоценовый возраст вмещающих пород. Большой интерес представляет находка в верховьях р. Кегень панцирей неогеновых сухопутных черепах вида *Testudo kegenica* Khos (Хозаицкий, 1958). В Илийской впадине в разные годы рядом геологов собрана фауна остракод *Plyocypris* и *Cypria* и др. В районе поселка Саты собраны кости млекопитающих, которые, по заключению В. С. Бажанова и Н. Н. Костенко (1958), определяют миоценовый возраст вмещающих пород. Споры и пыльца, вымытые из этих отложений, принадлежат травянистым растениям типа *Cyperodiaceae* (Ломонович, 1963). В Каркаринской и Текесской впадинах, на восточном и западном крыльях Айгыржальской структуры В. С. Бажановым и Н. Н. Костенко (1958) была собрана фауна позвоночных — жирафы, антилопы и панцири наземных черепах миоценового времени. В Чуйской впадине нижние горизонты миоценовых отложений фаунистически не охарактеризованы. В самых верхах разреза Р. Ф. Геккером и Ю. А. Орловым была собрана фауна позвоночных позднемиоценового возраста. По определению Ю. А. Орлова (Шульц, 1948), она соответствует сармат-понтю и представлена *Hipparion* sp., *Gasella deperdita*. Т. А. Сикстель (1938) обнаружила в джельди-суйской свите раковины *Planorbis* sp. и растительные остатки *Phragmites*. В Иссык-Кульской впадине миоценовый возраст отложений подтверждается находками растительных остатков, по заключению Т. А. Сикстель, представленных *Zelkova Ungeri* (Kov.) Ett., *Populus balsamoides* Гоерр (Петрушевский, 1948), фауной *Gasella* sp. (Горячев, 1959) и остатками наземных черепах *Testudo* sp. (Ибрагимов, Талинов, 1965).

Плиоцен. Нарастание дифференцированных тектонических движений в плиоцене привело к накоплению мощных осадочных толщ. Отложения этого возраста широко представлены в пределах рассматриваемой территории и подразделяются на несколько свит. Разрез начинается с нерасчлененных отложений, относимых к верхнему миоцену—нижнему плиоцену, которые развиты на небольших изолированных участках. Осадки верхнего миоцена—нижнего плиоцена известны в Илийской впадине, в районе гор Актау и в предгорьях Заилийского Алатау. Аналогичные нерасчлененные отложения установлены также в южной части Каркаринской впадины. Эти осадки представлены песча-

но-глинистым материалом и имеют мощность в Илийской впадине несколько сот метров, а в Каркаринской и Текесской не превышают нескольких десятков метров. В Чуйской впадине они представлены алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами красно-бурого цвета. Они выделены в сарыагачскую свиту общей мощности 450—500 м (Ибрагимов, Турдукулов, 1965). В Иссык-Кульской впадине к ним отнесены отложения нижней джуукинской подсвиты. В периферической части впадины осадки представлены конгломератами, алевролитами и глинами; в районе Каджи-Сая и Согуты — брекчиями и алевролитами. Окраска пород желтовато-серая. Мощность в первых двух районах 670—700 м, в районе Джуук 1000 м (Ибрагимов, Турдукулов, Талинов, 1965).

Породы среднего—верхнего плиоцена широко развиты в пределах всего региона. В Илийской, Кегеньской, Каркаринской и Текесской впадинах эти отложения, по литологическим данным и фауне, подразделяются на две свиты — илийскую, датированную средним и отчасти поздним плиоценом, и хоргосскую — позднеплиоценовую. В центральной части Илийской впадины средний и верхний плиоцен расчленить не удастся.

В краевых частях Илийской впадины илийская свита прослеживается почти непрерывно вдоль северного склона гор по левобережью р. Или и у подножья гор Калканы. Эта свита также установлена у г. Чунджа, в предгорьях Улькун-Богуты, в горах Кату, в долинах рек Темерлик, Киикпай и Чулак. Кроме того, свита повсеместно вскрыта большим количеством скважин, расположенных по всей площади Илийской впадины. В пределах Каркаринской и Текесской впадин отложения илийской свиты установлены севернее гор Кулуктау, в горах Айгыржал, у южного подножья гор Басулытау, в горах Шольадыр, по рекам Каркара и Тюп. В Текесской впадине на северном ее борту также развиты отложения илийской свиты, а на юге они обнажаются в горах Кызылкуш. Выходы этой свиты известны в Сюгатинской и Жаланашской впадинах. В Чуйской впадине аналогичные отложения выделены в чуйскую свиту. Они прослеживаются узкой полосой вдоль северного склона Кыргызского хребта в пределах Чон-Кеминского грабена. Кроме того, эти отложения вскрыты здесь буровыми скважинами (Ибрагимов, Турдукулов, 1965; Дитмар, 1966). В Иссык-Кульской впадине отложения этого возраста отнесены к верхнеджуукинской подсвите. Отложения имеют широкое распространение в южной и юго-восточной частях впадины, на южных склонах хребта Кунгей Алатау и в районе гор Кызыл-Омпул (Ибрагимов, Талинов, 1965). Взаимоотношение этих свит с подстилающими породами различно. Так, в предгорных частях Илийской впадины илийская свита налегает на миоценовые отложения со следами явного размыва. Например, в районе каньона р. Темерлик миоценовые отложения дислоцированы и по разлому сочленяются с породами ниж-

него карбона, а отложения среднего—верхнего плиоцена (илийская свита) залегают горизонтально и перекрывают обе эти толщи. В бассейне р. Чарын илийская свита также ложится на денудированную поверхность палеозоя и дислоцированный миоцен. В центральных частях впадин несогласное залегание свиты на миоценовых отложениях устанавливается по наличию в основании среднего плиоцена следов размыва. В некоторых случаях размыв вообще не удастся установить. В Каркаринской впадине илийская свита обычно ложится на миоценовые отложения с размывом, но без видимого углового несогласия. Севернее гор Кулуктау, в Жаланашской впадине, илийская свита залегает непосредственно на палеозое. В районах рек Каркара и Тюп она связана с миоценовыми осадками постепенным переходом. В Текесской впадине в горах Кызылкуш отложения свиты залегают на верхневизейских известняках, а в северной части впадины ложатся на средне-верхнемиоценовые образования. Отложения чуйской свиты залегают преимущественно согласно на подстилающих отложениях и отчленяются от них по кровле мергелистых известняков. В Иссык-Кульской впадине отложения джукинской свиты согласно перекрывают осадки согутинской свиты (см. рис. 4).

Возраст отложений устанавливается на основании многочисленных палеонтологических находок. Так, в Илийской впадине в прослоях песчаников, взятых из скважин, расположенных у устья р. Чилик, были найдены различные остракоды, которые, по данным Н. С. Волкова (1958), принадлежат к илийскому микрофаунистическому комплексу и определяют возраст вмещающей толщи как средний—поздний плиоцен. В районе гор Бокайдынтау в верхней половине толщи обнаруживаются обломки скорлупы яиц страуса, которые также определяют средне-позднеплиоценовый возраст отложений. В районе р. Киикпай комплекс микрофауны очень сходен с комплексом илийской свиты в горах Актау.

Дополнительными данными для отнесения отложений к среднему — позднему плиоцену послужили сборы костей позвоночных, произведенные в 1958 г. М. В. Бажановой, Б. С. Кожамкуловой и А. В. Тимуш в среднем течении р. Киикпай (урочище Кызылжар). В Каркаринской впадине по южному склону гор Басулытау и в горах Айгыржал обнаружены многочисленные остатки скорлупы яиц страусов, которые очень характерны для отложений илийской свиты. В Текесской впадине также были собраны кости млекопитающих, в частности мастодонта, и скорлупа яиц страуса, которые устанавливают возраст вмещающих отложений (Бажанов, 1959). В Чуйской впадине в отложениях верхних горизонтов чуйской свиты на правом берегу р. Джальдысу В. С. Бажановым и Д. Н. Казанли найдены костные остатки *Equus stenonis* Schi, *Cervus* aff. *elaphus* L., Felidae (Бажанов, 1959). В последние годы позднеплиоценовый возраст

отложений подтвержден рядом находок Н. В. Александровой (Ибрагимов, Турдукулов, 1965). В Иссык-Кульской впадине возраст отложений установлен на основании находок: *Archidiskodon meridianaes* Nesti — слона, *Equus stenonis* Coschi — лошади, *Mimomys* sp. — полевок (Курдюков, 1962) и по аналогии с плиоценом Кочкорской впадины. Все приведенные материалы позволяют с большой уверенностью относить отложения к среднему—позднему плиоцену.

По литологическому составу илийская свита представлена двумя типами разрезов. Первый — развит в центральных частях впадин. Он образован тонкообломочным терригенным материалом — глинами, алевритами, песчаниками и песками, накопившимися в озерных условиях. Второй тип отложений распространен в бортовых и краевых частях впадин. В нижних частях он сложен мелкообломочным терригенным материалом, практически ничем не отличимым от осадков первого типа. В верхних горизонтах происходит постепенное огрубление материала, и в самых верхних частях разреза он представлен конгломератами, галечниками и грубыми песками. Мощность отложений в центральных частях впадин достигает 1000 м, в бортовых частях снижается до нескольких десятков метров (см. рис. 4).

Чуйская свита в основном представлена буровато-серыми песчаниками и глинами, среди которых в нижней части разреза отмечаются прослои зеленоватых мергелей и соленосных глин. По литологическому составу свита делится на две подсвиты. Нижняя — красноцветная образована переслаивающейся толщей кирпично-красных, коричневых и зеленоватых алевролитов и песчаников с прослоями мергелей, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность этой толщи определяется в 400—500 м. Верхняя подсвита образована чередующейся толщей желтовато-серых, коричневых алевролитов, песчаников, суглинков и конгломератов с прослоями мергелей и линзами гравелитов. Максимальная мощность этой подсвиты достигает 850—1200 м (см. рис. 4).

Верхнеджуукинская подсвита представлена отложениями Палео-Иссык-Куля — известковыми глинами, алевролитами, песчаниками с небольшими пачками конгломератов. На востоке в разрезах Джеты-Огуз, Сан-Таш они представлены конгломератами и гравелитами, ритмично переслаивающимися с алевролитами. Суммарная мощность отложений достигает 450 м.

Верхнеплиоценовые отложения в Илийской, Каркаринской и Текесской впадинах выделяются в хоргосскую свиту, а в Чуйской и Иссык-Кульской — в шарпылдакскую. В Илийской впадине нельзя четко отделать хоргосскую свиту от илийской. Установлено, что грубообломочные терригенные фации хоргосской свиты к центральной части Илийской впадины полностью замещаются мелкообломочным терригенным материалом, совершенно неотличимым от образований верхних горизонтов илийской

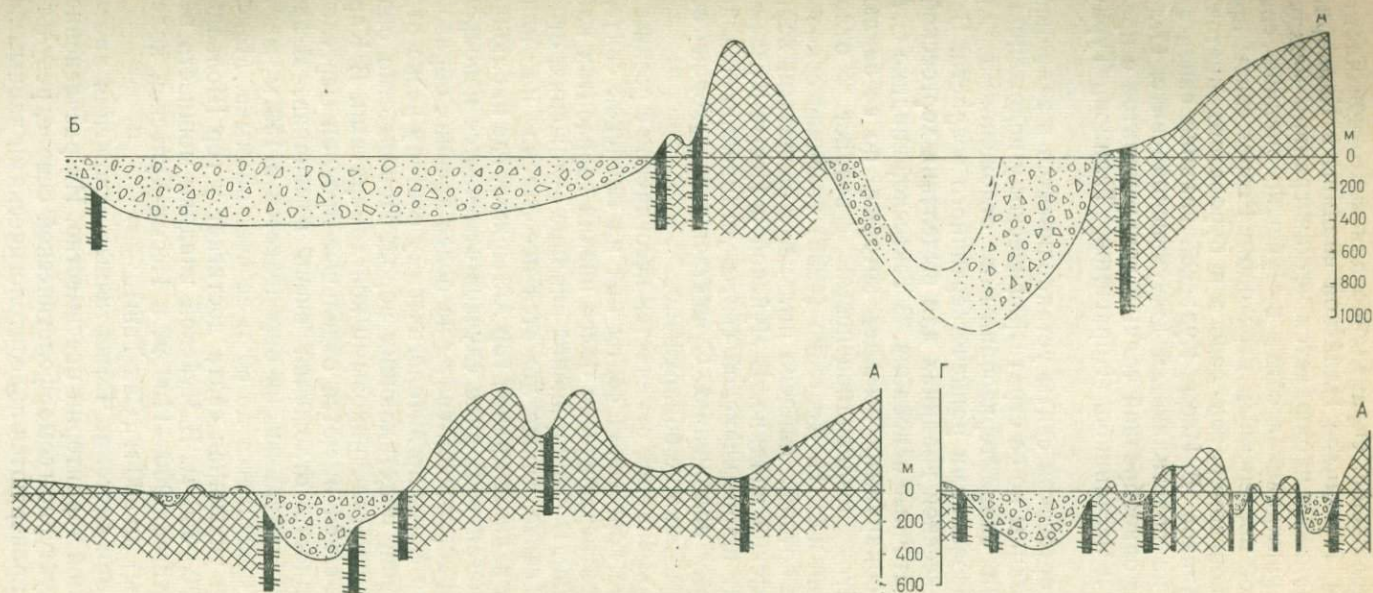
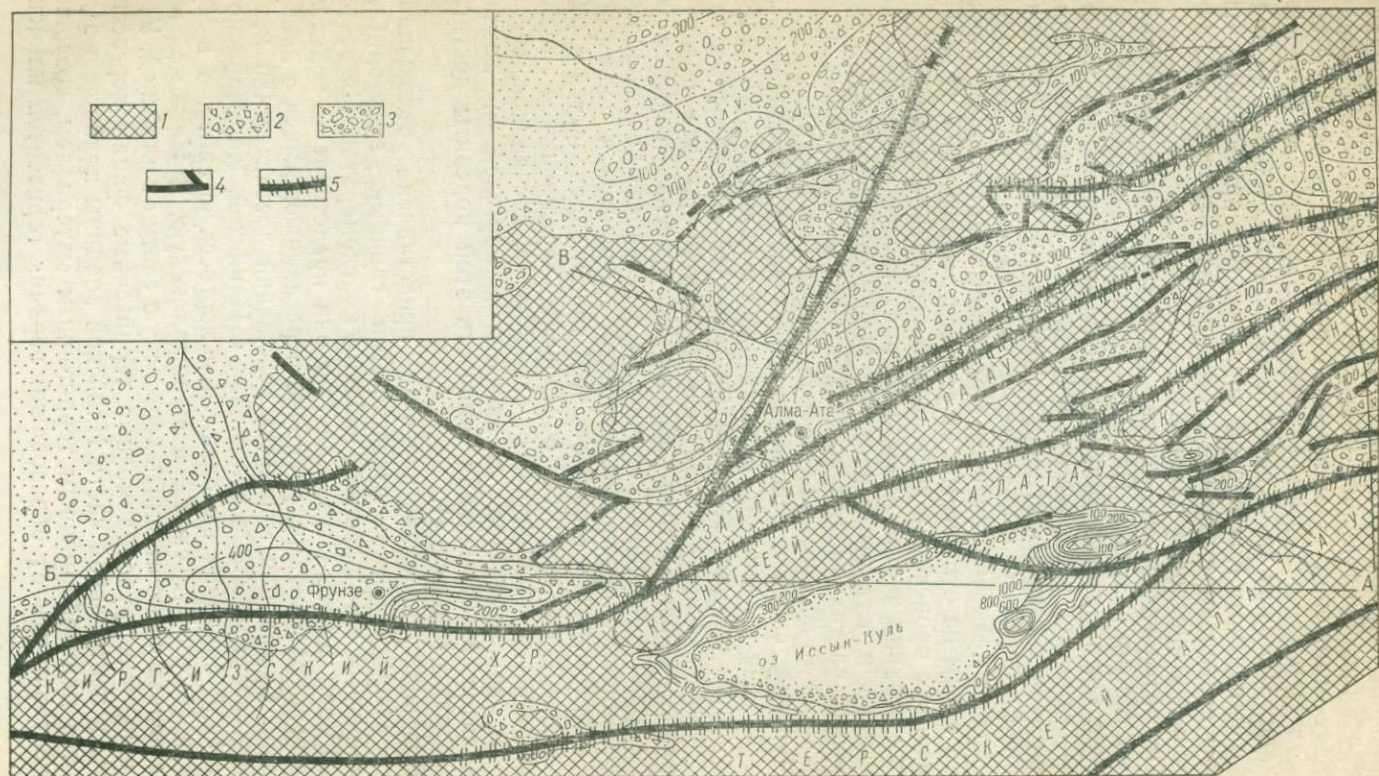


Рис. 5. Схема фаций и мощностей четвертичного времени.

1 — области сноса; 2 — области накопления валунно-галечников; 3 — области накопления гравийно-песчаных осадков; 4 — региональные разломы; 5 — зоны глубинных разломов

свиты. Это положение справедливо для восточной части Илийской впадины. На западе Илийской впадины в Каркаринской и Текесской впадинах наблюдается четкая граница между этими свитами. Шарпылдакская свита в Чуйской впадине связана с чуйской свитой постепенным переходом. Разрез свиты представлен толщей конгломератов серого и буроватого цветов с прослоями песчаников. В Иссык-Кульской впадине свита залегает с размывом на подстилающей джуукинской свите. Отложения представлены однообразной толщей конгломератов с прослоями алевролитов и песчаников (Ибрагимов, Талинов, Турдукулов, 1965).

Возраст хоргосской свиты устанавливается в западной части Илийской впадины по ее стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованными отложениями илийской свиты и образованиями раннечетвертичного возраста. В Каркаринской и Текесской впадинах для выделения хоргосской свиты имеются достаточные основания. В Текесской впадине С. М. Бляховой была обнаружена пыльца, которая, по ее заключению, устанавливает позднеплиоценовый возраст отложений. В. А. Шурыгин и Н. Н. Костенко (1955) уверенно сопоставляют отложения, в которых найдена пыльца, с разрезами хоргосской свиты в Илийской впадине. В Чуйской и Иссык-Кульской впадинах возраст шарпылдакской свиты устанавливается по стратиграфическому положению. Существенных находок остатков фауны и флоры пока не обнаружено.

В Текесской впадине отмечается несогласное с резким размывом залегание хоргосской свиты как на илийской свите, так и на других стратиграфически более низких горизонтах кайнозойских отложений. В Каркаринской впадине отложения, относимые к хоргосской свите, также ложатся несогласно на илийскую. Исключением является район гор Айгыржал, где наблюдается их согласное залегание. В ряде случаев отмечается непосредственное залегание хоргосской свиты на более древних образованиях.

Хоргосская свита по литологическому составу резко отличается от отложений подстилающих пород. Повсеместно она представлена валунно-галечниковыми конгломератами. В Каркаринской впадине в ней имеются отдельные прослои мергелей и суглинков. Мощность отложений очень изменчива. В западной части Илийской впадины она определяется в 150 м, а в долине р. Киикпай уменьшается до 60 м за счет размыва. Максимальной мощности указанная свита достигает у гор Шольадыр, где составляет 300—350 м. В Чуйской впадине мощность верхнего плиоцена достигает 900—1100 м, в Иссык-Кульской колеблется от 200 (Согуты) до 800 м (Сан-Таш).

Червертичная система. Четвертичные отложения представлены на изученной территории повсеместно. Их расчленение базируется на структурно-геоморфологической основе, результаты по возможности проверяются палеонтологическими данными.

Стратиграфическая схема расчленения четвертичных отложений, предложенная Н. Н. Костенко (1963), сопоставляется с фаунистическими комплексами В. И. Громова (1948) для Европейской части СССР и Сибири и подтверждает основные положения стратиграфических построений. Согласно этой схеме, граница между четвертичным и плиоценовым периодами проводится по подошве илийской свиты, сопоставляемой с виллафранком Западной Европы. Однако объединенный пленум Постоянной комиссии по неогеновой и четвертичной системам при Междугосударственном стратиграфическом комитете (1961) рекомендовал временно воздержаться от проведения границы четвертичного периода в основании горизонтов, аналогичных виллафранку. Таким образом, сохраняется граница, проводимая в основании бакинских чаудинских отложений и их стратиграфических аналогов.

Единичные находки фауны и ее приуроченность к прибортовым частям впадин не позволяют расчленить четвертичные отложения на большей части изученной территории. Проводимое исследователями Северного Тянь-Шаня четырехчленное деление четвертичных отложений основывается на представлениях о наличии четырехкратного оледенения (покровного, полупокровного и двух горнодолинных). Периоды оледенений соответствуют накоплению во впадинах мощной толщи флювиогляциальных отложений. Одновременное воздымание горных хребтов сопровождалось образованием трогов, конечных морен и соответствующих им комплексов надпойменных речных террас.

На основе данных опорного бурения для межгорных впадин района, построена схема фаций и мощностей по подошве четвертичных отложений (рис. 5). Эта схема показывает, что в четвертичное время происходит дальнейшее сокращение районов осадконакопления и их обособление. Фациальный состав отложений повсеместно на изученной территории очень сходен. Это в основном флювиогляциальные образования, аллювий и пролювиальные отложения (Ломонович, 1963; Марков, 1971). Мощности отложений как в пределах одной впадины, так и в соседних впадинах очень изменчивы. Максимальной величины они достигают на локальных участках в районе Алма-Аты, Панфилова, Фрунзе и Пржевальска. Мощность осадков здесь равна 600—1000 м. На остальной территории она колеблется в пределах 10—100 м.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

Характер и интенсивность мезо-кайнозойских тектонических движений Северного Тянь-Шаня могут быть восстановлены при детальном изучении фациально-мощностного состава континентальных отложений этого возраста, палеогеографической и палеоботанической обстановок и сопоставления их с аналогичными данными по Средней Азии, Казахстану, Монголии, Китаю. Кроме того, важное значение имеют палеонтологические данные.

Триасовый период. Сопоставление рассмотренных выше триасовых отложений с одновозрастными осадками смежных районов Казахстана и Средней Азии позволяет восстановить историю тектонических движений региона в начале мезозойского времени.

Обычно триасовой тектонике не придают большого значения. Утвердилось мнение, что с завершением в перми герцинского тектонического цикла на территории Северного Тянь-Шаня установился тектонический покой. Однако характер залегания отложений, их литолого-фациальный состав и различия в составе флоры раннего и позднего триаса, показывают, что в это время произошли существенные тектонические преобразования. В основе этих перемен несомненно лежали региональные тектонические движения.

Как известно, в пермское время мощные импульсы герцинского этапа тектогенеза проявились в начале и середине периода (Белюсов, 1954). В поздней перми наблюдается спад тектонической активности. Несмотря на это, на протяжении позднепермского времени продолжалось сокращение морских бассейнов в сопредельных с рассматриваемой территорией районах. Триасовый период ознаменовался дальнейшей регрессией морей, что указывает на наличие постоянно действовавших восходящих движений и в это время. В пределах Северного Тянь-Шаня осадконакопление протекало крайне слабо. На большей части территории, видимо, формировалась речная сеть, которая не имела широких долин с мощным чехлом аллювиальных отложений. Лишь на отдельных участках на востоке современного Джунгарского Алатау происходило накопление терригенно-

го материала, чередовавшееся с циклично повторяющимися излияниями лав кварцевых порфиров. Это, видимо, было связано с активностью Каскеленского глубинного разлома, восточное крыло которого испытывало опускание, а западное — поднятие (рис. 6, разрез по линии А—В).

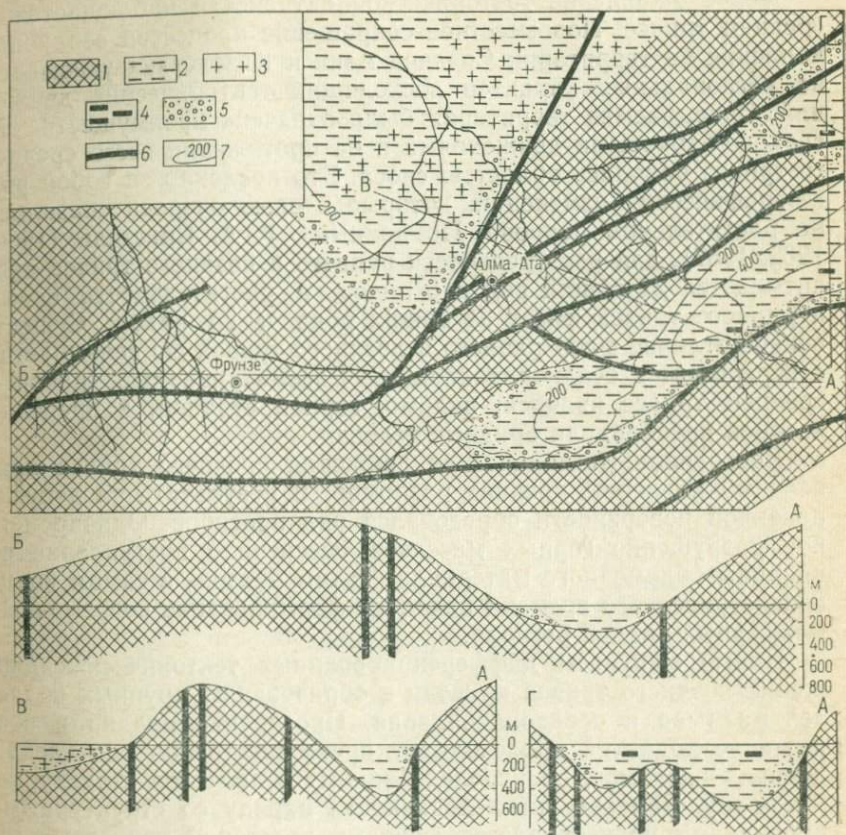


Рис. 6. Палеотектоническая схема триасового времени.

1 — области поднятий; 2 — области опусканий и накопления песчано-глинистых отложений; 3 — эффузивно-осадочные отложения; 4 — угли; 5 — песчано-конгломератные отложения; 6 — зоны глубинных разломов; 7 — изолинии равных мощностей

Сопоставление флоры раннего триаса Средней Азии и Казахстана с более древней флорой перми, по данным Р. З. Генкиной (1966), Э. Р. Орловской (1960, 1962, 1968), Т. А. Сикстель (1967), Е. И. Мураховской (1968), показывает, что она имеет свои четкие особенности. Уменьшение и исчезновение ряда родов и видов: клинолистников, каламитов, хвощей и папоротников — объясняется возросшей континентальностью климата.

В то же время увеличение многих видов хвойных, кордаитовых, птеридоспермов — обитателей склонов невысоких гор — показывает, что восходящими тектоническими движениями поздней перми в пределах Северного Тянь-Шаня был сформирован горный рельеф. Развитие горного рельефа на протяжении всего раннего триаса сопровождалось вулканической деятельностью.

Новое оживление тектонической активности наблюдается в среднем триасе. Повсеместное сокращение процессов осадконакопления на территории Средней Азии и Казахстана указывает на региональный характер восходящих тектонических движений. Описываемая территория была охвачена преимущественно сводово-блоковыми движениями и на протяжении всего среднего триаса являлась областью сноса. Это повлекло за собой ряд географических изменений, которые в свою очередь сказались на растительном покрове. По данным Т. А. Сикстель (1960, 1962, 1967), для растительности раннего и позднего триаса насчитывается 21 общий род и 5 видов, а растительность перми и раннего триаса имеет 34 общих рода и 25 видов. Существенное отличие флор раннего и позднего триаса ею связывается с перерывом в осадконакоплении. Рассматриваемый район в среднем триасе являлся, видимо, горной страной, в пределах которой преобладали аридные условия.

Восходящие тектонические движения среднего триаса привели к оживлению древних разломов. В результате на денудированной поверхности образовался ряд прогибов. Одновременное разрушение горных массивов обеспечило поступление во впадины обломочного материала. Таким образом, в самом конце среднетриасового времени началось формирование современных межгорных впадин региона.

Новые импульсы дифференцированных тектонических движений позднего триаса привели к образованию крупных областей размыва и осадконакопления. Прогибание впадин и воздымание поднятий происходило преимущественно по зонам древних разломов, по унаследованному с палеозоя структурному плану. Явление унаследованности наряду со структурными признаками подчеркивается фактами залегания триасовых отложений на верхних горизонтах палеозойских образований.

Наращение дифференцированных тектонических движений на рассматриваемой территории фиксируется, начиная с карнийского времени. Они проявились в заложении Джаркентской, Иссык-Кульской и ряда других впадин Северного Тянь-Шаня. Область опускания охватывала всю территорию современной Джаркентской депрессии, большую часть хребта Кетмень, Каркаринскую и Текесскую впадины. На севере она ограничивалась зоной Южно-Джунгарского глубинного разлома, а на юге — зоной Терскойского глубинного разлома (см. рис. 6, разрезы по линии А—Г).

Увеличение интенсивности дифференцированных тектониче-

ских движений в норийское и рэтское время привело к расширению области осадконакопления. В опускания была втянута юго-восточная часть Иссык-Кульской впадины, контролируемая зонами Терской и Тюпской глубинных разломов (см. рис. 6, разрезы по линиям А—Б, А—Г). Мощность верхнетриасовых осадков показывает, что величина прогибания этой обширной впадины достигала максимума (более 400 м) в районе современных Текесской и Джаркентской впадин.

Характерной особенностью верхнетриасовых отложений описываемой территории является присутствие пород малиновой, красной, желтой окраски и пород серой и зеленой окраски, распространенных соответственно в районах развития кор выветривания и угленакопления. Чередование этих отложений указывает на наличие дифференцированных тектонических движений на протяжении раннетриасового времени.

Региональный характер средне- и познетриасовых тектонических движений привел к тому, что к концу эпохи значительно сгладились географические различия на обширных территориях. По данным Т. А. Сикстель (1967), Э. Р. Орловской (1968), Е. И. Мураховской (1968), флоры позднего триаса Средней Азии, Казахстана, Сибири, Урала и Китая имеют много общих элементов. Наличие остатков влаго- и теплолюбивой флоры, установленной в отложениях этого возраста, указывает на господствовавший жаркий и влажный климат. В этих условиях происходила денудация невысоких горных хребтов и вынос обломочного материала в замкнутые межгорные впадины, о чем свидетельствует накопление во впадинах толщи конгломератов песчаников и аргиллитов. Оно происходило одновременно с образованием торфа, что обусловило накопление пластов угля.

Интересной чертой триасовых отложений Северного Тянь-Шаня является отсутствие в них остатков наземных позвоночных, широко распространенных в континентальном триасе СССР. На основании распространения осадков, содержащих остатки позвоночных, И. А. Ефремов (1955) составил схему стратиграфического расчленения триаса. М. А. Шишкин и В. Г. Очев (1967) подразделили континентальные триасовые отложения на ряд фаунистических комплексов. Эти данные позволяют заключить, что указанная фауна встречается в прибрежноморских, озерных, дельтовых и речных отложениях приморских, континентальных и предгорных равнин. Проникновение триасовых тетрапод в горные районы не устанавливается. Таким образом, отсутствие в пределах рассматриваемого региона указанной фауны является косвенным доказательством существования на протяжении всего триасового времени горного рельефа и замкнутости межгорных впадин Северного Тянь-Шаня. Однако распространение флористических комплексов триаса показывает, что высота этих хребтов не являлась значительной и не мешала расселению растительности.

История геологического развития исследуемого региона в триасе указывает на большое своеобразие этого времени. Так, если ранний триас по характеру тектонических движений был еще связан с герцинским этапом, то в позднем триасе произошло изменение в направленности тектонических движений. Оно проявилось в развитии нисходящих движений в областях, испытывавших поднятие в раннем триасе, и поднятий в областях опусканий. Эта перестройка в процессах рельефообразования произошла в среднетриасовое время. Таким образом, можно считать триас в целом переходным временем между герцинским и альпийским геотектоническими этапами.

Юрский период. В начале юры вновь произошли подвижки земной коры, связанные с проявлением одной из древних фаз альпийской складчатости. Окраины депрессий и горные хребты были в ряде мест вновь значительно приподняты. В связи с вовлечением в поднятия периферических частей впадин в них возобновились интенсивный привнос обломочного материала и накопление новых толщ конгломератов песчаников и аргиллитов. Одновременно происходило торфонакопление, приведшее к образованию мощных пластов углей. На территории Северного Тянь-Шаня в результате восходящих тектонических движений в области поднятий были втянуты многие районы триасового осадконакопления (рис. 7).

Геологические преобразования, произошедшие в конце раннеюрского времени, получили развитие в середине этой эпохи. На дальнейшее нарастание тектонической активности указывают как несогласие, установленное в основании среднеюрских отложений, так и литологический состав осадков. Флористический комплекс дает возможность проследить ряд наиболее характерных географических изменений, обусловленных тектоническими факторами. Различия во флористическом составе отложений ряда близко расположенных впадин указывают на продолжающую сохраняться замкнутость областей осадконакопления. Видовой состав растений, имеющих широкую вертикальную зональность, говорит о значительной приподнятости участков сноса. Различные виды теплолюбивых папоротников и хвощей свидетельствуют о господстве во впадинах теплого влажного климата. Склоны гор, видимо, покрывали хвойные леса, а в предгорьях произрастали гинкговые. Многочисленные водотоки переносили листву и ветви растений, отлагая их во впадинах.

Сопоставление среднеюрских отложений Северного Тянь-Шаня с отложениями Средней Азии, Западной Сибири и Казахстана указывает на сходство географических условий названных районов.

Верхнеюрские отложения в пределах Северного Тянь-Шаня неизвестны, что, по всей видимости, связано со значительными преобразованиями этого времени. Устанавливаемая в смежных

с описываемым районом регрессия морей дает основание заключить, что в это время на данной территории преобладали восходящие тектонические движения, которые привели к сокращению бассейнов осадконакопления. Эти же факторы обусловили накопление в ряде районов мощной коры выветривания.

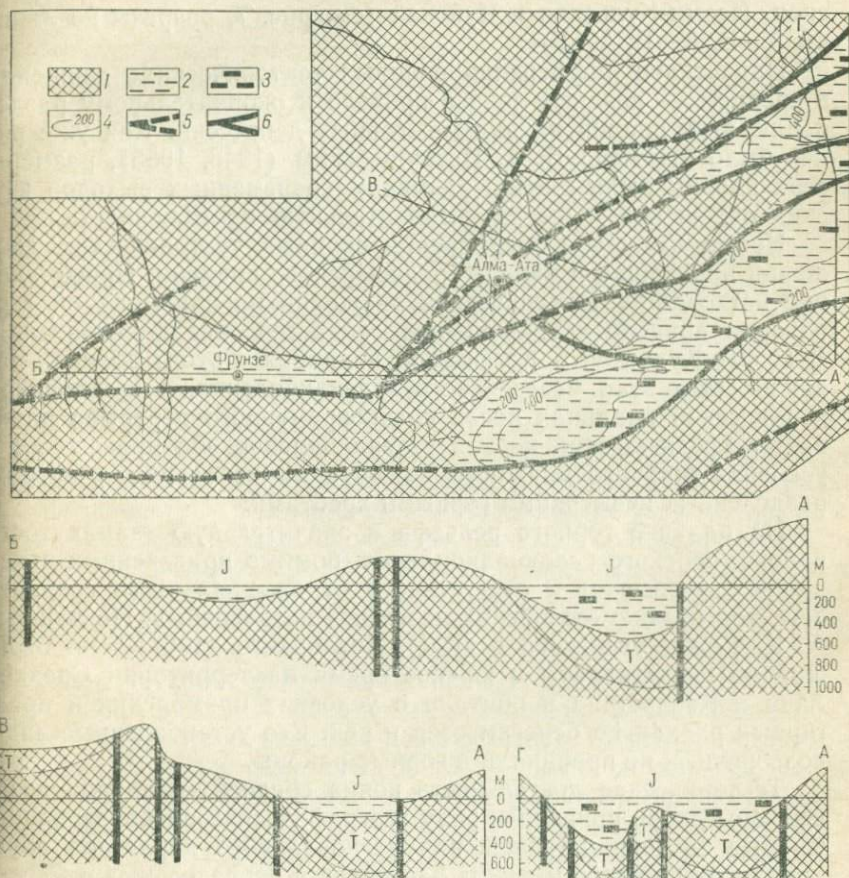


Рис. 7. Палеотектоническая схема юрского времени.

1 — области поднятий; 2 — области опускания и накопления песчано-глинистых отложений; 3 — угли; 4 — изолинии равных мощностей; 5 — зоны глубинных разломов неустоявшейся активности; 6 — зоны глубинных разломов с установленной активностью

Изложенный материал и данные, приведенные в работах В. Н. Верещагина и Г. Г. Мартинсона (1967), В. П. Владимирович (1967), Н. Н. Тазихина и Ч. М. Колесникова (1967), Е. И. Мураховской (1968) и Э. Р. Орловской (1968) по ряду смежных районов, дают возможность восстановить историю тектонического развития Северного Тянь-Шаня в юрское время.

Оживление древних глубинных разломов и заложение альпийских разломов в конце позднего лейаса привело к поднятию в областях осадконакопления и опусканию в областях сноса ряда крупных блоков. В результате этого со среднего лейаса на территории Северного Тянь-Шаня начинают формироваться обособленные впадины: Джаркентская, Текесская, Каркаринская, Иссык-Кульская и Чуйская (см. рис. 7, разрезы по линиям А—Б, А—В, А—Г).

Нарастание дифференцированных тектонических движений в среднем — позднем лейасе привело к окончательному разделению этих впадин на ряд межгорных депрессий. Как уже ранее было отмечено Б. А. Петрушевским (1948, 1955), размеры этих впадин были близки размерам современных выходов юрских отложений и имели незначительную протяженность.

Новые импульсы дифференцированных тектонических движений произошли в начале среднеюрского времени. Преобладающие восходящие тектонические движения на описываемой территории привело к сокращению областей осадконакопления. В Иссык-Кульской и Кегеньской впадинах с этого времени заканчивается этап мезозойского угленакопления, а в Илийской и Текесской впадинах после кратковременного перерыва начинается среднеюрский период угленакопления. Он происходил в условиях жаркого влажного климата на небольших участках, разделенных невысокими горными хребтами.

На наличие горного рельефа и значительную замкнутость районов юрского осадконакопления, помимо приведенных выше данных, указывает и отсутствие в отложениях этого возраста остатков позднемезозойских наземных позвоночных. По данным А. К. Рождественского и Л. И. Хозанцко (1967), они были широко представлены в юрское время на территории Средней Азии и Казахстана и обитали в условиях приморских и предгорных равнин по берегам озер и рек. Все установленные виды позвоночных не проникали в горные районы.

Тектоническая деятельность конца средней — начала поздней юры вновь привела к ряду географических преобразований. Слабые восходящие движения регионального характера обусловили сокращение морских бассейнов в сопредельных с Северным Тянь-Шанем районах, что повлекло за собой изменения климата страны. Это, в свою очередь, привело к прекращению торфонакопления. В позднеюрское время на территории Северного Тянь-Шаня осадконакопление практически прекратилось. К концу этого времени описываемый регион, видимо, представлял собой денудационную поверхность с плоскими формами рельефа. В условиях жаркого и сухого климата происходило образование верхнеюрской красноцветной формации. Эта формация широко представлена на всей территории Азиатского материка и является наиболее четким индикатором близости географических условий на значительно удаленных друг от друга

регионах. Географические условия определялись причинами, носящими глобальный характер, и обусловлены сменой эпохи тектонической активности на эпоху относительного тектонического покоя.

Меловой период. В геологической истории Земли меловой период характерен широким развитием морских трансгрессий. Особенно большой силы на территории современных материков они достигли в раннемеловое время. Планетарный характер нисходящих тектонических движений проявился широко и в северном полушарии, где огромные территории покрыли раннемеловые моря. На территории Северного Тянь-Шаня и в сопредельных частях Средней Азии и Казахстана в это время сохранялся континентальный режим осадконакопления. Такой тип седиментации обусловлен характером развития тектонических движений. Установившийся в мальме на большей части Средней Азии платформенный режим сохранялся и в меловое время, однако произошло значительное сокращение областей прогибания и уменьшилась интенсивность восходящих движений. В позднемеловое время существенных тектонических движений не происходило. Осадконакопление фактически прекратилось. В пределах Северного Тянь-Шаня преобладали процессы пенеппенизации и педиппенизации и формировались значительные по мощности коры выветривания. Лишь на крайнем северо-востоке в Джаркентской впадине, на участке, контролируемом Южно-Джунгарским глубинным разломом и восточными отрезками Кеминно-Чиликского, Заилийского и Алмаатинского глубинных разломов, происходили слабые нисходящие движения платформенного типа (рис. 8, разрез по линии А—Г).

С позднемелового времени территория начинает вновь испытывать слабые дифференцированные движения платформенного типа. Вероятно, в это время произошло окончательное разделение Илийской впадины на собственно Илийскую, Каркаринскую и Текесскую поднятием, наметившимся в области современного Кетменьского хребта. Наиболее интенсивно развивалась восточная часть Илийской впадины — Джаркентская депрессия. По сравнению с юрским временем она значительно расширилась на запад. Собственно с этого времени начинается формирование западной части Илийской впадины. Она контролировалась на юге зонами Алмаатинского и восточной ветвью Чон-Кеминского глубинных разломов, а на северо-востоке — Южно-Джунгарским глубинным разломом. Осевая часть западного участка проходила севернее современной долины р. Или. На крайнем западе она соединялась с Балхашской впадиной. Однако наиболее опущенный участок Илийской впадины располагался на востоке. Его опускание на основании накопившихся отложений оценивается в 200 м. Слабые нисходящие движения испытывали Каркаринская, Текеская, Иссык-Кульская и Чуйская впадины. В районе Боамского ущелья в позднемеловое

время Чуйская и Иссык-Кульская впадины, по всей видимости, объединялись, что было обусловлено оживлением зоны Чон-Кеминского глубинного разлома (см. рис. 8, разрезы по линиям А—Б, А—В). Отсутствие грубых терригенных осадков говорит о том, что поднятия, обрамляющие эти впадины, испытывали

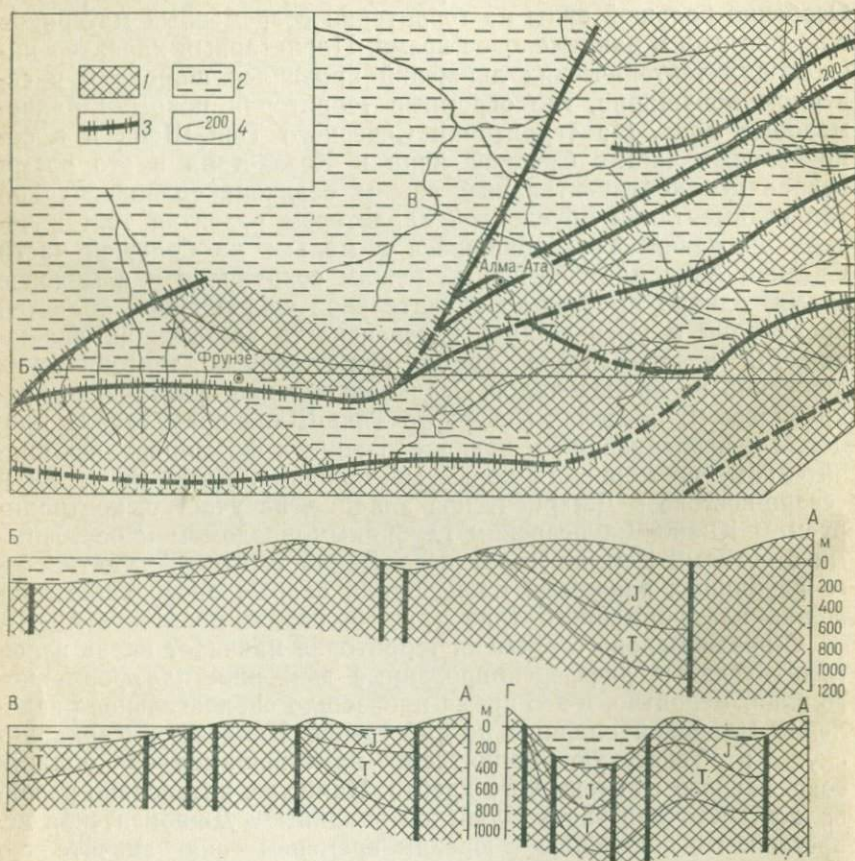


Рис. 8. Палеотектоническая схема мелового времени.

1 — области поднятий; 2 — области опусканий; 3 — зоны глубинных разломов; 4 — изолинии равных мощностей

слабые восходящие движения и незначительно возвышались над областями седиментации. Во впадинах формировались преимущественно пески и глины с прослоями гипсов и хемогенных известняков. Основная фауна накапливалась в русловых частях рек и на дне крупных озер.

В связи с этим большой интерес представляют данные Г. Г. Мартинсона (1968), которые показывают, что в меловое

время в результате интенсивных тектонических движений в районе Забайкалья произошла перестройка речной сети. На большей части Азии многоводные реки устремились на запад, образовав ряд озерных и озерно-речных бассейнов, простиравшихся от района Ферганской впадины на западе до Японии на востоке. Это было связано с прогибанием больших участков земной коры. Одновременно в восточные районы Средней Азии происходило проникновение морских бассейнов. Периоды развития морских бассейнов на территории Таджикской депрессии, в Фергане, в Приташкентских Чулейях и Центральных Кызылкумах сменяются промежутками континентального осадконакопления (Мартинсон, 1969). Такая последовательность морских и континентальных отложений прослеживается в ряде районов Средней Азии и Казахстана. Это указывает на общую закономерность в тектоническом развитии обширных территорий. К концу поздне мелового времени в пределах Северного Тянь-Шаня сформировался рельеф с незначительным перепадом относительных высот и с абсолютными высотами около 500 м.

Развитие рельефа Северного Тянь-Шаня в мезозое можно разделить примерно на три периода, приблизительно совпадающие с границами триаса, юры и мела. Характерные черты первого заключались в том, что сформировавшиеся в конце перми горные хребты не имели значительной высоты. Общее сводово-блоковое поднятие охватило всю юго-восточную и южную части региона. Только на крайнем северо-западе имели место незначительные опускания. Области поднятий и опусканий разграничивались зоной Каскеленского глубинного разлома. Этот отрезок первого периода, тесно связанный с герцинским тектоническим циклом, охватил все раннетриасовое время. Тектонические движения среднетриасового времени привели к существенным преобразованиям рельефа. Интенсивное сводовое поднятие всей территории завершилось оживлением ряда зон глубинных разломов, что привело к опусканию крупных блоков на востоке региона. Особенно интенсивно опускания развивались в поздне триасовое время, что обусловлено активностью зон Южно-Джунгарского глубинного разлома и восточным отрезком Алмаатинского, Заилийского, Северо-Тяньшанского, Тюпского и Терскейского глубинных разломов. Это привело к заложению межгорных впадин Северного Тянь-Шаня на месте позднепермских — раннетриасовых областей поднятий. В то же время районы раннетриасовых опусканий на крайнем северо-западе с конца среднего триаса стали испытывать слабое воздымание. Эти изменения в направленности вертикальных тектонических движений заложили ряд основных современных сейсмо-тектонических различий региона.

В юрское время эти различия получают дальнейшее развитие. Нарастание дифференцированных тектонических движений в раннеюрское время привело к оживлению западной вет-

ви Северо-Тяньшанского глубинного разлома. Это обусловило опускание его северного крыла и заложение Чуйской межгорной впадины на месте пермо-триасовых поднятий. Одновременное интенсивное развитие восточных отрезков Южно-Джунгарского, Алмаатинского, Заилийского, Северо-Тяньшанского, Тюпского и Терскойского глубинных разломов привело к формированию основных очертаний Джаркентской, Каркаринской, Текесской и Иссык-Кульской впадин. Установившийся в конце юрского времени платформенный режим привел к замедлению развития процессов рельефообразования. Однако сформировавшиеся к этому времени характерные черты межгорных впадин продолжали развиваться.

К началу раннего мела рельеф Северного Тянь-Шаня был значительно выровнен, чему способствовал общепланетарный характер меловых тектонических движений. Нарастание нисходящих тектонических движений в позднемеловое время в пределах Северного Тянь-Шаня проявилось в дальнейшем развитии современных впадин региона. Подвижки по зоне глубинных разломов привели к окончательному разделению и началу формирования всех современных очертаний межгорных впадин. Слабые тектонические движения платформенного типа на участке, контролируемом зонами глубинных разломов: Каскеленской, Алмаатинской и Южно-Джунгарской, привели к заложению западного участка Илийской впадины на месте устойчивых триасово-юрских поднятий. На крайнем юго-востоке Илийской впадины в области устойчивых триасово-юрских опусканий началось формирование Кетменьского хребта. От Джаркентской впадины поднятие хребта Кетмень ограничивалось восточной ветвью Северо-Тяньшанского глубинного разлома. На севере Джаркентская впадина от поднятий на месте современного хребта Кунгей Алатау отделялась зоной Южно-Джунгарского глубинного разлома. Наиболее интенсивно прогибалась ее центральная часть, контролируемая восточными отрезками Алмаатинского и Заилийского глубинных разломов (рис. 9). Область опускания Каркаринско-Текесской впадины отграничивалась на юге от поднятия на месте современного хребта Терской Алатау зоной Терскойского глубинного разлома. На юго-западе она отделялась от поднятий, возникших в это время на месте триасово-юрских нисходящих движений Иссык-Кульской впадины. Нарастание тектонической активности зоны Северо-Тяньшанского глубинного разлома привело к развитию Чуйской впадины. На востоке она распадалась на две ветви. Первая протягивалась в северо-восточном направлении по зоне Чон-Кеминского грабена и разделяла поднятия на месте современных хребтов Заилийского и Кунгей Алатау. Вторая, юго-восточная, сформировалась на месте устойчивых триасово-юрских поднятий восточного окончания современного Киргизского хребта и западного отрезка Иссык-Кульской впадины. На западе по зоне Ку-

рагатынского глубинного разлома разделялись области слабых опусканий Чуйской впадины и интенсивных опусканий и морского осадконакопления Чу-Сарысуьской впадины. На крайнем северо-западе региона в поздне меловое время сформировалась область слабых нисходящих тектонических движений на месте юрских слабых поднятий.

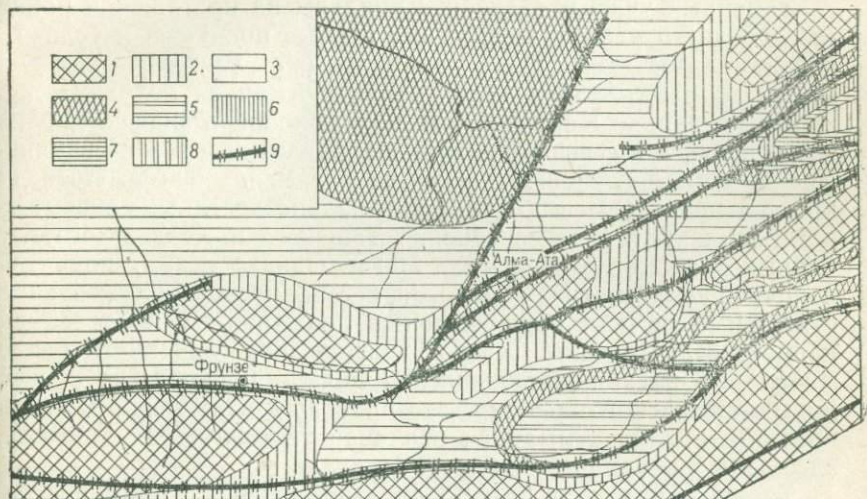


Рис. 9. Палеотектоническая схема мезозоя.

1 — область интенсивных поднятий; 2 — область слабых поднятий; 3—8 — области опусканий (3 — от 0 до 200 м, 4 — от 200 до 400 м, 5 — от 400 до 600 м, 6 — от 600 до 800 м, 7 — от 800 до 1000 м, 8 — более 1000 м); 9 — зоны глубинных разломов

Все изложенные данные дают возможность оценить направленность и суммарную величину мезозойских тектонических движений, которые нашли свое отражение на схеме мезозойских тектонических движений (см. рис. 9). Схема наглядно свидетельствует о том, что на протяжении рассматриваемого отрезка времени на участках, контролируемых зонами глубинных разломов, преобладали дифференцированные, преимущественно нисходящие тектонические движения. В результате к концу данной эпохи сформировалась система депрессий, ограниченных пологими возвышенностями с незначительными относительными превышениями. Максимальной величины нисходящие движения достигли на восточном участке Илийской впадины. Здесь по восточным отрезкам Заилийского и Алмаатинского глубинных разломов величина отрицательных подвижек превысила 1000 м. В северном направлении в пределах влияния зон Алмаатинского и Южно-Джунгарского глубинных разломов величина опусканий колеблется от 100 до 600 м. Далее к северу расположены поднятия мезозойского времени. В южном направле-

нии интенсивность нисходящих движений уменьшается от 600 до 0 м в зонах влияния Заилийского и Северо-Тяньшанского глубинных разломов. От Каркарино-Текесской впадины Джаркентская впадина отделялась возвышенностью на месте современного хребта Кетмень. Опускания, контролируемые зоной Терскейского глубинного разлома, здесь превысили 500 м. Южное крыло разлома испытывало устойчивые поднятия.

Западный участок Илийской впадины на протяжении раннего и среднего мезозоя испытывал слабые поднятия, и только в поздне меловое время здесь изменился знак тектонических движений. В результате к концу эпохи суммарная величина движений на западе Илийской впадины приобрела значение, близкое к нулю, а в северо-западном направлении и в зоне влияния Каскеленского глубинного разлома превысила 200 м. Нисходящие движения в Иссык-Кульской впадине достигли максимальной величины в зоне сочленения Тюпского и Киргизского глубинных разломов и превысили 500 м. Однако слабые поднятия, получившие развитие в меловое время, несколько уменьшили суммарный эффект отрицательных движений. В пределах западного отрезка зоны Северо-Тяньшанского глубинного разлома слабые нисходящие движения начали проявляться с середины мезозойского времени. Это привело к заложению Чуйской впадины, однако суммарная величина тектонических движений здесь получила значение, близкое к нулю.

Таким образом, в результате мезозойских тектонических движений в пределах Северного Тянь-Шаня произошли значительные преобразования рельефа (см. рис. 9). На месте горных сооружений и межгорных впадин, сформировавшихся в конце перми, в триасовое время развивались соответственно депрессии и поднятия. Эти преобразования нашли дальнейшее развитие в юрское время. Горный рельеф был значительно сивелирован к концу мелового времени. Однако, по всей видимости, полного выравнивания рельефа не произошло, и на месте современных горных хребтов сохранились приподнятые участки. Отрицательная направленность тектонических движений привела к формированию современных межгорных впадин Северного Тянь-Шаня. На протяжении всего последующего времени они продолжали развиваться в границах, сформировавшихся к концу позднего мела.

Количественная оценка интенсивности мезозойских тектонических движений по методу, разработанному В. И. Бунэ, М. В. Гзовским, В. Н. Крестниковым и И. Л. Нерсесовым (1958), показывает, что за отрезок времени с конца триаса до конца позднего мела (около 125 млн. лет) средняя величина градиента вертикальных тектонических движений в пределах региона варьировала в широких пределах. Своего максимума она достигла на юго-востоке Иссык-Кульской впадины (рис. 10). Здесь смещения по зоне Терскейского разлома превысили 600 м

и, следовательно, градиент достиг величины $2,5 \cdot 10^{-9}$. На северо-востоке, в зоне Южно-Джунгарского глубинного разлома, на небольшом отрезке градиент был равен $8 \cdot 10^{-10}$. На остальной территории он достигал величин $1,5 \cdot 10^{-10}$, $8 \cdot 10^{-11}$ и $1,5 \cdot 10^{-11}$.

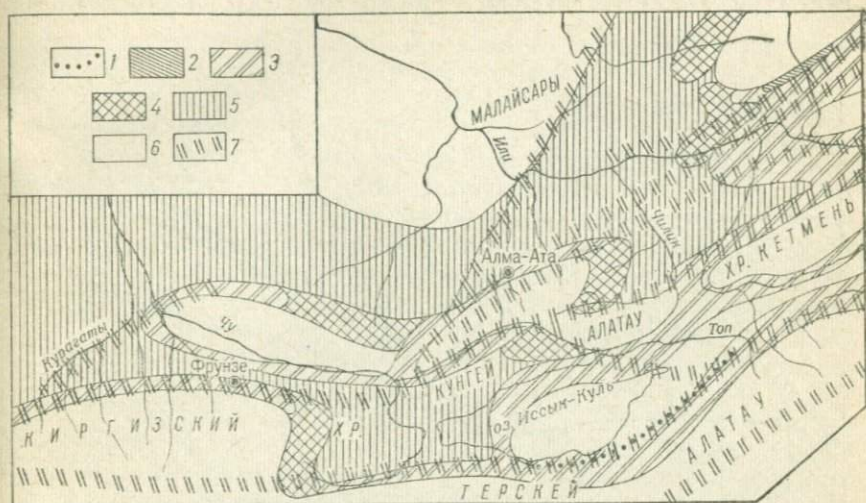


Рис. 10. Схема распределения градиентов скорости вертикальных тектонических движений в мезозое.

1—6 — средняя величина градиента (1— $2,5 \cdot 10^{-9}$ м/м·год, 2— $8 \cdot 10^{-10}$ м/м·год, 3— $1,5 \times 10^{-10}$ м/м·год, 4— $8 \cdot 10^{-11}$ м/м·год, 5— $1,5 \cdot 10^{-11}$ м/м·год, 6—0); 7 — зоны глубинных разломов

Относительно высокие скорости нисходящих вертикальных тектонических движений обусловили формирование крупных депрессий, окруженных пологими возвышенностями.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

Палеогеновый период. Тектонический режим, установившийся в конце мезозойского времени, продолжал сохраняться и в начале кайнозойской эры. Для большей части палеогена исследователи Тянь-Шаня (Шульц, 1948; Гзовский, 1961; Крестников, 1961) устанавливают платформенный режим развития.

Характерные особенности тектонического развития Северного Тянь-Шаня в палеогене обусловлены особенностями геологического развития Средней Азии и Казахстана в это время. Начавшаяся еще в альбском веке трансгрессия развивалась с временными спадами до эоцена включительно. Собственно, в пределах Северного Тянь-Шаня нисходящий характер тектонических движений привел к окончательному формированию современных очертаний межгорных впадин. Интенсивные под-

вижки по зоне Северо-Тяньшанского глубинного разлома, сопровождавшиеся вулканической деятельностью, обусловили заложение в Чу-Сарысуйской впадине (в районе г. Фрунзе) локального опускания (рис. 11, разрез по линии А—Б). На крайнем западе с этого времени оживает зона глубинного разлома,

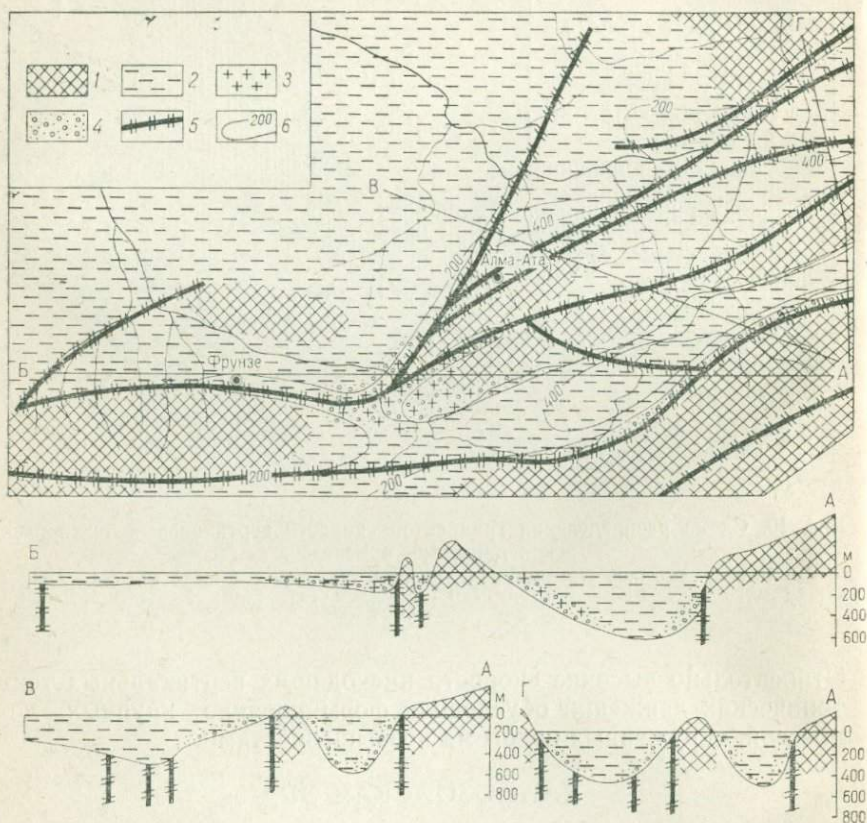


Рис. 11. Палеотектоническая схема палеогенового времени.

1 — области поднятий; 2 — области опусканий и накопления песчано-глинистых отложений; 3 — вулканогенные образования; 4 — песчано-конгломератные отложения; 5 — зоны глубинных разломов; 6 — изолинии равных мощностей

фиксируемого современной долиной р. Курагаты. На востоке собственно Чуйская впадина в это время соединялась с Иссык-Кульской. На остальной территории рассматриваемого региона преобладали слабые восходящие движения.

Олигоценное время характеризовалось новыми импульсами дифференцированных тектонических движений. Однако они не привели к перестройке областей размыва и осадконакопления. Продолжалось развитие Илийской впадины, в пределах кото-

рой наиболее интенсивно погружающиеся восточная и западная части разделялись менее опущенной центральной. Интенсивно прогибались Каркаринская и Текесская впадины (см. рис. 11, разрезы по линиям А—В, А—Г). Последняя на западе соединялась с Иссык-Кульской, которая в свою очередь испытывала значительное опускание. Оно достигло 500 м на участках, контролируемых зонами Тюпского и Терсейского глубинных разломов. На западе Иссык-Кульская впадина соединялась с Чуйской, которая здесь разветвлялась на юго-восточную и восточную ветви. Первая объединяла эти впадины, а вторая протягивалась по Чон-Кеминскому грабену. На западе, в районе г. Фрунзе, продолжалось развиваться локальное погружение. На всем протяжении Чуйская впадина контролировалась зоной Северо-Тяньшанского глубинного разлома. Все названные впадины к концу олигоцена обрамлялись крупными возвышенностями, располагавшимися на месте современных хребтов. С конца олигоцена происходит резкое усиление дифференцированных тектонических движений с преобладанием восходящих; во впадины с обрамляющих поднятий поступал в большом количестве уже более грубообломочный материал. С этого времени начался новый этап развития региона. Платформенный режим закончился, и наступил этап активизации тектонических движений.

Неогеновый период. Как известно, большая часть Северной Азии занята обширной эпигерцинской платформой. Эта платформа делится на две части: активизированную и неактивизированную в процессе альпийских движений земной коры (Белосов, 1954). Альпийские движения и различия в степени активизации отдельных частей платформы особенно ярко проявились в неоген-четвертичное время.

Как отмечалось выше, в конце олигоцена и в миоцене произошло значительное усиление тектонической активности. С этого момента начинается этап активизации тектонических движений. Илийская впадина в это время продолжала испытывать нисходящие движения, которые захватили значительно большие площади по сравнению с олигоценом. На севере она ограничивалась возвышенностью, существовавшей в области современного Джунгарского Алатау, а на юге — кулисообразно расположенными поднятиями на месте Заилийского Алатау и хребта Кетмень. В ее пределах в субаквальных условиях накапливался тонкозернистый материал — глины, алевролиты, мелкозернистые песчаники, местами с прослоями и линзами гипсов. По направлению к краевым частям впадины происходило постепенное огрубление терригенного материала, а местами, в прибортовых ее частях, формировались конгломераты.

Судя по характеру распределения осадков и их мощностей, в Илийской впадине можно выделить несколько участков, испытывавших в рассматриваемое время различную интенсивность

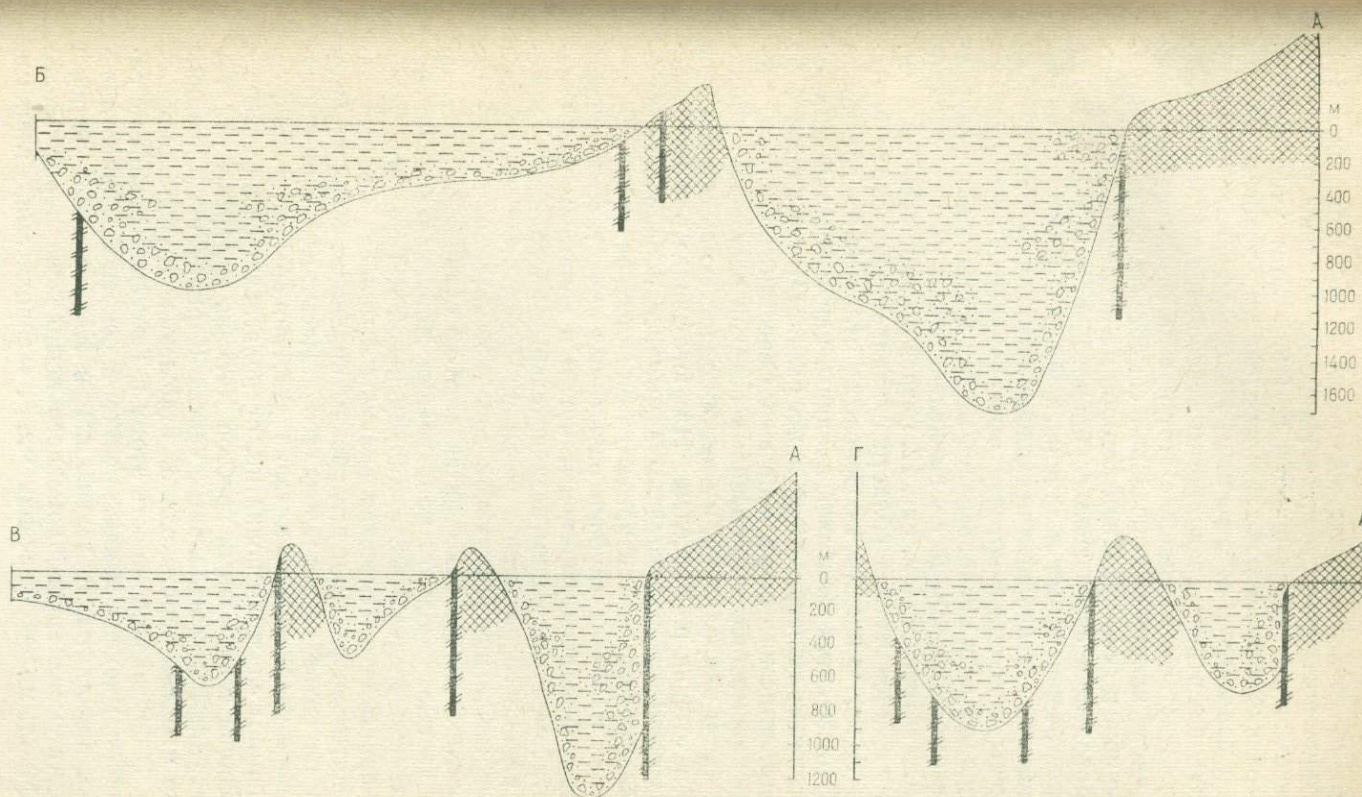
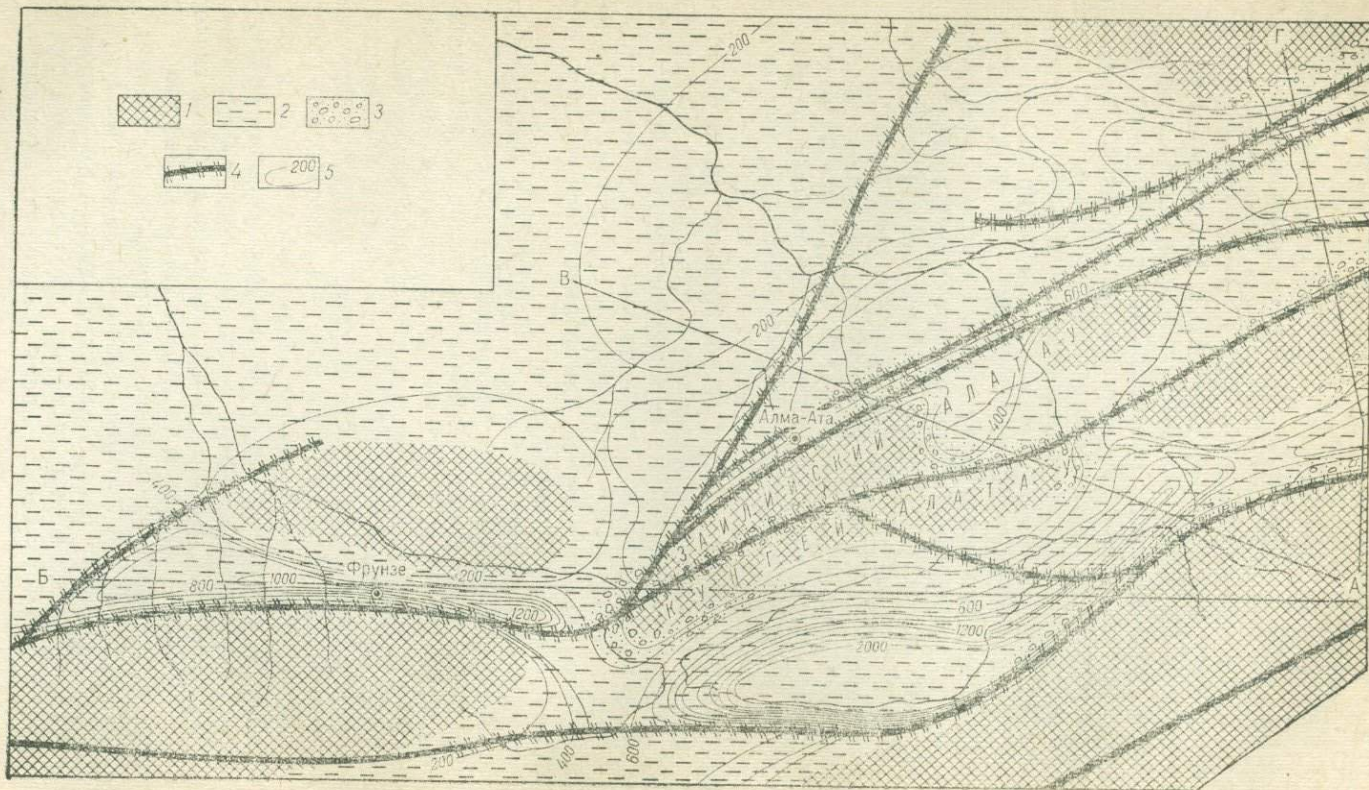


Рис. 12. Палеотектоническая схема миоценового времени.

1 — области поднятий; 2 — области опусканий и накопления песчано-глинистых отложений; 3 — песчано-конгломератные отложения; 4 — зоны глубинных разломов; 5 — изолинии равных мощностей

нисходящих движений. Наиболее значительной величины они достигли на двух участках: восточном и западном (рис. 12). Осевая зона восточного участка Илийской впадины располагалась несколько севернее широты р. Или. Этот участок имел асимметричное строение и характеризовался пологим южным бортом и более крутым северным. На северо-западе от Илийской впадины отвечался прогиб северо-западного простирания. Впоследствии, в плиоцене этот прогиб отмежевался от основной части впадины и образовал самостоятельную структурную единицу, в формировании которой не последнюю роль сыграла проходящая здесь зона глубинного разлома. Не менее сложнопостроенным был и западный участок Илийской впадины. Наиболее интенсивные нисходящие движения здесь были приурочены к области, которая вытягивалась в северо-восточном направлении и располагалась между тремя зонами глубинных разломов: на западе — Каскеленской, а на юге Заилийской и Алмаатинской (см. рис. 12, разрез по линии А—В). Наиболее опущенной частью области оказалась зона около г. Алма-Аты. Здесь мощность миоценовых отложений превысила 600 м. Этот участок Илийской впадины, как и восточный, имел асимметричное строение, с той лишь разницей, что крутой борт располагался не на севере, а на юге. Северный борт был пологим, так как мощность миоценовых осадков постепенно убывает в северном направлении, и осадки полностью выклиниваются в нижнем течении р. Каскелен. На юго-западе рассматриваемый участок Илийской впадины замыкался в районе сочленения Каскеленского и Заилийского глубинных разломов.

Эти два наиболее глубоко опущенных участка Илийской впадины соединялись узким, вытянутым в широтном направлении прогибом, испытывавшим незначительные нисходящие движения. В районе современного устья р. Чилик этот прогиб был осложнен небольшой локальной зоной, в которой нисходящие движения проявились более интенсивно по сравнению с остальной его частью. В южном направлении Илийская впадина непосредственно соединялась с Каркаринской и Текесской.

Каркаринская и Текесская впадины в миоцене были связаны сравнительно узким и неглубоким проливом. Каркаринская впадина на юго-западе соединялась с Иссык-Кульской. Области сноса терригенного материала в Каркаринскую и Текесскую впадины служили поднятия, располагавшиеся на севере и юге в районе современных хребтов Кетмень и Терскей Алатау соответственно. В центральных частях Каркаринской впадины в начале миоцена происходило отложение грубообломочных осадков. В противоположность этому в Текесской впадине с самого начала миоцена накапливались в основном глины, алевролиты и аргиллиты. В дальнейшем в Каркаринской впадине происходит смена грубообломочного комплекса пород более мелкозернистым — песчаниками, алевролитами, глинами.

В центральных частях этих впадин осадки формировались в субаквальных и озерных условиях. Однако в течение всего миоцена в краевых частях рассматриваемых впадин отлагались красноцветные грубообломочные делювиально-пролювиальные осадки. Как видно из схемы мощностей, наиболее интенсивные нисходящие движения были приурочены к центральному частям этих впадин, где мощность миоцена превышает 600 м (см. рис. 12, разрезы по линиям А—В, А—Г).

В Чуйской впадине в миоцене нисходящие тектонические движения резко усилились и достигли в районе г. Фрунзе 1000 м. Здесь происходило накопление соленосной алевролитово-глинистой толщи. Область седиментации также охватывала северные склоны Киргизского хребта и протягивалась на восток, где соединялась с Иссык-Кульской впадиной. В ответвлении Чон-Кеминского грабена продолжал накапливаться грубообломочный материал, областями сноса которого служили поднятия, обрамлявшие грабен.

Иссык-Кульская впадина наиболее интенсивно прогибалась в своей центральной части, чему способствовали интенсивные подвижки по зонам Тюпского и Терсейского глубинных разломов. Величина опусканий здесь превысила 2000 м. Одновременно происходило воздымание обрамлявших впадины хребтов.

В плиоценовое время унаследованность развития межгорных впадин региона продолжала сохраняться. Произошли лишь некоторые частные изменения в распределении проявления наиболее интенсивных нисходящих движений. По сравнению с миоценовым временем области аккумуляции расширились. В плиоцене Илийская впадина снова стала испытывать нисходящие движения без какого-либо заметного изменения структурного плана. Сохранилось прежнее ее строение, т. е. она разделялась на два участка — восточный и западный. Восточный участок впадины был сравнительно просто устроен. Он имел асимметричное строение. Северный ее борт был крутой и по зоне глубинного Южно-Джунгарского разлома примыкал к хребту Джунгарский Алатау. Южный — пологий протягивался к хребту Кетмень. Наиболее опущенная часть впадины лежала к северу от современной р. Или и уходила на востоке за пределы СССР. Общая мощность неогеновых осадков здесь превышает 1600 м. Локальный прогиб на северо-западе Джаркентской впадины, который наметился еще в конце олигоцена, в рассматриваемое время совершенно обособился по зоне Южно-Джунгарского глубинного разлома и образовал самостоятельную впадину с амплитудой нисходящих движений в 600 м и более (рис. 13, разрез по линии А—Г).

Западный участок Илийской впадины был построен более сложно. В целом он сохранил свои очертания с олигоцен-миоцена. Наиболее опущенная его область располагалась в районе с. Алма-Аты и была осложнена Заилийским и Алма-Атинским

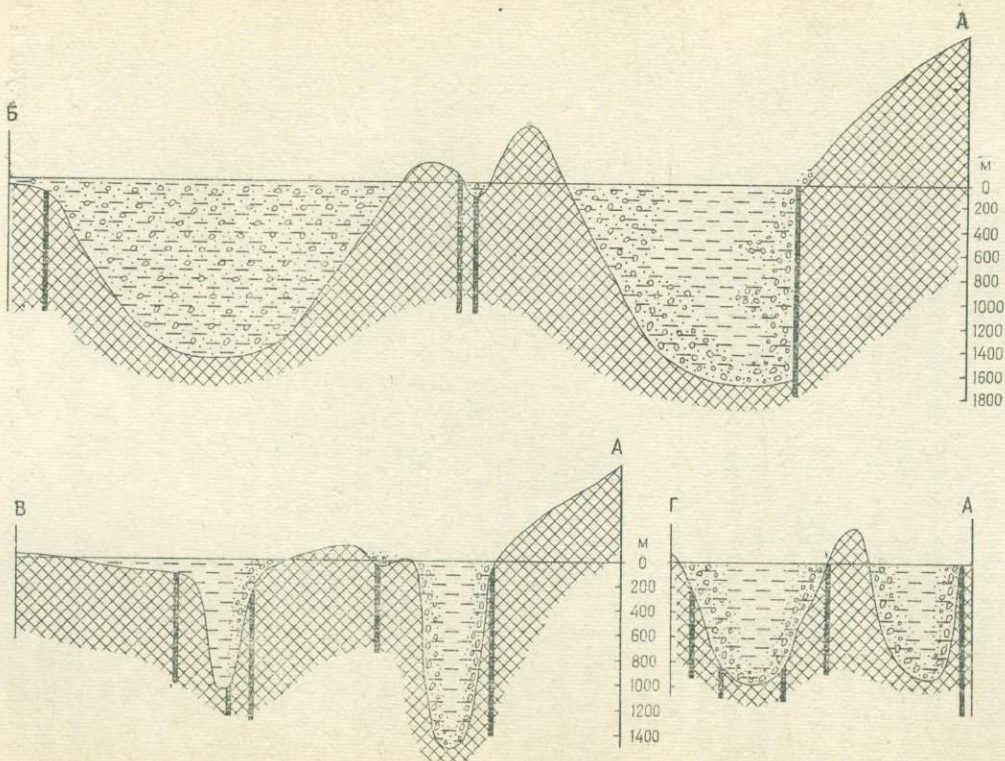
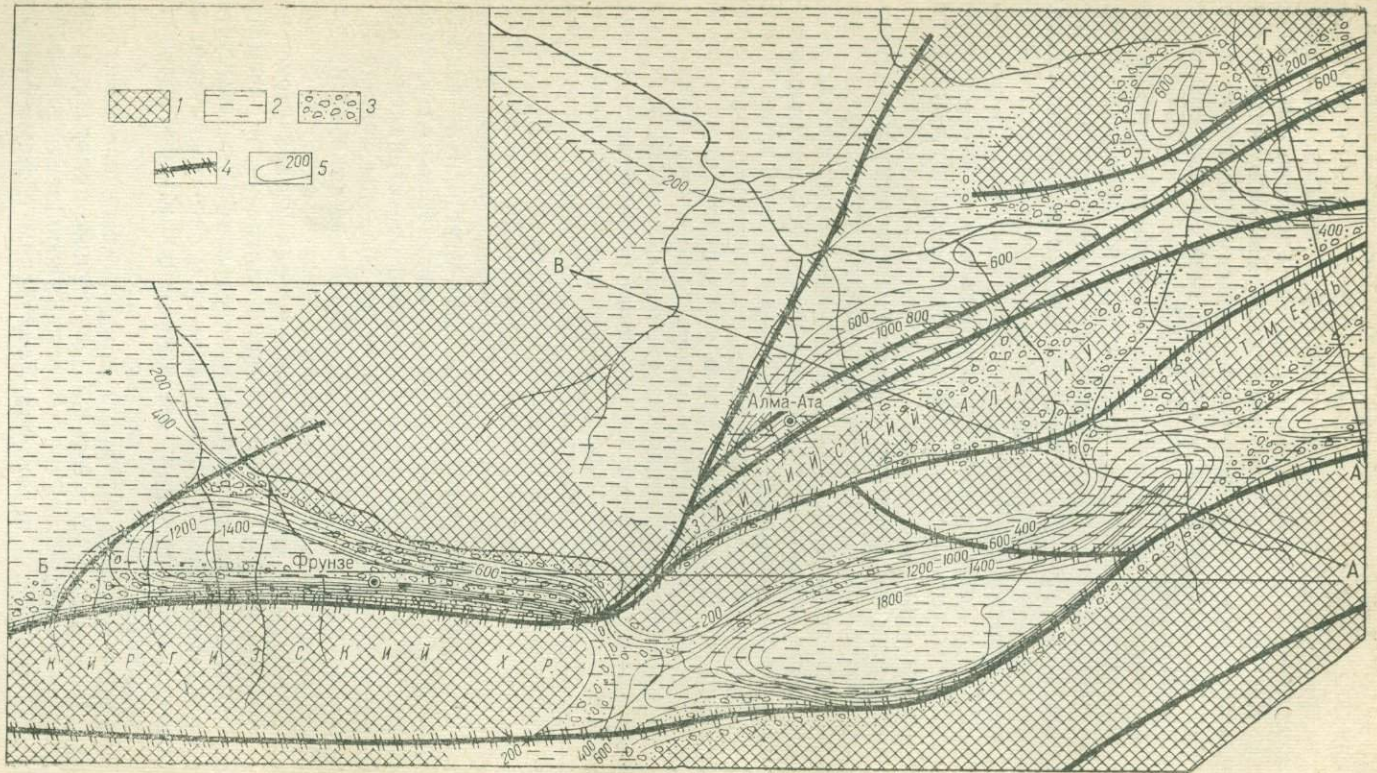


Рис. 13. Палеотектоническая схема плиоценового времени.

1 — области поднятий; 2 — области опусканий и накопления песчано-глинистых отложений; 3 — песчано-конгломератные отложения; 4 — зоны глубинных разломов; 5 — изолинии равных мощностей

глубинными разломами. Судя по мощности накопившихся отложений, часть области, располагавшаяся к северу от указанных глубинных разломов, испытала наибольшие нисходящие движения. Здесь накопилось свыше 1000 м осадков, представленных в основном песчано-глинистым материалом, отлагавшимся в озерных условиях. Интенсивность опускания плавно уменьшалась в северном направлении. Локальный прогиб в районе устья р. Чилик, заложившийся в конце олигоцена, продолжал развиваться и в плиоцене. В нем за это время накопилось более 600 м отложений (см. рис. 13, разрез по линии А—В).

В результате дифференцированных движений среднего плиоцена на северо-востоке современного хребта Заилийский Алатау образовался ряд небольших межгорных впадин. Так, видимо, в это время сформировались Сюгатинская и Жаланашская впадины и разделявшие их хребты: Далашик, Кулуктау, Турайгыр, Сюгаты. В этих небольших впадинах накапливались в субаквальных условиях песчано-глинистые отложения. К концу плиоцена в них отлагались преимущественно конгломераты и гравелиты.

В плиоценовое время на юге района имелась сложнопостроенная впадина, объединявшая современные Каркаринскую и Текесскую. На ее востоке и западе располагались участки, испытывавшие наиболее интенсивные нисходящие движения. Здесь мощности накопившихся осадков превышают 1000 м. Эти участки наиболее интенсивного прогибания совпадали с современными Каркаринской и Текесской впадинами и соединялись между собой сравнительно широким прогибом. С юга эта единая впадина по зоне Терскейского глубинного разлома отделялась от хребта, имевшегося на месте Терскей Алатау, а на севере была обрамлена горами, существовавшими на месте хребта Кетмень. В юго-западном направлении впадина соединялась с Иссык-Кульской. В этой единой Каркарино-Текесской впадине, как и в Илийской, в начале накапливались тонкообломочные осадки — глины, алевролиты, тонкозернистые песчаники, отлагавшиеся преимущественно в озерных условиях, которые вверх по разрезу к концу плиоцена сменились мощной валунно-галечниково-конгломератовой толщей.

В результате плиоценовых тектонических движений к востоку от Чуйской впадины произошло разрастание горных сооружений. Интенсивный рост хребтов Кунгей Алатау, Заилийского Алатау, Киргизского и Кандыктасских гор привел к обособлению Чон-Кеминского грабена. Чуйская впадина продолжала испытывать прогибание. Особенно интенсивно погружался ее западный отрезок, где величина нисходящих движений превысила 1000 м. В восточном направлении интенсивность нисходящих движений не превышала 200 м (см. рис. 13, разрез по линии А—В).

В плиоцене «пролив», соединявший Иссык-Кульскую и Чуй-

скую впадины, сильно сократился. Сократилась несколько и область опускания в самой Иссык-Кульской впадине за счет более интенсивного воздымания ее горного обрамления. Нисходящие движения охватили в основном центральную часть впадины, контролируемую зонами Тюпского и Терскейского глубинных разломов. Интенсивно погружался участок, объединявший Иссык-Кульскую и Текесскую впадины. Максимальная величина нисходящих движений здесь превысила 2000 м.

Заканчивая рассмотрение истории развития рельефа Северного Тянь-Шаня в неогене, следует отметить, что на протяжении миоценового времени в пределах региона преобладал относительно теплый и влажный климат. Палеоботанические данные позволяют оценить сумму годовых осадков в конце миоцена в 1000—1500 мм (Марков, 1971). Склоны невысоких гор в это время покрывали леса, флористически близкие к современным. При этом преобладали мезоксерофильный клен, граб, дуб, липа и кустарники, представленные *Acer*, *Amygdalus*, *Chesneya*, *Amorpho*, *Podogonium*, *Berberis*, *Celtis*, *Juniperus* (Корнилова, 1966). Центральные части впадин были заняты степной растительностью. Нарастание дифференцированных тектонических движений в плиоцене привело к созданию высокогорного рельефа. Однако до конца этого времени продолжали сохраняться обширные степные пространства в ряде межгорных впадин, о чем свидетельствуют фаунистические и флористические комплексы. В предгорьях и на склонах гор была развита лесная растительность.

Четвертичный период. Характер тектонических движений этого времени отражает схема четвертичных относительных тектонических движений (рис. 14). Обычно при составлении аналогичных схем авторы используют в качестве опорного маркирующего уровня поверхность четвертичных террас. Однако, как показал И. В. Мушкетов (1890, 1891), в пределах Северного Тянь-Шаня в горных и предгорных районах комплексы низких голоценовых и верхнечетвертичных террас отсутствуют. В результате катастрофических землетрясении долины рек Северного Тянь-Шаня, вошедшие в зону девятибалльных сотрясений, неоднократно были захоронены — в горных районах на всем протяжении от верховий до предгорий, в предгорьях на отдельных отрезках. В ряде случаев величина завалов достигла высоты 80—100 м. Комплексы террас, расположенные выше отметки погребения, в большинстве случаев сорваны и их корреляция крайне затруднительна. И. В. Мушкетов (1890—1891) показал, что террасовидные поверхности, расположенные над современными руслами рек до отметок 50—80 м, являются образованиями, возникшими в результате прорыва речных завалов, и поэтому не могут быть использованы для тектонических построений.

Помимо сильных землетрясений, в данном районе извест-

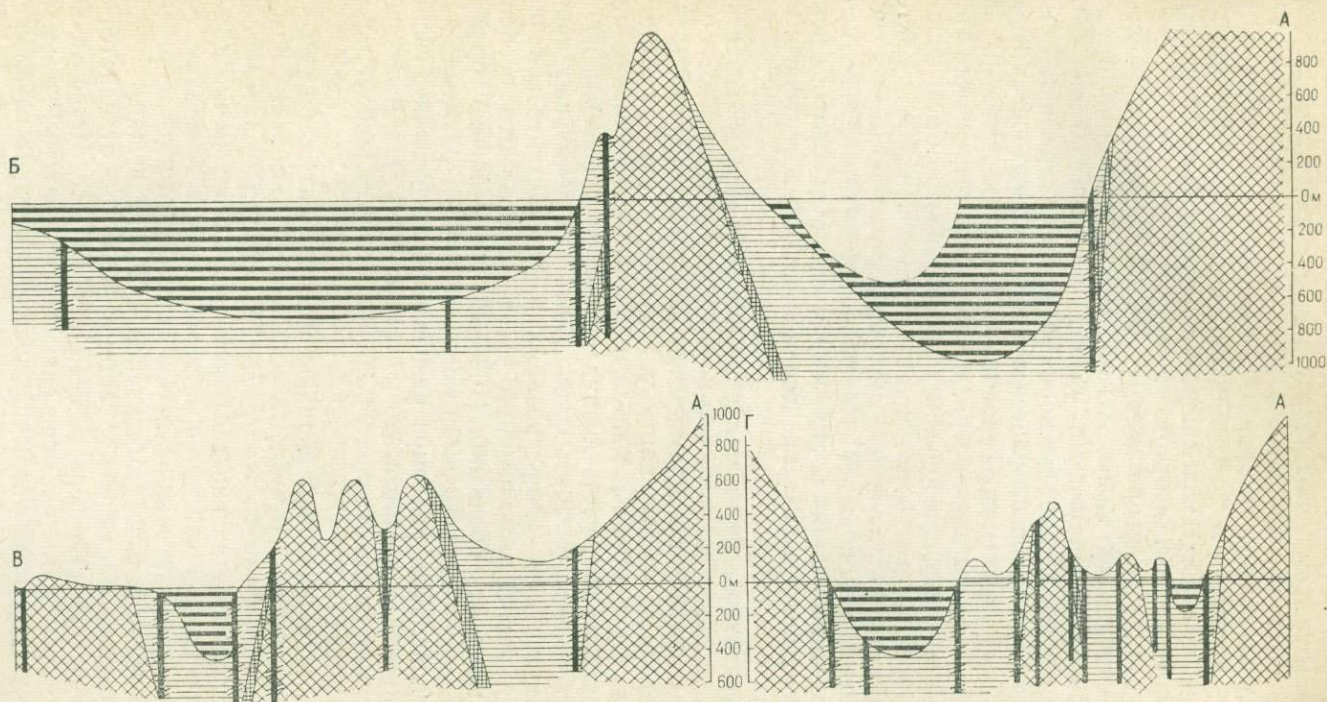
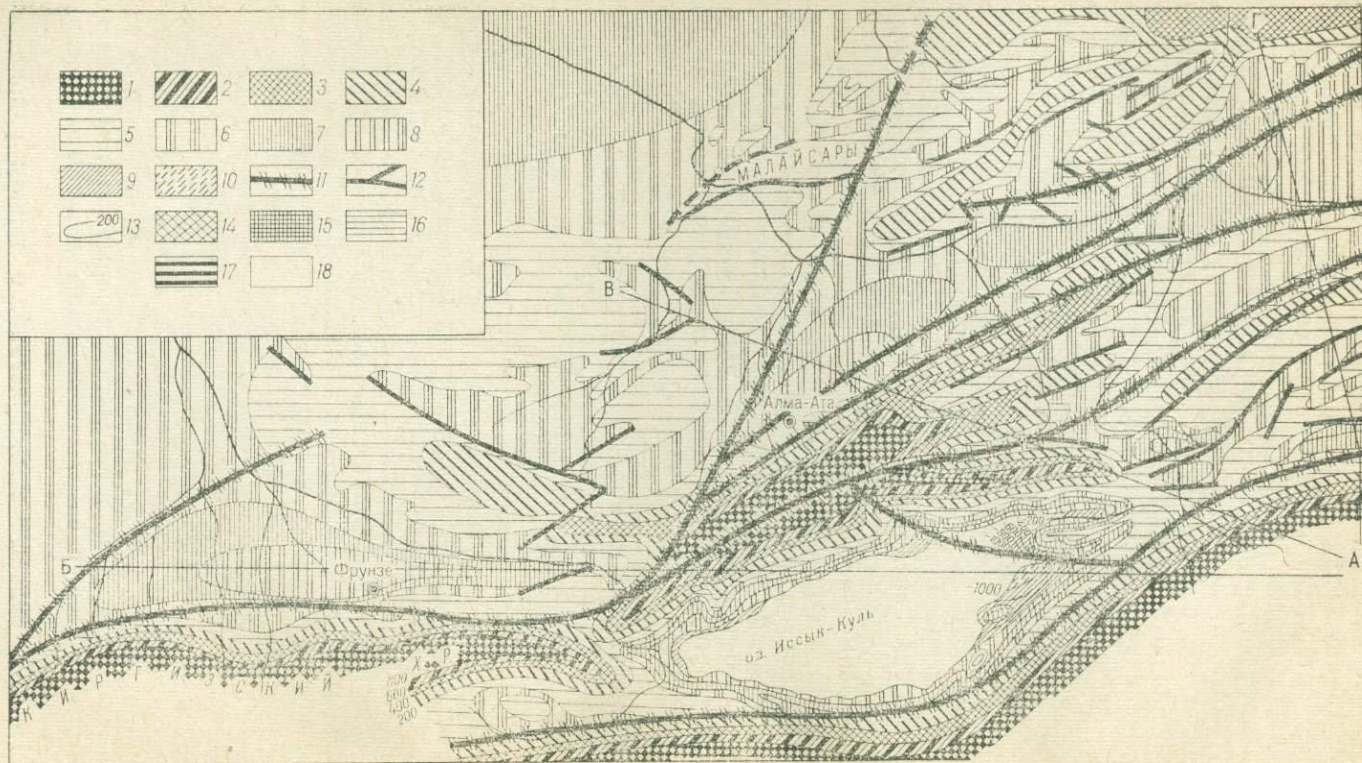


Рис. 14. Палеотектоническая схема четвертичного времени.
 1—6 — области поднятий (1 — более 1000 м, 2 — от 1000 до 800 м, 3 — от 800 до 600 м, 4 — от 600 до 400 м, 5 — от 400 до 200 м, 6 — от 200 до 0 м); 7—10 — области опусканий (7 — от 0 до 200 м, 8 — от 200 до 400 м, 9 — от 400 до 600 м, 10 — более 600 м); 11 — зоны глубинных разломов; 12 — региональные разломы; 13 — изолинии равных смещений; 14 — палеозойские образования; 15 — мезозойские образования; 16 — палеоген-неогеновые образования; 17 — четвертичные отложения; 18 — слабо изученные участки

ны случаи возникновения катастрофических селей, в результате которых комплексы низких террас в предгорной части постоянно претерпевают значительные разрушения. При выходе во впадины селевые потоки захороняют обширные пространства и в том числе долины рек. Во впадинах, вследствие интенсивных нисходящих тектонических движений, речные террасы погребены под более молодыми отложениями.

Все сказанное привело к тому, что при составлении схемы четвертичных относительных тектонических движений в качестве опорного маркирующего уровня, достаточно точно отражающего тектонические движения в пределах региона, была взята эоплейстоценовая полигенетическая поверхность выравнивания. В результате дифференцированных тектонических движений она была смещена на различные гипсометрические уровни. При изучении водораздельных частей хребтов были использованы врезы рек, носящие антецедентный характер. В пределах впадин изучался материал, положенный в основу схемы фаций и мощностей. Несмотря на значительные недостатки указанных данных, полученная схема достаточно полно отражает относительный характер четвертичных тектонических движений.

В четвертичное время Илийская впадина продолжает испытывать опускание, общий план которого унаследован от более ранних этапов. Вместе с тем, резко возрастает дробность движений, осложняя общую картину. Особенно это заметно на участке, контролируемом Каскеленским и Алмаатинским глубинными разломами, где величина опусканий превысила 500 м. В среднем течении р. Курты заложилась два локальных прогиба, ограниченные на севере разломами. На контакте коренных пород с рыхлыми отложениями здесь наблюдаются особенно большие мощности последних (100—300 м). В районе гор Калканы, по зоне Южно-Джунгарского глубинного разлома и системе региональных разломов развивается погружение, где величина опусканий достигла 500 м. От гор Катун, испытывающих поднятие, последнее отделяется крупным региональным разломом (см. рис. 14).

На востоке Илийской впадины в Джаркентской депрессии на участке, контролируемом глубинными разломами Южно-Джунгарским, Алмаатинским, Заилийским, Северо-Тяньшанским, продолжают развиваться интенсивные опускания (500—600 м). Восточное окончание хребта Заилийский Алатау, распадаясь на ряд отрогов, образует грабенообразные депрессии; крупнейшими являются Сюгатинская и Жаланашская.

Сюгатинская впадина по системе разломов отделяется от хребтов Сюгаты на севере и Турайгыр на юге. Четвертичный врез рек Чарын и Чилик, пересекающих соответственно ее восточную и западную части, показывает, что впадина испытывала в четвертичное время восходящие движения. В центральной

части они достигли 100 м, в прибортовых 200 м. Жаланашская впадина ограничена на севере хребтом Турайгыр и горами Кулуктау, на юге — хребтом Кунгей Алатау. Строение долин рек Чилик, Чарын, Темерлик показывает, что в четвертичное время впадина испытывала восходящие движения. В центральной части величина четвертичного вреза превысила 100 м. К востоку интенсивность воздыманий уменьшается.

Строение долин рек Кегень и Каркара показывает, что центральная часть одноименных впадин в четвертичное время испытывала опускание. Весь комплекс надпойменных террас здесь погружен и перекрыт молодыми осадками. В долинах рек Каркара и Кегень имеется только высокая (до 3 м) пойма. Окраины впадин испытывали воздымание, которое привело к формированию в речных долинах серии террас. Оценить количественно восходящие движения здесь можно на участке между горами Шольдаыр и отрогами хребта Кетмень, где величина четвертичного вреза рек близка к 100 м. На западе Кегеньской впадины в долинах рек Каркара и Кенсу величина четвертичных врезов превышает 100 м. От обрамляющих поднятий Каркаринская впадина отделяется системой крупных разломов, по которым фиксируются движения в четвертичное время. Наиболее интенсивно опускалась ее северо-восточная часть, где мощность четвертичных отложений превышает 500 м (см. рис. 14).

В четвертичное время значительная часть Текесской впадины испытывала поднятие, которое, судя по величине вреза р. Сумбе, достигло 100 м. Участок относительного прогибания сохранился на востоке, в долине р. Текес. Здесь террасы реки погружаются под современный аллювий, а суммарная мощность четвертичных накоплений превышает 200 м.

Нисходящие движения в Чуйской впадине достигли максимальной величины (около 500 м) в районе г. Фрунзе. На юго-востоке за счет вовлечения в поднятия прилегающих склонов Киргизского хребта эоплейстоценовая поверхность поднята на абсолютные отметки 800—900 м, а глубина четвертичных врезов рек достигает 200 м. Северный борт впадины в четвертичное время испытывает опускание. Здесь четвертичные осадки ложатся на размытую поверхность палеозоя, а их мощность достигает 100 м. В Иссык-Кульской впадине нисходящие движения охватывают всю центральную часть. Максимумы они достигают в районе сочленения Терской и Тюпской глубинных разломов и близки к 1000 м. Восходящие движения испытывает широкая полоса по южному борту впадины, пограничная с Текесско-Кегеньской впадиной, полоса на востоке и неширокая полоса на западе.

На крайнем северо-западе района в пределы изученной территории входит южное окончание Балхашской впадины, где величина четвертичных опусканий достигала 200 м.

Нарастание интенсивности восходящих движений привело к дальнейшему разрастанию горных сооружений. Так, хребет Заилийский Алатау испытывает особенно интенсивное воздымание на участке рек Каскелен — Талгар. Здесь эоплейстоценовые отложения подняты на высоту 1300—2000 м и образуют верхнюю предгорную ступень. Четвертичные врезы рек здесь имеют характер, близкий к antecedentному, и достигают относительной величины 800—1000 м. Четвертичные врезы рек Чонкемин и Чилик, протекающих между хребтами Заилийский и Кунгей Алатау, также близки к 800—900 м. Реки, стекающие с южного склона хребта Кунгей Алатау, имеют врезы около 700—800 м.

Интенсивность восходящих тектонических движений, охвативших северный склон хребта Терской Алатау, оценивается на основании величины четвертичных врезов (800—900 м) рек Максимуа они достигли на крайнем востоке и в центральной части северного склона. К западу интенсивность восходящих движений несколько уменьшается.

В четвертичное время продолжал испытывать интенсивное воздымание Киргизский хребет. На востоке в это время окончательно замкнулся пролив, объединявший Иссык-Кульскую и Чуйскую впадины. Поднятие распространилось на север и захватило краевую часть Чуйской впадины. На северном склоне хребта остатки эоплейстоценовой полигенетической поверхности фиксируются на абсолютных отметках 1500—1800 м. Крутосклонные узкие долины рек прорезают северный склон хребта до относительной высоты 800—900 м. Это позволяет оценить величину восходящих относительных движений (см. рис. 14, разрез по линии А—Б).

Значительной интенсивности тектонические поднятия достигли на южном склоне хребта Джунгарский Алатау и в его отрогах — хребтах Малайсары, Аркарлы, Чулак, Дегерес, Тюлькули, Катутау. Здесь эоплейстоценовая полигенетическая поверхность смещена на различные высоты по системам крупных разрывных нарушений, а величина antecedentных врезов рек достигает 100—500 м. Аналогичная картина наблюдается в хребтах Кетмень, Дал-Ашик, Тур-Айгыр, горах Сюгаты, Богуы, Кандыктас. Область четвертичных поднятий плато Карой р. Или прорезает antecedentной долиной со стометровым врезом (см. рис. 14 разрезы по линиям А—В и А—Г).

Количественная оценка интенсивности четвертичных тектонических движений с помощью градиента вертикальных тектонических движений (рис. 15) показывает, что за отрезок времени, равный миллиону лет, средняя величина градиента варьировала в широких пределах. Максимуа она достигла в пределах зон глубинных разломов ($3 \cdot 10^{-6}$). На обширных участках, контролируемых глубинными разломами, величина градиента превысила $8 \cdot 10^{-8}$. На остальной территории его значение достигло $1,5 \cdot 10^{-9} \div 8 \cdot 10^{-10}$.

Как показывает приведенный материал, четвертичное время характеризуется резкими дифференцированными тектоническими движениями и общим воздыманием ряда территорий, испытавших ранее опускание. Показателем высокой подвижности территории в настоящее время является высокий уровень ее

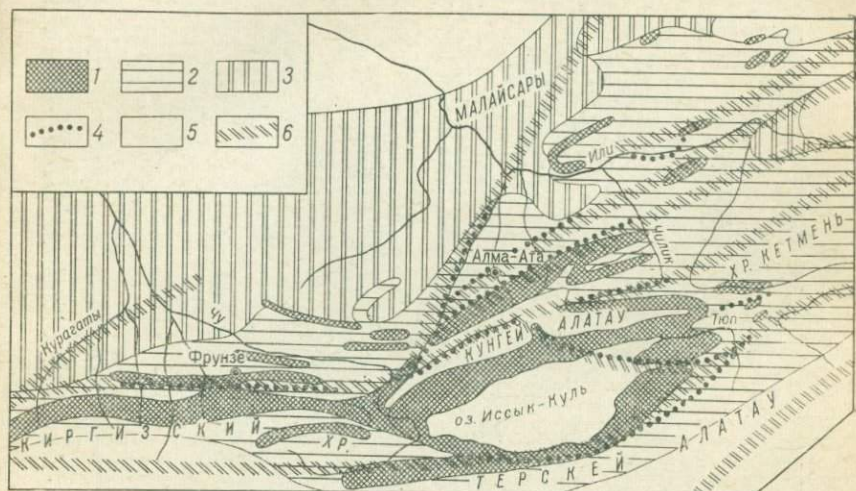


Рис. 15. Схема распределения градиентов скорости вертикальных тектонических движений четвертичного времени.

1—5 — средняя величина градиента (1— $8 \cdot 10^{-8}$ м/м·год, 2— $1,5 \cdot 10^{-9}$ м/м·год, 3— $8 \cdot 10^{-8}$ м/м·год, 4— $3 \cdot 10^{-6}$ м/м·год, 5—0); 6 — зоны глубинных разломов

сейсмической активности. Важно также подчеркнуть, что большая часть разломов, в том числе и все глубинные, наследует палеозойские зоны. Они разделяют основные современные структурные элементы рельефа.

Развитие рельефа в кайнозое, как показывает рассмотренный материал, четко разделяется на два периода. В первом, охватывающем нижний и большую часть позднего палеогена, преобладали нисходящие движения платформенного типа. Устойчивые нисходящие движения привели к опусканиям значительной части территории и к проникновению сюда палеогенового моря. Формировавшиеся в этих условиях тонкообломочные отложения позволяют заключить, что перепад относительных высот рельефа был незначителен. Не превышали, по всей видимости, 10° и уклоны рельефа. Исходя из этого, можно полагать, что максимальные абсолютные отметки рельефа вряд ли превышали 500 м. Нарастание дифференцированных тектонических движений в начале олигоцена не привело к формированию значительных возвышенностей. Создаваемые тектоникой неровности почти полностью сглаживались процессами размыва и осад-

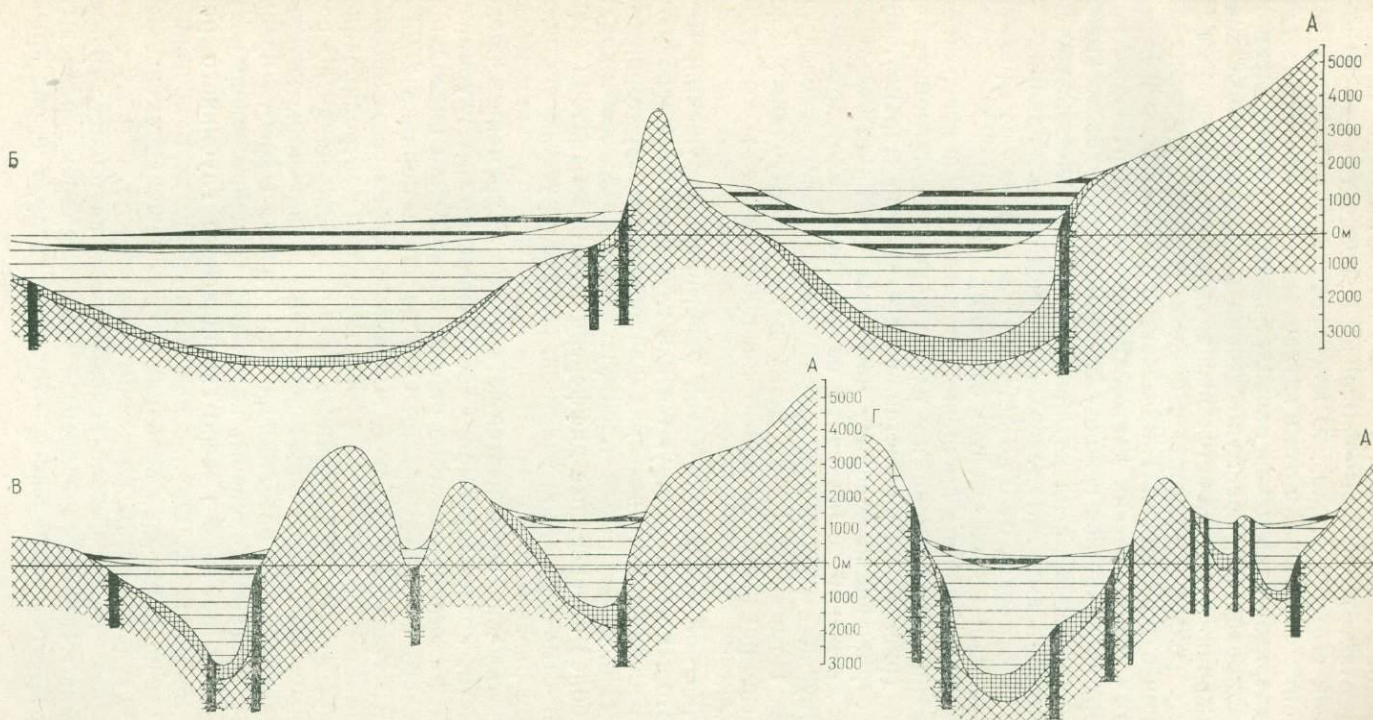
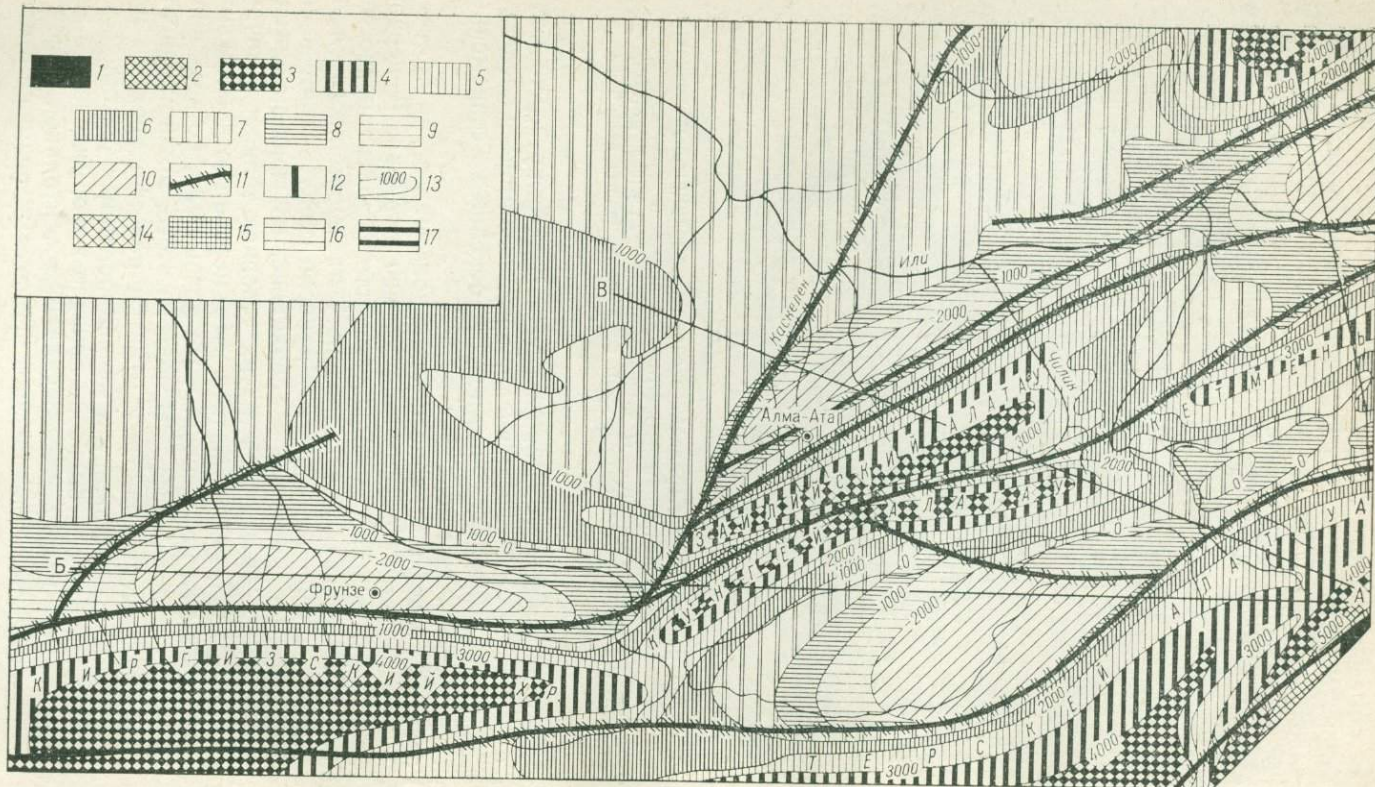


Рис. 16. Палеотектоническая схема неоген-четвертичного времени.

1-7 — области поднятий (1 — более 6000 м, 2 — от 6000 до 5000 м, 3 — от 5000 до 4000 м, 4 — от 4000 до 3000 м, 5 — от 3000 до 2000 м, 6 — от 2000 до 1000 м, 7 — от 1000 до 0 м); 8-10 — области опусканий (8 — от 0 до 1000 м, 9 — от 1000 до 2000 м, 10 — от 2000 до 3000 м); 11 — зоны глубинных разломов; 12 — региональные разломы; 13 — изолинии равных смещений поверхности выравнивания; 14 — палеозойские образования; 15 — мезозойские образования; 16 — палеоген-неогеновые образования; 17 — четвертичные отложения

конакопления. В результате к концу этого времени была выработана относительно выровненная поверхность со средней абсолютной высотой около 250 м (Гзовский, 1961). С вступлением в конце олигоцена в этап активизации тектонических движений Северный Тянь-Шань начинает испытывать интенсивные дифференцированные, преимущественно восходящие тектонические движения. Заканчивается первая фаза формирования современного рельефа межгорных впадин, и начинают возникать высокогорные сооружения Тянь-Шаня. В результате дифференцированных тектонических движений неоген-четвертичного времени сформировавшаяся к концу олигоцена поверхность выравнивания была смещена на различные гипсометрические уровни. В настоящее время эта поверхность лежит во впадинах на абсолютных отметках от 0 до 3000 м. В поднятиях ее фрагменты устанавливаются на высотах от 1000 до 4000 м.

Суммарная величина смещений доолигоценовой поверхности выравнивания отображена на схеме новейших тектонических движений (рис. 16). При составлении схемы за маркирующий уровень, отражающий величину новейших вертикальных тектонических движений, была взята абсолютная высота +500 м, соответствующая высоте над уровнем моря доолигоценовой поверхности. Помимо этого, на схему нанесены глубинные и региональные разломы, активные на протяжении всего этапа активности.

Наличие большого количества разрывных нарушений, многие из которых квалифицируются как глубинные, привело к тому, что новейшие тектонические движения на территории Северного Тянь-Шаня имели преимущественно блоковый характер. Наиболее интенсивные дифференцированные тектонические движения отмечаются на участках, контролируемых системой глубинных разломов.

На протяжении всего неоген-четвертичного времени в пределах области, контролируемой Северо-Тяньшанским глубинным разломом, на крайнем востоке района происходили нисходящие движения его северного крыла. Они достигли порядка 2500 м в области сочленения Чуйской впадины с Киргизским хребтом на меридиане г. Фрунзе. На востоке участок контролировался зоной Курагатинского глубинного разлома, Южное крыло разлома испытывало устойчивые восходящие движения, которые в центральной части антиклинория Киргизского хребта превысили 4000 м. Таким образом, величина смещения поверхности выравнивания по зоне Северо-Тяньшанского глубинного разлома на меридиане г. Фрунзе превысила 6000 м. В восточном и западном направлениях величина этого смещения уменьшается до 2000 м (см. рис. 16, разрез по линии А—Б).

Восточная часть Северо-Тяньшанского глубинного разлома — Кемино-Чиликский грабен, в новейшее время разделяла поднятия хребтов Заилийского и Кунгей Алатау, т. е. оба крыла

разлома испытывали здесь движения одного знака. Общая величина поднятия в центральной части хребтов превысила 4000 м. К востоку и западу она сокращается до 2000 м. Относительные опускания наблюдались лишь по зоне Кемино-Чиликского грабена. Величина смещения достигла здесь 2000 м. Дале к востоку, в районе сочленения хребта Кетмень и Илийской впадины северное крыло испытывало опускание, а южное — интенсивное воздымание. Величина смещения на этом отрезке колеблется в пределах 1000—3000 м (см. рис. 16, разрез по линии А—В). Северо-восточная ветвь Северо-Тяньшанского глубинного разлома в месте сочленения хребта Заилийский Алатау и Кандыктасских гор разделяет их на области интенсивного и наиболее интенсивного воздымания. Величина поднятия к востоку от разлома достигает 3000 м, а к западу 2000 м. Величина относительного смещения превышает 1000 м.

В центральной части хребта Кунгей Алатау от зоны Северо-Тяньшанского глубинного разлома отделяется зона Тюпского глубинного разлома. Здесь она разделяет восточную и западную части хребта, испытывающего воздымание. Максимальная величина поднятия достигла 4000 м. Далее к юго-востоку разлом отделяет Иссык-Кульскую впадину, испытывающую устойчивые нисходящие движения, от хребта Кунгей Алатау. Размах тектонических движений на этом участке превысил 6000 м.

На южной окраине района на протяжении новейшего этапа тектонических движений развивались дифференцированные движения по зоне Терсейской глубинного разлома. Южное крыло испытывало устойчивое воздымание, которое почти на всем протяжении северного склона превышало 4000 м. Опускание северного крыла достигло наибольшей величины (2500 м) на востоке Иссык-Кульской впадины. В западном и восточном направлениях оно уменьшалось до 500—1000 м. Общий размах смещения по зоне разлома в центральной части превысил 6000 м. В западном направлении он постепенно уменьшался до 4000 м.

Северо-восточная ветвь Северо-Тяньшанского глубинного разлома в месте сочленения антиклинориев хребта Заилийский Алатау и Кандыктасских гор разделяется на ряд самостоятельных глубинных разломов — Каскеленский, Алмаатинский и Заилийский. Каскеленский глубинный разлом на протяжении этапа активизации разделял западный участок Илийской впадины и область слабых движений платформенного типа. В западном направлении от разлома располагался участок эпигерцинской платформы, а в восточном — активизированный участок устойчивых нисходящих движений. Величина опускания в районе сочленения хребта Заилийский Алатау с Илийской впадиной достигла 2500 м. В северном направлении размах движений уменьшается, в районе р. Или не превышает 300 м (см. рис. 16, разрез по линии А—В). Характер тектонических движений по зоне Алмаатинского глубинного разлома на протяжении новей-

шего времени был различен. Наиболее интенсивные движения имели место на юго-западе. Здесь по зоне разлома в хребте Заилийский Алатау доолигоценая поверхность поднята более чем на 2000 м, а в Илийской впадине опущена на 2500 м. В результате величина смещения достигла почти 5000 м. Далее на

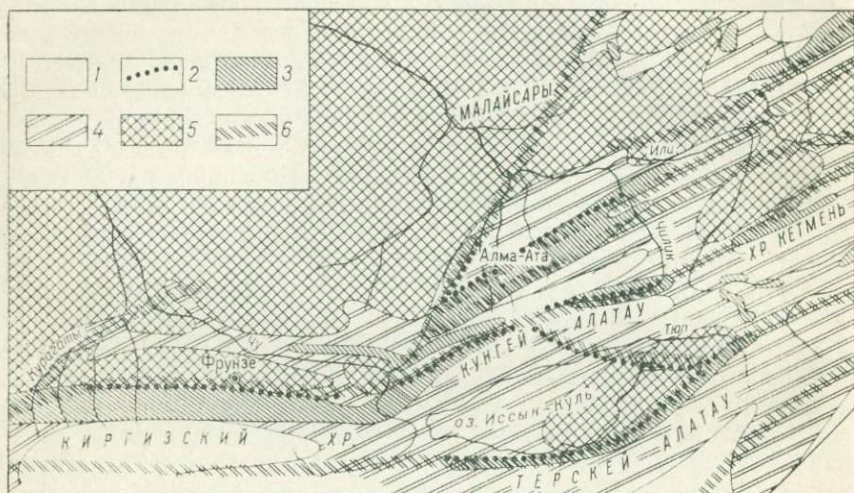


Рис. 17. Схема распределения градиентов скорости вертикальных тектонических движений новейшего этапа.

1—5 — средняя величина градиента (1—0, 2— $3,5 \cdot 10^{-8}$ м/м·год, 3— $8 \cdot 10^{-10}$ м/м·год, 4— $1,5 \cdot 10^{-11}$ м/м·год, 5— $8 \cdot 10^{-11}$ м/м·год); 6 — зоны глубинных разломов

северо-восток размах движений уменьшается до 1000 м. Вновь он нарастает на востоке Илийской впадины, где в районе Кольджатской ступени величина нисходящих движений северного крыла превысила 1000 м, а южного — 3000 м (см. рис. 16, разрез по линии А—Г). Тектонические движения по зоне Заилийского глубинного разлома на юго-западном отрезке имели восходящий характер. При этом северное крыло разлома испытывало восходящие движения, а южное — более интенсивные. Величина относительного смещения южного и северного крыльев на меридиане г. Алма-Ата достигла 3000 м, а на востоке, в районе р. Чилик, 1000 м.

Новейшие тектонические движения по зоне Южно-Джунгарского глубинного разлома достигли максимума на крайнем востоке района. Здесь в хребте Джунгарский Алатау поверхность выравнивания поднята более чем на 4000 м, а примыкающий к нему участок Джаркентской впадины поднят на 1000 м. На западе разлом разделяет области восходящих и нисходящих тектонических движений с суммарной величиной смещения около 1000 м.

Оценка интенсивности новейших тектонических движений с помощью градиента вертикальных тектонических движений показывает, что своего максимума ($3,5 \cdot 10^{-8}$) градиент достигал в пределах Северо-Тяньшанской, Терской, Тюпской, Каскеленской и Алмаатинской зон глубинных разломов. Ряд участков, контролируемых глубинными и крупными региональными разломами, имел величину градиента $8 \cdot 10^{-10}$. На остальной территории он равнялся $1,5 \cdot 10^{-11}$ и $8 \cdot 10^{-11}$ (рис. 17).

Заканчивая рассмотрение истории тектонического развития Северного Тянь-Шаня, следует подчеркнуть, что сформировавшаяся к концу палеозоя сетка глубинных разломов определила наиболее характерные черты современного рельефа региона. Современный структурный план района продолжает контролироваться этой системой глубинных разломов и полностью определяет современный сейсмический режим Северного Тянь-Шаня. Сопоставление мезозойского и кайнозойского этапов развития рельефа Северного Тянь-Шаня позволяет выделить участки с максимальной изменчивостью как по направленности, так и по интенсивности тектонических движений и тем самым выявить в пределах района наиболее опасные в сейсмическом отношении участки.

СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Северный Тянь-Шань принадлежит к числу наиболее сейсмоактивных регионов Союза. За последние сто лет здесь зафиксировано несколько сот сильных землетрясений. Такие землетрясения, как Верненское 1887 г., Чиликское 1889 г., Кеминское 1911 г., относятся к крупнейшим катастрофам Средней Азии.

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Первые отрывочные сведения о высокой сейсмической активности Северного Тянь-Шаня относятся к концу XVIII и началу XIX веков. Более систематические данные начинают поступать с середины XIX столетия после основания города Верный — современной столицы Казахской ССР — г. Алма-Ата. Так, в 1865 г. поступают сведения о землетрясении в селении Мерке, в 1867 — в Токмаке, в 1873 — в долине реки Чу, в 1880 — в городе Верном, 3 августа 1885 г. поступили сведения о катастрофическом землетрясении в селении Беловодском.

Беловодское землетрясение с координатами эпицентра $42,7^{\circ}$ с. ш., $74,1^{\circ}$ в. д. произошло в северных предгорьях Киргизского хребта. Оно ощущалось на площади $30\,000\text{ км}^2$: от г. Ташкента — на западе до Джаркента — на востоке и от озера Балхаш — на севере до северо-западных провинций Китая. Расположенные в эпицентральной зоне селения Беловодское, Карабалты и Сукулук были полностью разрушены. Значительные повреждения имели место в селениях Пишпек, Токмак, в Боамском ущелье и на побережье озера Иссык-Куль. Многочисленные разрывы, возникшие в момент землетрясения, были приурочены в основном к зоне Северо-Тяньшанского глубинного разлома и ориентированы согласно с основным простираем Киргизского хребта. Наиболее четко они фиксировались к западу и востоку от современного г. Фрунзе, на протяжении около 100 км. В районе сел. Беловодское почвенный покров был разбит системами перекрещивающихся трещин, по которым отдельные блоки были опущены на 1,5—2,5 м. На склонах Киргизского хребта землетрясение вызвало многочисленные обвалы. Сила землетрясения оценивалась в 9 баллов* (Игнатъев, 1886).

* По шкале М; «Атлас землетрясений в СССР» (1962).

Землетрясение сопровождалось рядом повторных толчков, которые фиксировались почти ежедневно на протяжении четырех месяцев. С 3 августа по 21 ноября в эпицентральной зоне было зафиксировано 70 толчков. Наиболее сильный пятибалльный толчок был зарегистрирован в селении Пишпек (г. Фрунзе) 25 октября (Романовский, 1886). С конца 1885 г. до середины 1887 г. на данной территории было зарегистрировано почти двадцать ощутимых землетрясений (Мушкетов, 1891).

9 июня 1887 г. в средней части северного склона хребта Заилийский Алатау с координатами $43,1^{\circ}$ с. ш. и $77,0^{\circ}$ в. д. произошло катастрофическое Верненское землетрясение. Оно ощущалось на площади около 1 000 000 км². В г. Верном было разрушено 1800 строений и погибло около 800 человек. На северном склоне хребта Заилийский Алатау образовалось большое количество обвалов, сбросов и сдвигов. Максимальных размеров завалы достигли на участке от долины р. Каскелен до долины р. Бель-Булак. Здесь на протяжении около 10 км от предгорий горные части речных долин были погребены под 60—80-метровыми завалами (Мушкетов, 1890). Многочисленные разрывы, возникшие в момент землетрясения, особенно четко фиксировались на участке от долины р. Каскелен до долины р. Талгар, на протяжении более 60 км. Приурочены они в основном к зоне Заилийского глубинного разлома. В пределах зоны Алмаатинского глубинного разлома ряд смещений наблюдался на участке от долины р. Каскелен до долины р. Аксай (10—15 км). Смещения по зоне Каскеленского глубинного разлома фиксировались в области виргации этих разломов на протяжении около 20 км. Область максимальных разрушений была вытянута вдоль гор на 30—40 км при ширине около 5 км.

Верненское землетрясение сопровождалось на протяжении двух лет огромным количеством повторных толчков. Только за период в 6 месяцев было зафиксировано около 600 ощутимых землетрясений. По расчетам И. В. Мушкетова, интенсивность первого толчка достигла 9 баллов*. Глубина очага была близка к 5 км.

12 июля 1889 г. на крайнем востоке хребтов Заилийский и Кунгей Алатау произошла одна из крупнейших сейсмических катастроф Средней Азии. Эпицентр землетрясения располагался в области меридионального поворота р. Чилик с координатами $43,2^{\circ}$ с. ш., $78,6^{\circ}$ в. д. Землетрясение ощущалось в северо-западных провинциях Китая, на Алтае и Урале. Так как оно возникло в малонаселенной местности, был принесен относительно небольшой ущерб: полностью разрушено селение Чилик и несколько небольших поселков Карамской волости. В Иссык-Кульской впадине значительно пострадали селения на северном

* По шкале М; «Атлас землетрясений в СССР» (1962).

берегу озера: Преображенское, Уйтал, Ананьево. В селении Каракол (Пржевальск) было разрушено около половины жилых домов (Мушкетов, 1891). Большое количество разрывов, возникших в результате землетрясения, было приурочено преимущественно к зонам глубинных разломов. В зоне Северо-Тяньшанского глубинного разлома разрывы наблюдались на протяжении более 100 км от Кемино-Чиликского горного узла до долины р. Чарын. Ряд смещений по зоне Тюпского глубинного разлома прослеживался на протяжении более 100 км к юго-востоку от Кемино-Чиликского горного узла. Некоторые трещины при протяженности более 1 км имели ширину 4—5 м. Ряд смещений привел к изменению русел рек Джергалан и Тюп. На протяжении нескольких лет продолжались ощутимые толчки в эпицентральной зоне. Так как специального изучения последствий землетрясения не проводилось, более детальные данные о нем получены не были. Интенсивность Чиликского землетрясения оценивается в 9—10 баллов.

Кеминское землетрясение 4 января 1911 г. произошло в долине р. Большой Кемин с координатами эпицентра $42,8^{\circ}$ с. ш. и $76,7^{\circ}$ в. д. По интенсивности оно превзошло все предшествовавшие землетрясения, и его относят к одной из крупнейших сейсмических катастроф земного шара. Количество энергии, выделившейся при этом землетрясении, превосходит почти в 5 раз кинетическую энергию Токийского землетрясения 1923 г. В пределах области максимальных сотрясений были зафиксированы разрывы разного направления, однако в целом они совпадали с зонами глубинных и крупных региональных разломов. При этом, в зависимости от количества активных разрывов, землетрясение в различных пунктах воспринималось по-разному. Так, в районе Преображенского монастыря землетрясение ощущалось как один удар, в селениях Сазановка, Уйтал и др. — как ряд разрушительных ударов. Область максимальных разрушений охватила южный склон хребта Заилийский Алатау и северный склон хребта Кунгей Алатау. Западная граница проходила в районе р. Чу, восточная — по долине р. Чилик. В результате Кеминского землетрясения пострадали сотни селений северной Киргизии, южного Казахстана. При этом погибло более 500 человек (Богданович, 1914). В эпицентральной зоне — в долине р. Большой Кемин его сила превысила 10 баллов. Подвижки по зоне Северо-Тяньшанского глубинного разлома были зафиксированы на протяжении более 250 км (от Боамского ущелья до меридионального поворота р. Чилик); в зоне Тюпского глубинного разлома на протяжении 100 км. Значительные подвижки наблюдались по зоне Заилийского глубинного разлома от долины р. Иссык до долины р. Малая Алмаатинка (около 60 км). За первым толчком 4 января последовало большое количество повторных ударов. До конца следующего года в Алма-Ате (Верном), Сазановке, Уйтале, Тюпе, Пржевальске,

Копале, Панфилове (Джаркенте) и т. д. было зарегистрировано около 350 землетрясений силой 4—6 баллов.

20 июня 1938 г. в области сочленения хребтов Киргизского и Кунгей Алатау произошло разрушительное землетрясение. Его эпицентр с координатами $42,7^{\circ}$ с. ш., $75,8^{\circ}$ в. д. располагался в районе впадения в р. Чу р. Большой Кемин, поэтому оно получило название Кемино-Чуйского. По данным П. М. Вильгельмзона, оно по своей площади не уступало Беловодскому землетрясению 1885 г. Землетрясение ощущалось в районе оз. Балхаш, в городах Лепсинск, Андижан, Ташкент и Ош. В плейстоценовой области имели место разрушения жилых зданий, разрывы почвенного покрова, обвалы, оползни и смещения по разрывам. Большинство разрывных нарушений было ориентировано согласно с основным простираем хребтов и совпадало с зоной Северо-Тяньшанского глубинного разлома. Интенсивность землетрясения достигала 8 баллов.

5 июня 1970 г. произошло Сары-Камышское разрушительное землетрясение. В 10 часов 54 минуты в 30 км к юго-востоку от г. Пржевальска, в диапазоне глубин 5,8—25 км на протяжении 25—30 км с юго-востока на северо-запад возникло смещение пород, которое вызвало 8-балльный сейсмический эффект на поверхности. Землетрясение ощущалось на огромной площади восточной части Средней Азии. В Ташкенте и в Ферганской долине сотрясения равнялись 3 баллам, в Нарыне и Фрунзе 3, а в Алма-Ате 5 баллам. Землетрясение вызвало серьезные разрушения в 25 поселках (Уломов, 1971).

Названные сейсмические катастрофы Северного Тянь-Шаня достаточно полно определяют границы области максимальных сейсмических разрушений, а весь макросейсмический материал указывает на высокую балльность всей горной системы.

ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Сведения о сильных землетрясениях более отдаленного прошлого получены из историко-архивных источников и при палеосейсмологических исследованиях.

К одному из участков вероятного возникновения разрушительного землетрясения по историко-архивным данным относится западное побережье оз. Иссык-Куль. Среди местного населения бытует легенда о том, что на дне озера находится провалившийся древний город. По данным П. П. Семенова (1912), остатки построек, наблюдаемые на глубине нескольких метров в районе г. Рыбачий, относятся к средним векам. Опускание носило катастрофический характер, «...вероятно, вследствие одного из землетрясений...», что подчеркивается наличием большого количества остатков утвари и костей животных и людей, которые до сего времени часто выносятся на берег. Исследования последних лет (Марков, 1971) показывают, что на протяжении

нескольких столетий уровень озера постепенно понижается, поэтому затопление жилых построек практически исключено. Изучение последствий землетрясения 1970 г. показывает, что в результате 8-балльных сотрясений часть восточного побережья погрузилась на несколько метров (Уломов, 1971). В настоящее время сетью сейсмических станций здесь фиксируются участки скопления очагов землетрясений 8—11 энергетических классов. Они тяготеют к зоне Терскойского глубинного разлома. Сейсмические воздействия катастрофического землетрясения 1911 г. здесь превысили 7 баллов. По геологическим признакам на данной территории возможны землетрясения интенсивностью 8—9 баллов. Таким образом, установленные опускания могут быть условно отнесены к остаточным палеосейсмодислокациям.

Следующая эпицентральная область катастрофического землетрясения IX в. расположена в долине р. Большой Кемин. Здесь, по данным И. В. Мушкетова (1891), установлен полностью уничтоженный землетрясением древний город. Участок располагается в области максимальных сейсмических воздействий землетрясений 1911 и 1938 гг.

Отрывочные сведения о землетрясении 1770 г. в районе современного сел. Беловодское (здесь было засыпано крупное озеро) показывают, что его эпицентр совпадает с эпицентром землетрясения 1885 г. «Страшная катастрофа» на р. Алма-Ате в 1807 г. совпадает с эпицентральной зоной землетрясения 1887 г. (Мушкетов, 1891).

Древние области возникновения сильных землетрясений были выделены в значительной степени условно, так как почти во всех долинах рек в горной части они захоронены в результате катастрофических землетрясений последних двух столетий. В верховьях долины р. Большая Алмаатинка о вероятном возникновении здесь в более отдаленное время сильных землетрясений свидетельствует расположенный на данном участке завал. Его ширина превышает 500 м. Над поверхностью лежащего выше озера он возвышается почти на 100 м. Состав слагающего его материала позволяет отнести это образование к обвально-гравитационному типу. Возраст густого хвойного леса, покрывающего склоны завала, превышает 200 лет. Видимо, и возникновение завала относится к этому времени. По данным И. В. Мушкетова (1891), здесь зафиксированы в XVIII—XIX столетиях разрушительные землетрясения.

Крупный завал, расположенный в среднем течении р. Иссык, стекающей с северного склона хребта Заилийский Алатау, позволяет установить еще одну область возможного разрушительного землетрясения. Он расположен в области 8-балльных сейсмических воздействий землетрясения 1911 г. Гребень завала возвышается над долиной реки почти на 100 м, при ширине около 500 м. Покрывающий склоны долины реки лес из тьяншанской ели имеет возраст около 200 лет. Катастрофический

сель, приведший несколько лет тому назад к прорыву завала, позволяет изучить его разрез и отнести это образование к обвально-гравитационному типу. Приведенные данные и расположение завала в зоне Заилийского глубинного разлома, явившегося источником катастрофического землетрясения 1887 г.

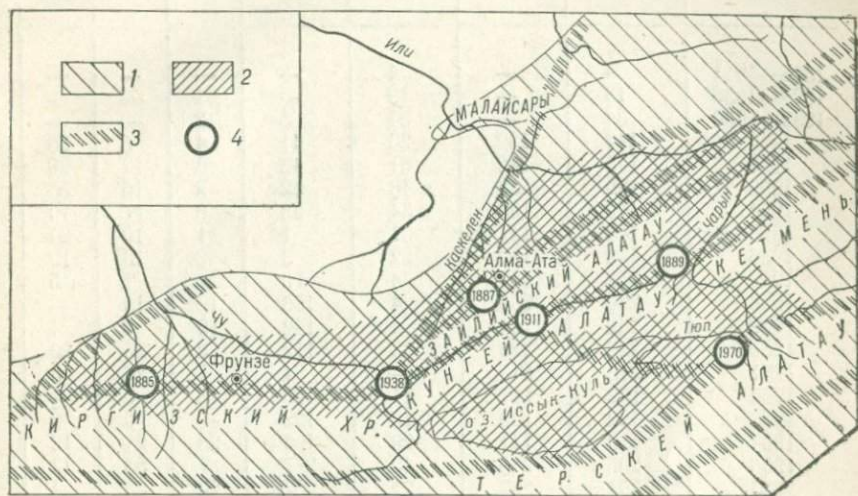


Рис. 18. Сейсмостатистическая схема.

1 — область возникновения землетрясений по инструментальным данным; 2 — область максимальных разрушений по макросейсмическим и палеосейсмическим данным; 3 — зоны глубинных разломов; 4 — эпицентральные области катастрофических землетрясений и год

(Мушкетов, 1891), позволяют отнести его к сейсмогенным образованиям. Как было сказано выше, в других частях региона более древние сейсмогенные образования захоронены завалами ряда катастрофических землетрясений последнего столетия.

Рассмотренный материал показывает, что разрушительные землетрясения прошлого расположены в пределах областей возникновения разрушительных землетрясений нашего времени. В целом границы области максимальных разрушительных воздействий по макросейсмическим и палеосейсмическим данным совпадают. Это позволяет установить границы области возникновения разрушительных сейсмических сотрясений (рис. 18).

СЕЙСМИЧНОСТЬ ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Карты эпицентров. Огромный фактический материал, накопленный Государственной сетью сейсмических станций, дает

Тянь-Шаня за 1885—1973 гг.

Список землетрясений Северного

Год возникно- вения	Всего земле- трясений	Слабых, K-6—9	Сильных, K-10 и более	Класс		Глубина, км		
				А	Б	0—15	15—25	25—50
1885—1911	4	—	4	—	—	—	—	—
1928—1938	19	—	19	—	1	—	—	—
1939—1950	34	—	34	5	2	—	—	—
1951	142	122	20	41	4	8	38	1
1952	173	142	31	43	6	7	29	—
1953	106	58	48	52	2	16	35	—
1954	140	106	34	38	8	7	19	1
1955	148	117	31	1	1	10	24	8
1956	152	130	22	3	2	10	19	11
1957	145	141	4	79	7	1	5	3
1958	210	206	4	106	12	10	—	29
1959	248	244	4	102	19	2	4	7
1960	223	220	3	112	3	26	20	1
1961	215	215	—	74	1	26	8	14
1962	172	161	11	90	3	6	4	3
1963	122	109	13	122	—	6	3	3
1964	170	141	29	156	28	21	12	2
1965	285	245	40	277	7	53	12	—
1966	391	362	29	267	20	38	4	—
1967	352	331	21	316	5	94	4	4
1968	201	183	18	63	2	1	10	79
1969	199	184	15	—	—	9	—	—
1970	369	335	34	—	—	8	1	—
1971	—	—	38	—	—	—	—	—
1972	—	—	3	—	—	—	—	—
1973	—	—	8	—	—	—	—	—
Всего	4269	3754	515	1947	133	359	251	166

более объективные сведения о площадном распределении землетрясений и позволяет установить границы высокосейсмичной Северо-Тяньшанской зоны. Однако недостаточное количество сейсмических станций и низкая чувствительность аппаратуры не позволяют с одинаковой полнотой охарактеризовать все этапы инструментальных сейсмологических наблюдений.

Различные этапы инструментальных сейсмологических наблюдений отличаются количеством определенных эпицентров. В табл. 1 приводятся основные данные о землетрясениях в пределах 41—46° с. ш., 72—81° в. д. Помимо сильных землетрясений, с энергетическим классом более 10, в табл. 1 приведены данные о слабых землетрясениях 6—9 энергетических классов. Последние получены сетью высокочувствительных сейсмических станций: Талгар, Чилик, Фабричная, Пржевальск, Или, Кур-

Энергетический класс $K = \lg E$, Дж

6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	4	2	6	3	3	—	1
—	—	—	—	23	1	6	2	2	—	—
—	—	50	52	20	19	1	—	—	—	—
—	—	52	60	30	31	—	—	—	—	—
—	—	2	26	30	48	—	—	—	—	—
—	—	30	46	30	33	1	—	—	—	—
—	—	20	77	20	31	—	—	—	—	—
—	—	60	45	25	20	1	1	—	—	—
—	—	—	141	—	3	1	—	—	—	—
—	—	—	206	—	3	1	—	—	—	—
—	—	—	244	—	1	1	—	2	—	—
—	—	—	220	—	—	2	1	—	—	—
—	—	—	215	—	—	—	—	—	—	—
—	52	84	25	9	2	—	—	—	—	—
—	52	45	12	11	1	1	—	—	—	—
10	68	49	14	16	11	—	2	—	—	—
8	97	76	64	25	12	1	1	—	1	—
30	178	101	53	25	4	—	—	—	—	—
43	162	90	36	15	3	1	1	1	—	—
11	78	76	18	14	3	1	—	—	—	—
—	53	104	27	13	1	1	—	—	—	—
3	89	168	75	22	10	1	—	—	—	1
—	—	—	—	10	14	5	4	5	—	—
—	—	—	—	1	1	1	—	—	—	—
—	—	—	—	4	1	2	1	—	—	—
105	809		3021		265	34	18	14	1	2

менты, Каджисай за период наблюдений с 1951 по 1970 г. *. Всего с 1928 по 1974 г. определены эпицентры 515 землетрясений 10—16 энергетических классов, а с 1951 по 1967 г. определены эпицентры 3754 землетрясений 6—9 энергетических классов. Обращает на себя внимание незначительное число землетрясений 10—16 классов, определенных к началу 1939 г. Кроме того, отмечается полное отсутствие до 1951 г. землетрясений 8 и 9 энергетических классов. С 1962 г. начинают выявляться эпицентры 7, а затем и 6 классов. Эти различия нельзя объяснить изменением сейсмической активности; они обусловлены качеством инструментальных наблюдений в различные годы. Таким образом, при сравнении инструментальных сейсмологических

* Данные о землетрясениях 6—9 энергетических классов за 1970—1974 гг. в период составления схем еще не были опубликованы.

данных за различные этапы наблюдений необходимо относиться к количеству и качеству полученной информации с большой осторожностью.

Это в равной степени относится и к определению энергетического класса землетрясений K . Применяемые в настоящее время методики допускают ошибку $\pm 0,5 K$, плюс ошибка в эпицентральном расстоянии до той станции, по которой ведется определение энергии. В соответствии с этим землетрясения по точности энергетической классификации разделяются на две группы. Для землетрясений с 1929 по 1949 г. ошибка может достигать двух порядков, за период 1950—1974 г. — одного порядка. Наиболее достоверные сведения за весь период сейсмических инструментальных наблюдений имеются только по сильным землетрясениям. Данные по слабым землетрясениям имеют значительно меньшую степень достоверности. Поэтому при изучении сейсмичности данного региона использовались инструментальные наблюдения о сильных землетрясениях с 1928 по 1973 г. и по слабым — с 1951 по 1970 г.

На основании всех полученных данных для района исследований составлены две схемы эпицентров сильных и слабых землетрясений — карта эпицентров землетрясений 10—16 энергетических классов за 1928—1973 гг. (рис. 19) и карта эпицентров землетрясений 6—9 энергетических классов за 1951—1970 гг. (рис. 20). На первую нанесены также эпицентры катастрофических землетрясений 1885, 1887, 1889 и 1911 гг. На схемах отображены землетрясения, для которых определены класс точности и координаты.

Карта сильных землетрясений (см. рис. 19) характеризуется довольно четким выделением групп эпицентров. Все скопления сильных землетрясений тяготеют к эпицентральной зоне катастрофических землетрясений прошлого.

Первая полоса землетрясений расположена в зоне Беловодского землетрясения 1885 г. В марте 1933 г. здесь произошло землетрясение 14 энергетического класса с 7-балльным эффектом на поверхности. На протяжении всего периода инструментальных сейсмических наблюдений на данной территории наблюдается высокая повторяемость землетрясений 10 энергетического класса. Эпицентры землетрясений тяготеют к зоне Северо-Тяньшанского глубинного разлома. По зоне разлома полоса эпицентров 10 класса протягивается на запад к зоне Курагатинского глубинного разлома, где имеется следующая область скопления эпицентров 10 энергетического класса. На этом участке отмечаются землетрясения 12 энергетического класса с 6-балльным эффектом на поверхности. Эпицентральная область Беловодского землетрясения объединяется с эпицентральной зоной Кемино-Чуйского землетрясения 1938 г. полосой скопления эпицентров землетрясений 10 энергетического класса. Далее на восток она объединяется с эпицентральной зоной ка-

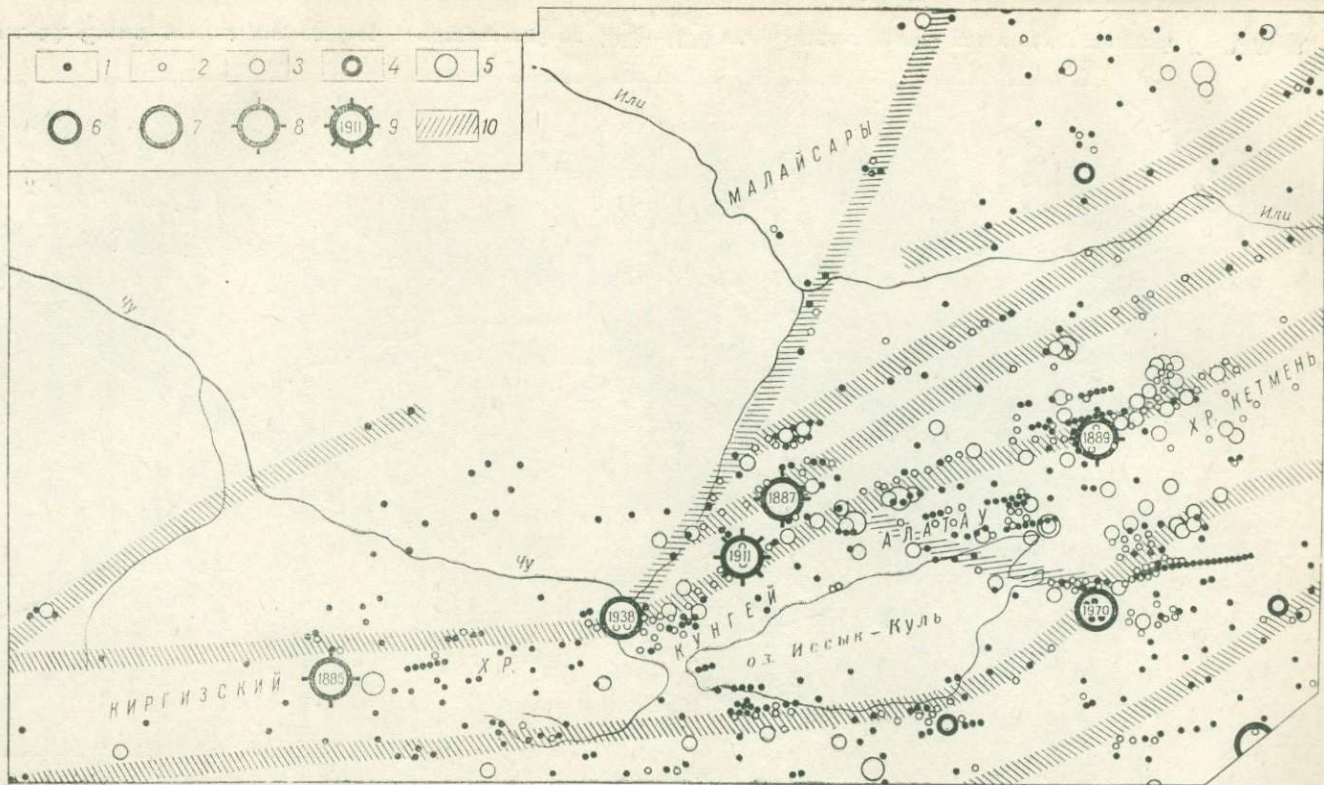


Рис. 19. Схема эпицентров сильных и ощутимых землетрясений за 1928—1973 гг.

1—9 — энергетический класс землетрясений (1 — К-10, 2 — К-11, 3 — К-12, 4 — К-13, 5 — К-14, 6 — К-15, 7 — К-16, 8 — К-17, 9 — К-18); 10 — зоны глубинных разломов

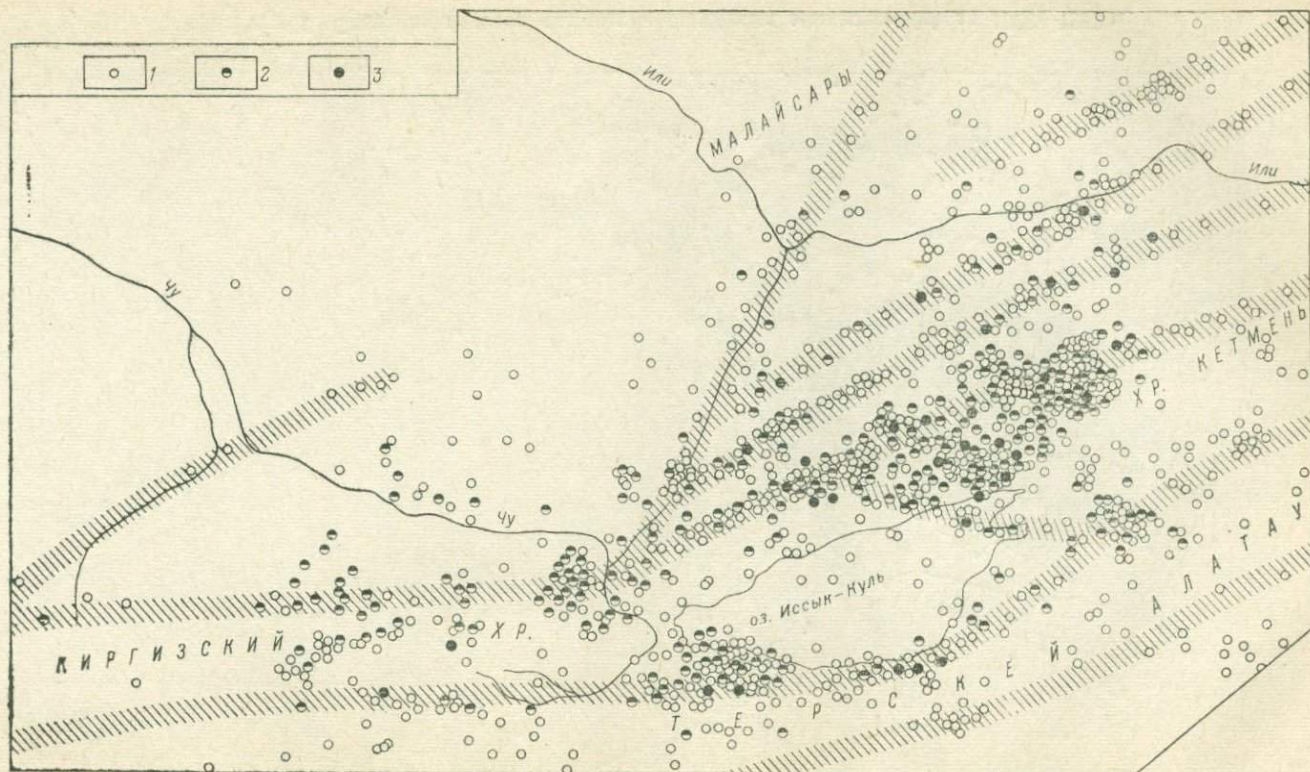


Рис. 20. Схема эпицентров слабых землетрясений за 1951—1970 гг. Энергетический класс землетрясений $K=9$, $K=8$, $K=7$, $K=6$.

1 — глубина очага не определена; 2 — H от 0 до 25 км; 3 — H от 25 до 500 км

тастрофического землетрясения 1911 г. Следующая область скопления эпицентров землетрясений 10—15 энергетических классов расположена в пределах сочленения зон Северо-Тяньшанского и Тюпского глубинных разломов. Полоса эпицентров 10 энергетического класса объединяет ее с эпицентральной зоной землетрясений 1911 г. на западе и 1889 г. на востоке. Для последней характерно особенно большое скопление эпицентров 10—11 энергетических классов. Вся полоса скопления эпицентров сильных и разрушительных землетрясений расположена в пределах зоны Северо-Тяньшанского глубинного разлома.

Большое скопление эпицентров землетрясений 10—14 энергетических классов отмечается на востоке хребта Кунгей Алатау. Особенно большая их концентрация наблюдается вдоль его южного склона. В пределах Иссык-Кульской впадины эта область ограничивается зоной Тюпского глубинного разлома. Она же объединяет ее с эпицентральной областью катастрофического землетрясения 1970 г., расположенной в зоне сочленения Терской и Тюпской глубинных разломов. Здесь прослеживаются две восточные полосы скопления землетрясений 10 и 11 энергетических классов. Одна совпадает с зоной Терской глубинного разлома, вторая — с зоной крупного регионального разлома. В западном направлении полоса эпицентров сильных землетрясений протягивается вдоль южного борта Иссык-Кульской впадины к южному борту Киргизского хребта. Особенно большое скопление эпицентров землетрясений 10—12 энергетических классов отмечается на крайнем юго-западе оз. Иссык-Куль.

Следующая область скопления сильных землетрясений расположена в эпицентральной зоне Верненского землетрясения 1887 г. Здесь отмечается частая повторяемость землетрясений 10—12 энергетических классов. На востоке она объединяется с областью скопления эпицентров землетрясений 10—14 энергетических классов на юго-восточном окончании хребта Заилийский Алатау. На западе она сливается с участком скопления эпицентров сильных землетрясений в зоне сочленения Заилийского и Каскеленского глубинных разломов. Две первых области расположены также в пределах Заилийского глубинного разлома.

В зоне Каскеленского глубинного разлома области скопления эпицентров землетрясений 10 энергетического класса наблюдаются в районе пересечения с р. Или и на восточном окончании хребта Малайсары; в зоне Алмаатинского глубинного разлома — на всем протяжении от долины р. Каскелен до государственной границы; в зоне Южно-Джунгарского глубинного разлома — на всем протяжении с востока на запад. Помимо этого, скопления эпицентров сильных землетрясений тяготеют к центральным частям хребтов: Киргизского, Терской Алатау и Джунгарский Алатау. При рассмотрении карты эпицентров

сильных землетрясений (см. рис. 19) обращает на себя внимание их приуроченность. Эпицентры сильных землетрясений, как правило, тяготеют к зонам глубинных разломов или к зонам крупных региональных разломов. Последние приурочены в основном к областям интенсивных поднятий, в пределах впадин они встречаются значительно реже. Эпицентры разрушительных землетрясений тяготеют к границам крупных структурных элементов.

При анализе карты скопления эпицентров слабых землетрясений (см. рис. 20) обращает на себя внимание факт тесной связи большинства эпицентров слабых землетрясений с очагами всех сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня. Проявление сейсмичности неоднородно на различных участках данной территории. Как правило, восточные окончания хребтов Кыргызского, Заилийского и Кунгей Алатау имеют более высокую повторяемость слабых землетрясений, чем западные.

В западной части района скопление эпицентров наблюдается в зоне Курагагынского глубинного разлома, полоса эпицентров отсюда протягивается вдоль Кыргызского хребта по зоне Северо-Тяньшанского глубинного разлома. Повышенная концентрация эпицентров слабых землетрясений отмечаются в районе г. Фрунзе, г. Токмак и на крайнем востоке Чуйской впадины. Ряд участков повышенной плотности эпицентров слабых землетрясений имеется в центральной части Кыргызского хребта на его крайнем восточном окончании. Область скопления слабых землетрясений имеется в верхнем течении р. Каскелен, откуда она протягивается на восток до Кемино-Чиликского горного узла. Вдоль северного склона Заилийского Алатау протягивается следующая полоса скопления эпицентров слабых землетрясений, совпадающая с зонами Заилийского и Алмаатинского глубинных разломов. Эта полоса эпицентров протягивается от верховий р. Каскелен в северо-восточном направлении по одноименной зоне глубинного разлома. К востоку от Кемено-Чиликского горного узла располагается следующая область повышенной концентрации эпицентров слабых землетрясений. Она охватывает всю территорию между р. Чилик и оз. Иссык-Куль, контролируемую зонами Северо-Тяньшанского и Тюпского глубинных разломов. Вдоль северного склона Терской Алатау проходит полоса скопления эпицентров слабых землетрясений, связанная с зоной Терской глубинного разлома. Аналогичная полоса проходит вдоль северного склона хребта Кетмень и по северному борту Илийской впадины. В пределах Иссык-Кульской, Илийской и Чуйской впадин отмечается значительное уменьшение эпицентров слабых землетрясений. Слабая сейсмичность характерна для хребта Кетмень. На границе Каркаринской впадины с хребтами Кунгей и Терской Алатау отмечается значительное скопление эпицентров слабых землетрясений.

Сопоставление карт слабых (см. рис. 20) и сильных (см. рис. 19) землетрясений показывает, что в целом для всей рассматриваемой территории отмечается совпадение областей скопления эпицентров слабых и сильных землетрясений. При этом сильные землетрясения совпадают либо с местами повышенной концентрации слабых землетрясений, либо с их краевыми частями. Установленные по палеосейсмическим, макросейсмическим и инструментальным наблюдениям эпицентральные зоны разрушительных землетрясений в пределах Северного Тянь-Шаня совпадают с местами скопления эпицентров сильных и слабых землетрясений, зарегистрированных сетью сейсмических станций. Случаев возникновения сильных землетрясений в областях отсутствия слабых не устанавливается. Кроме приведенных выше данных, в табл. 1 и на картах эпицентров землетрясений показано, что большинство землетрясений Северного Тянь-Шаня возникает на глубине 5—16 км. Увеличение глубины наблюдается по направлению к центральной части хребтов и вдоль северного побережья оз. Иссык-Куль. Здесь землетрясения возникают на глубине 20—35 км. Уменьшение глубины наблюдается вдоль восточных окончаний хребтов.

Все изложенные данные нашли отображение на схеме суммарной сейсмичности Северного Тянь-Шаня*. На схеме (см. рис. 18) отображена область распространения разрушительных землетрясений по палеосейсмическим данным и показана граница области распространения землетрясений по инструментальным данным. Эта граница также контролируется зонами глубинных и крупных региональных разломов. Таким образом, зоны разломов в пределах Северного Тянь-Шаня являются как основными источниками сейсмической активности, так и четкими границами зон различной сейсмической опасности. Экранирующая роль разломов в ряде случаев снижает степень сейсмической опасности на один-два балла.

Повторяемость землетрясений. Приведенные выше карты эпицентров (см. рис. 19, 20) представляют собой простейший способ сейсмического картирования. На их основе нельзя сделать количественных выводов о сравнительной сейсмической активности различных зон. Одно из положений количественной оценки сейсмичности базируется на факте существования зависимости между энергией землетрясений E и средней частотой повторяемости землетрясений. Эмпирически установлено, что эта зависимость в области землетрясений средних и больших энергий, представленная графически в двойном логарифмическом масштабе или в полулогарифмическом для магнитуды M , носит прямолинейный характер. Экспериментальные данные по изучению повторяемости землетрясений в СССР (Буне, 1965; Нерсесов, 1960), США (Гутенберг, Рихтер, 1954), Японии (Аса-

* Сейсмостатистическая схема.

та, 1957) показывают, что коэффициент углового наклона (γ) увеличивается по абсолютной величине при переходе к более сильным землетрясениям. Однако отклонение коэффициента не выходит за пределы возможных ошибок, поэтому аппроксимация графиков повторяемости в виде прямой линии вполне закономерна.

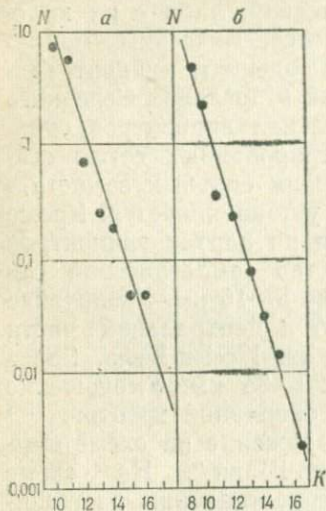


Рис. 21. Графики повторяемости землетрясений Северного Тянь-Шаня:

a — за 1929—1970 гг., нормированный к $T=1$ год, S — вся исследованная территория; *б* — за 1929—1967 гг., нормированный к $T=1$ год, $S=1000$ км²

Изучение повторяемости землетрясений Северного Тянь-Шаня проводилось на основе всех инструментальных данных. За единицу времени был принят один год. Сравнение уровней активности проводилось по землетрясениям 10 энергетического класса. Наблюдения относились как ко всей площади, так и к 1000 км². Наблюдения, относимые ко всей площади, охватывают период с 1929 по 1970 г. и включают землетрясения с 10 энергетического класса, устойчиво регистрируемые государственной сетью сейсмических станций. На рис. 21, *a* приводится график повторяемости землетрясений Северного Тянь-Шаня (исходные данные приведены в табл. 1).

Отсутствие достаточного количества сейсмических станций и недостатки аппаратуры, используемой в первые годы инструментальных сейсмологических наблюдений, обусловили, видимо, пропуск ряда землетрясений 10 энергетического класса. Объективно отображается распределение эпицентров только с 11 энергетического класса. В области сильных землетрясений, начиная с 14 энергетического класса, намечается отклонение графика от прямой, при этом коэффициент γ изменяется от 0,46 (для $K=10-13$) до 0,4 (для $K=14-15$); $A_{10(11)}=5,5$; $A_{10(15)}=0,05$.

На рис. 21, *б* приведен график повторяемости для центральной части района исследований.

При построении графика данные о землетрясениях $K=8$ использованы с 1960 г., $K=9$ — с 1951 г. и с $K=10$ — за весь период инструментальных наблюдений. Его основные параметры: $A_{10}=0,5$; $\gamma=0,44$.

Графики повторяемости показывают, что как и в других сейсмоактивных районах, коэффициент углового наклона в среднем равен 0,43, а уровень активности по землетрясениям с $K=10$ дает возможность проводить количественное сопостав-

ление различных зон в пределах региона. Анализ графиков повторяемости с практической точки зрения для обоснования экономической целесообразности сейсмостойкого строительства позволяет оценить повторяемость сильных землетрясений (с $K=16-17$). Параметры графика повторяемости с $K=10-16$, где землетрясения с $K=13$ повторяются 1 раз в 3 года, с $K=14$ — раз в 8 лет, с $K=15$ — 1 раз в 25 лет, с $K=16$ — 1 раз в 40 лет и с $K=17$ — 1 раз в 95 лет, близки к фактическим данным. Фактически за 42 года произошло 11 землетрясений с $K=13$ (одно за 4 года), 8 с $K=14$ (одно за 5 лет), 2 с $K=15$ и $K=16$ — соответственно один раз в 20 лет и один раз в 32 года.

Изменение сейсмического режима во времени. Рассмотрение инструментальных сейсмологических данных показывает, что в пределах Северного Тянь-Шаня происходит изменение параметров сейсмического режима с течением времени. Чтобы выявить флюктуацию поля эпицентров во времени, составлены графики выделения сейсмической энергии и распределения землетрясений за период с 1928 по 1970 г. (рис. 22). Для вычисления функции корреляции и доказательства стационарности сейсмического процесса В. Н. Гайский и Б. М. Бильман (1962) предложили способ проверки стационарности сейсмического процесса. Существо способа сводится к доказательству распределения землетрясений определенной энергетической группы по закону Пуассона.

Изучение распределений промежутков времени между последовательными землетрясениями показывает, что для землетрясений региона в достаточно большом пространственно-временном объеме отдельные землетрясения разных энергий распределены по времени по закону Пуассона. Но если уменьшить объем до размеров выделенных зон скопления очагов землетрясений различных энергетических классов, то распределение землетрясений во времени из Пуассоновского превращается в более сложное. Это обусловлено тем, что после каждого очередного землетрясения наступает период затишья, а затем, после так называемого «мертвого времени», происходит следующее землетрясение. Если рассмотреть распределение двух последовательных толчков в пределах одной зоны, то мы получаем аналог сейсмического цикла Мого — Федотова. В целом сейсмический режим района (рис. 23) четко разделяется на два периода различной активности, что хорошо отображено на графике Беньофа (Курочкина, Нерсесов, 1972). Первый охватывает отрезок времени с 1929 по 1945 г., второй — все последующее время.

С наибольшей полнотой оценить различные зоны количественно позволяют карты сейсмической активности. Методика составления таких карт изложена в работах Ю. В. Резниченко и И. Л. Нерсесова (1958, 1960). Для различных районов Се-

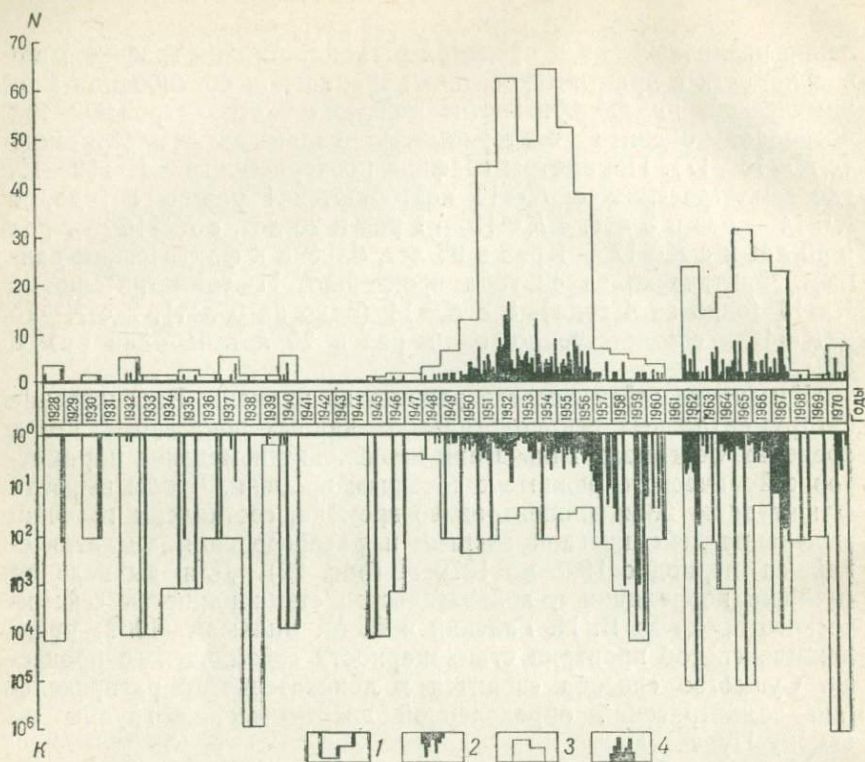


Рис. 22. Графики распределения энергии (K) и количества (N) землетрясений во времени.

1 — количество выделившейся энергии в год; 2 — то же, в месяц; 3 — количество землетрясений в год; 4 — то же, в месяц

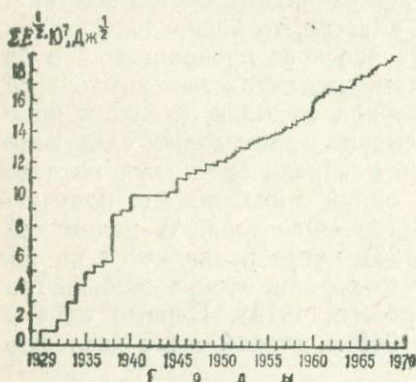


Рис. 23. График высвобождения сейсмической энергии Северного Тянь-Шаня за 1929—1967 гг., по Р. И. Курочкиной и И. Л. Нересову (1970)

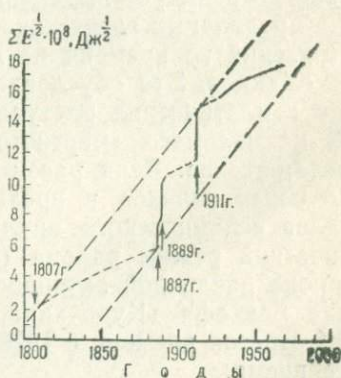


Рис. 24. График высвобождения сейсмической энергии Северного Тянь-Шаня за 1800—1967 гг., по Р. И. Курочкиной и И. Л. Нересову (1970)

верного Тянь-Шаня по этой методике составлен ряд карт сейсмической активности И. В. Горбуновой, Е. А. Розовой, К. Джанузаковым (1968). Рассмотрение этих карт показывает, что к местам с высокой повторяемостью слабых землетрясений тяготеют сильные землетрясения прошлых лет. Все зоны повышенной сейсмической активности совпадают с участками, выделенными на картах эпицентров землетрясений. По данным большинства исследователей, сейсмическая активность выделенных зон представляется примерно одинаковой. При сопоставлении карт сейсмической активности со схемой эпицентров сильных землетрясений (см. рис. 18, 19) обращает на себя внимание факт возникновения землетрясений 14 и больших энергетических классов в пределах участков скопления землетрясений 6—10 энергетических классов.

Все приведенные данные позволяют заключить, что в настоящее время общий сейсмический режим региона является достаточно напряженным. Поэтому в ближайшие годы в пределах установленных участков могут возникнуть сильные землетрясения. Анализ характера высвобождения сейсмической энергии Северного Тянь-Шаня за период с 1807 по 1967 г. (рис. 24), проведенный Р. И. Курочкиной и И. Л. Нерсесовым (1970), позволил им сделать вывод о возможном возникновении в ближайшие годы землетрясения с магнитудой $M=8$. Поэтому необходим тщательный анализ связи сейсмичности с конкретными геологическими структурами, что позволит установить участки, различно подготовленные в сейсмическом отношении.

СВЯЗЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТИ

Первые исследования в области сейсмического районирования, начатые в России во второй половине XIX в., указали на тесную связь между геологическими и сейсмическими явлениями. В 1891 г. И. В. Мушкетовым впервые проводится сейсмическое районирование Средней Азии по геологическим признакам. Дальнейшее развитие метод сейсмического районирования получает в работах Д. И. Мушкетова. Составленные им карты базировались на прямой зависимости между развитием крупных разломов и сильными землетрясениями. В последующие годы метод развивается в работах Г. П. Горшкова, И. Е. Губина, М. В. Гзовского, В. П. Солоненко и других исследователей. Наряду с геологическими методами развиваются и геофизические методики, что позволило создать комплексные геолого-геофизические методы (Белюсов, 1954; Гамбурцев, 1955). Однако основная роль в методах сейсмического районирования продолжает принадлежать геологическим критериям.

Геологические исследования в различных сейсмоактивных районах показали, что для них характерна высокая контрастность тектонических движений. Контрастность вертикальных тектонических движений проявляется в расположении в непосредственной близости областей поднятий и опусканий. Показателем контрастности вертикальных тектонических движений является средний градиент скорости вертикальных тектонических движений (Гзовский и др., 1960). Зоны наибольших контрастов часто выражены тектоническими разрывами, крупнейшими из которых являются глубинные разломы.

Однако далеко не везде устанавливаются высокий градиент вертикальных тектонических движений и активная сейсмичность. Наблюдаются случаи, когда зоны контрастных тектонических движений нечетко выражены. В этих случаях приходится изучать историю развития региона от древних эпох до современности. Так, сопоставление современного структурного плана с палеотектонической обстановкой позволяет установить зоны длительных устойчивых поднятий или опусканий, зоны неоднократного изменения направленности тектонических движений, участки перестройки древнего структурного плана в новейшее и четвертичное время. Важным результатом такого анализа является выявление зон неоднократного изменения

направленности тектонических движений, зон сочленения длительных поднятий и опусканий и участков перестройки древнего структурного плана. Эти участки и зоны часто характеризуются повышенной сейсмичностью. Большой интерес представляют места пересечения глубинных разломов и сочленения

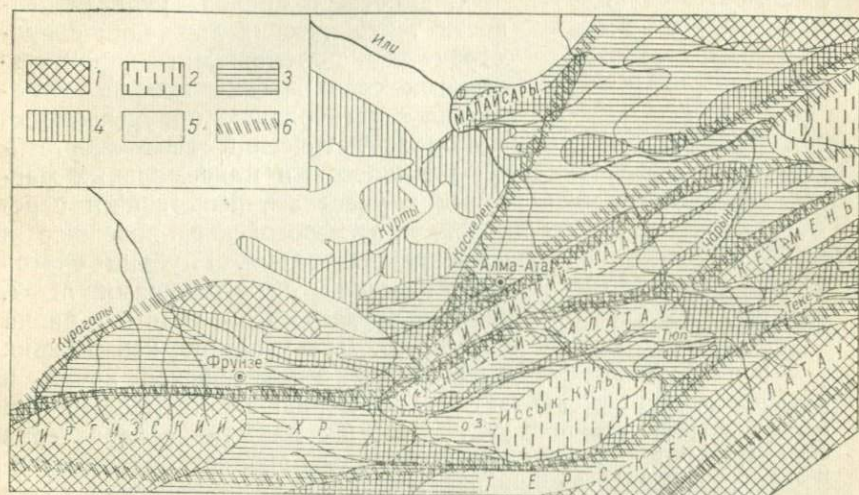


Рис. 25. Схема унаследованности тектонических движений.

1 — области устойчивых мезо-кайнозойских поднятий; 2 — области мезо-кайнозойских опусканий; 3 — области изменения направленности тектонических движений в новейшее время; 4 — области изменения направленности тектонических движений в четвертичное время; 5 — области устойчивой направленности тектонических движений в новейшее и четвертичное время; 6 — зоны глубинных разломов

глубинных и крупных региональных разломов. В этих местах часто развиваются дифференцированные тектонические движения, вызывающие катастрофические землетрясения.

Рассмотренная история геологического развития Северного Тянь-Шаня дает возможность оценить общий уровень тектонической активности региона с помощью амплитуды и скорости перемещения отдельных участков земной коры и провести количественную оценку с помощью градиента вертикальных тектонических движений. Для оценки элементов унаследованности в современном структурном плане и для выявления зон неоднократного изменения знака тектонических движений составлена схема унаследованности тектонических движений (рис. 25). Она получена в результате сопоставления всех палеотектонических схем. Установленные данные позволили сделать вывод, что на протяжении мезозойского и кайнозойского времени в пределах данной территории ряд крупных меридионально ориентированных блоков земной коры испытывал устойчивые тектонические движения одного знака. Это преимущественно цент-

ральные наиболее поднятые участки в пределах хребтов и максимально опущенные во впадинах. Помимо этого, имеются обширные площади, испытывавшие постоянно изменения знака тектонических движений. Они, как правило, контролируются зонами глубинных разломов.

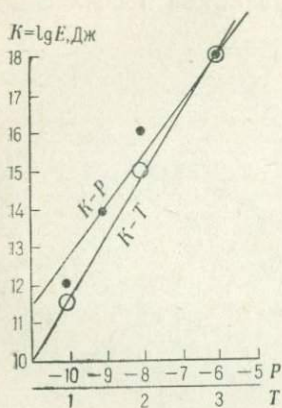


Рис. 26. График связи между средней скоростью градиента вертикальных тектонических движений (P), энергетическими классами землетрясений (K) и количеством изменения знака тектонических движений (T)

Совместный анализ унаследованности тектонических движений с пространственно-временными характеристиками сейсмических процессов позволил установить приуроченность очагов землетрясений всех энергетических классов и максимальных магнитуд к участкам, испытавшим перестройку в мезозойское, новейшее и четвертичное время. Глубина очагов землетрясений с магнитудами $M=7$, $M=8$ в пределах этих участков равна 20—35 км. Для участков, испытавших перестройку в мезозойское время и затем не менявших направленности тектонических движений, характерна приуроченность эпицентров землетрясений с 6 по 10 энергетический класс ($M_{\text{макс}}=3,5$) к очагам в земной коре. Участки, испытавшие перестройку в мезозойское и кайнозойское время, подвержены землетрясениям от 6 до 14 энергетического класса ($M_{\text{макс}}=6$).

Таким образом, устанавливается зависимость между тектонической активностью (T) и энергетическими классами землетрясений (K) или магнитудами (M) (рис. 26).

При более детальном рассмотрении связей сейсмичности с тектоникой обращает на себя внимание довольно хорошая приуроченность очагов землетрясений всех энергетических классов к зонам разломов. Наиболее четко эта связь устанавливается в пределах зон глубинных разломов (см. рис. 19, 20). Так, для зоны Курагатинского глубинного разлома характерна приуроченность землетрясений 10—12 энергетических классов ($M_{\text{макс}}=4,5$). Для зоны Северо-Тяньшанского глубинного разлома характерно наличие эпицентров землетрясений всех энергетических классов — от слабых до катастрофических ($M_{\text{макс}}=8$). Аналогичная картина наблюдается и в зонах Терской, Тюпской, Зайлийской, Алмаатинской и Каскеленской глубинных разломов ($M_{\text{макс}}=7$). Для зоны Южно-Джунгарского глубинного разлома характерна приуроченность очагов землетрясений от 6 до 15 энергетического класса ($M_{\text{макс}}=6$). Весьма важно отметить, что эпицентры с различной

глубиной их гипоцентра смещаются по мере увеличения глубины в сторону осевых частей хребтов. Этот факт подтверждает представление о крутом падении в сторону осевых частей хребтов всех крупных разломов в пределах Северного Тянь-Шаня. Наряду с эпицентрами землетрясений, в зонах глубинных разломов наблюдается скопление очагов землетрясений 6—12 энергетических классов в зонах ряда крупных региональных разломов. Они связаны преимущественно с нарушениями сплошности земной коры, заложившимися в новейшее и четвертичное время.

Проведенный анализ подтверждает преимущественную приуроченность эпицентров землетрясений к границам крупных структурных элементов, которые являются одновременно местами наибольшего развития тектонических разрывов. Таким образом, из геологических данных следует, что в изученном районе сейсмическая активность имеет тесную связь с интенсивностью деформаций и длительностью развития разрывов в земной коре.

Качественный анализ связи тектонических движений с сейсмичностью дает возможность установить ряд закономерностей, требующих количественных оценок. Эта оценка проведена с помощью градиента вертикальных тектонических движений (см. рис. 10, 15, 17). Сопоставление средней величины градиента вертикальных тектонических движений мезозойского, новейшего и четвертичного этапов показывает, что существенных максимальных значений он достигает в четвертичное время. Этот факт, по всей видимости, связан как с ростом тектонической активности региона, так и с возможностью проведения более точных измерений за отрезки времени, максимально близкие к современности. Совместный анализ схем градиента вертикальных тектонических движений и пространственно-временной характеристики сейсмических процессов позволяет установить зависимость между количественной характеристикой тектонических процессов и энергетическими классами или магнитудой землетрясений. Эта зависимость выразилась в том, что с изменением величины градиента на порядок изменяется и класс (магнитуда) землетрясений (см. рис. 26). Таким образом, для каждого энергетического класса (магнитуды) землетрясений устанавливается переменный коэффициент тектонической активности (P), соответствующий степени градиента вертикальных тектонических движений. Так, при градиенте вертикальных тектонических движений $1 \cdot 10^{-10}$ м/м·год энергетический класс землетрясений соответствует 12, а магнитуда равна 4,5 ($K=12$, $M_{\text{макс}}=4,5$). Показатель тектонической активности (P) в этом случае равен 10.

Сопоставление качественной и количественной характеристик тектонического процесса с пространственно-временными компонентами сейсмического процесса показывает, что макси-

мальная сейсмическая активность наблюдается при наибольшей суммарной величине показателей тектонической активности T и P . С уменьшением одного из показателей уменьшается и сейсмичность (см. рис. 26). Таким образом, суммарная величина тектонической активности (K_{Σ}) определяется по формуле

$$K_{\Sigma} = \frac{K_P + K_T}{2}.$$

Эмпирически установленная зависимость отображается на графике сеймотектонической активности (рис. 27), который по значению K_{Σ} позволяет установить максимальную величину вероятного энергетического класса землетрясения или его магнитуду.

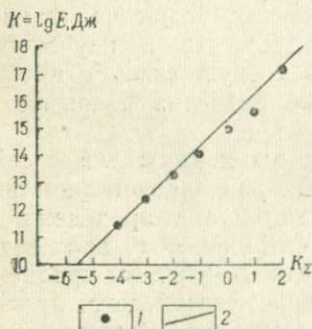


Рис. 27. График сеймотектонической активности.
1 — фактические данные; 2 — теоретические данные

Сопоставление схем изменения знака тектонических движений и градиента вертикальных тектонических движений четвертичного времени (см. рис. 25, 14) позволяет в местах пересечения изолиний взять отсчеты коэффициента тектонической активности K_{Σ} , который по графику сейсмической активности дает возможность установить энергетический класс и магнитуду наиболее вероятного максимального землетрясения в каждой конкретной точке изученной территории. При этом коэффициент T взят со знаком (+), а коэффициент P — со знаком (-).

На основе полученных данных составлена схема выделения сейсмической энергии в пределах Северного Тянь-Шаня (рис. 28), которая показывает, что в пределах региона практически все сильные землетрясения приурочены к тектонически активным зонам. Размеры крупнейших зон вполне соизмеримы с линейными размерами блоков земной коры, испытывающих однородные деформации. Поэтому приуроченность сильных землетрясений к зонам их сочленения генетически вполне закономерна. Схема выделения сейсмической энергии (см. рис. 28) позволяет установить величину максимальных сейсмических воздействий в баллах как от местных землетрясений различной интенсивности, так и от удаленных землетрясений максимальной интенсивности. В соответствии с требованиями «Инструкции по проведению сейсмического районирования» (1973), при оценке интенсивности сейсмических воздействий в баллах учитывается величина воздействий на плотные необводненные «средние» грунты. Основными параметрами при оценке интенсивности сейсмических воздействий в эпицентре является мак-

симальная магнитуда (M_{\max}) и минимальная глубина очага (H_{\min}). Эффект в эпицентре (I_0) для каждой из выделенных зон может быть установлен по формуле Н. В. Шебалина

$$I = 1,5 M - 3,8 \lg H + 3,4.$$

При оценке интенсивности сейсмических воздействий на поверхности земли (на средние грунты) использована формула

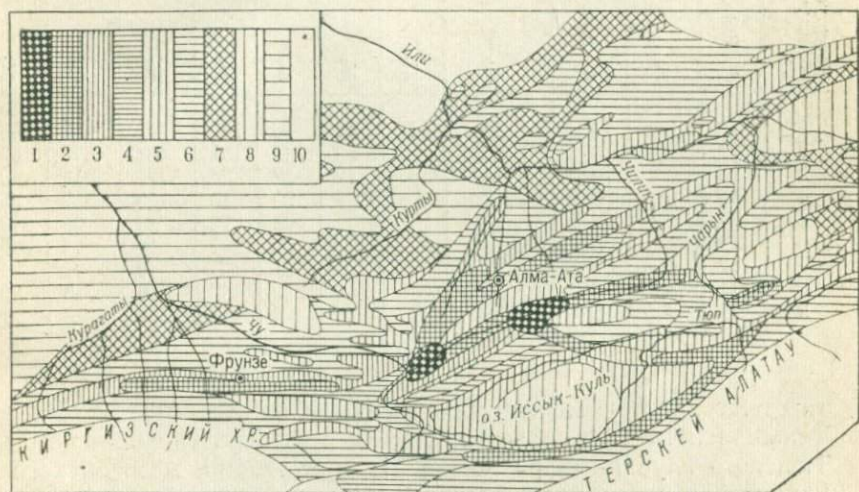


Рис. 28. Схема сейсмогенных зон Северного Тянь-Шаня.

1—9 — характеристика интенсивности землетрясений (см. табл. 2); 10 — неизученные области

Н. В. Шебалина, позволяющая рассчитать расстояние до изо-сейст различной балльности:

$$\Delta i = \sqrt{10 \frac{1,5 M - I_0 + 3,4}{1,9} - H^2}.$$

Все полученные данные представлены в табл. 2.

На основании полученных данных составлена схема сейсмической опасности Северного Тянь-Шаня по максимальным землетрясениям (рис. 29). На схеме выделены области 10 и более, 9-, 8-, 7- и 6-балльных сейсмических воздействий на «средние грунты».

Область десятибалльных и более сейсмических воздействий приурочена к зоне Кемино-Чиликского грабена, разделяющего хребты Заилийский и Кунгей Алатау. Участки возникновения землетрясений 18 энергетического класса с магнитудой $M=8,5$

Интенсивность сейсмических воздействий
в зависимости от расстояния
изучаемой территории от эпицентра

Номер условного обозначения на рас. 28	Характеристика ин- тенсивности земл- трясений			Мини- мальная глубина эпицент- ра	Расстояние от эпицентра землетрясения до изосейс различной балльности, км						
	К, Дж	М	i_0 , балл		Н, км	Δ_{10}	Δ_9	Δ_8	Δ_7	Δ_6	Δ_5
1	18	8	11	20	17	44	86	161	297	545	1000
2	17	7,5	10,5	20		23	153	101	188	346	634
3	16	7	10	15		12	32	64	119	219	402
4	15	6,5	9,5	10		7	20	40	75	139	256
5	14	5,5	8,5	10			0,3	13	29	55	102
6	13	5	8	8				7	18	35	65
7	12	4,5	7	8					9	21	40
8	11	4	6	5					6	13	25
9	10	3,5	5	3						8	16

тяготеют здесь к местам сочленения Каскеленского и Северо-Тяньшанского глубинных разломов и Северо-Тяньшанского и Тюпского глубинных разломов. На протяжении мезозойского и кайнозойского времени здесь отмечалась максимальная текто-

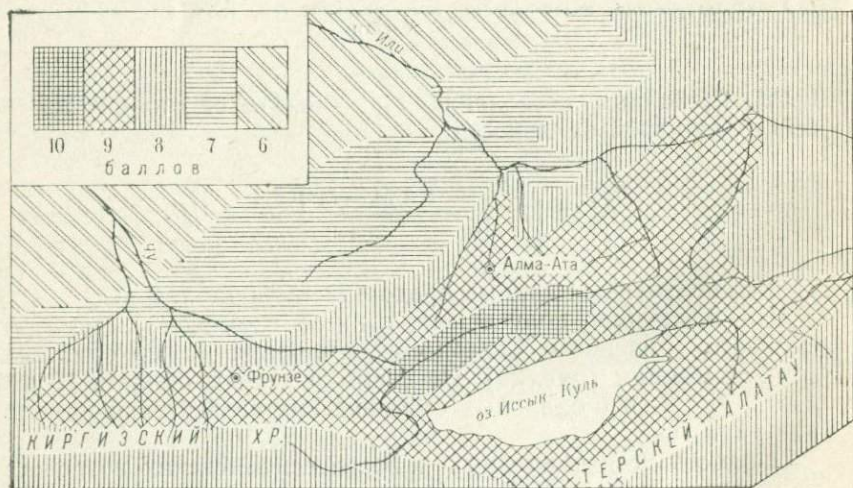


Рис. 29. Схема сейсмической опасности Северного Тянь-Шаня

ническая активность. В раннем палеогене в пределах зоны отмечалась активная вулканическая деятельность. Градиент вертикальных тектонических движений в новейшее и четвертичное время в пределах грабена имеет наибольшие значения. В этой зоне установлены погребенный в результате землетрясения город VI—VII вв. и остаточные сейсмодислокации крупнейшего землетрясения Азии (1911 г.) с магнитудой (M) более 8.

Область девятибалльных землетрясений приурочена к системе глубинных разломов, протягивающихся на сотни километров. Эта область развивалась на протяжении мезозойского и кайнозойского времени и отличается максимальной дробностью тектонических движений и большими величинами градиента вертикальных тектонических движений четвертичного времени. В новейшее и особенно в четвертичное время здесь происходили тектонические движения максимальной интенсивности. К данной зоне приурочены остаточные сейсмодислокации катастрофических землетрясений. С запада на восток к ней относятся глубинные разломы Северо-Тяньшанский, Теркский, Туюнский, Заилийский, Алмаатинский и Каскеленский.

К области восьмибалльных землетрясений относятся глубинные и крупные региональные разломы. Они развивались в мезо-кайнозойское время и имели дробный характер тектонических движений или высокие значения градиента вертикальных тектонических движений. В четвертичное время разломы разделяют блоки земной коры с одинаковым знаком тектонических движений. Для них характерны высокая интенсивность тектонических движений и рост градиента вертикальных тектонических движений в новейшее время. На западе к ней приурочены Курагатынский глубинный разлом, на востоке — Южно-Джунгарский и восточные отрезки Алмаатинского, Заилийского, Северо-Тяньшанского и Каскеленского глубинных разломов. Помимо этого, сюда относятся крупные региональные разрывы, активные на протяжении новейшего времени.

К области семибалльных землетрясений относятся участки, заключенные между зонами первой и второй категорий. Они втянуты в дифференцированные тектонические движения в четвертичное время. Здесь широко развиты крупные разломы с незначительной амплитудой подвижек в новейшее время. Они могут быть причиной землетрясений, однако объем очага будет незначителен и землетрясение проявится на локальных участках.

К области шестибалльных сейсмических воздействий относятся территории, удаленные от зон глубинных и крупных региональных разломов. В ее пределах не устанавливается дробности тектонических движений. Небольшие разрывные нарушения, имеющиеся здесь, могут явиться источниками слабых землетрясений с локальным проявлением на земной поверхности.

Все выделенные зоны различной сейсмической опасности оценивались по максимальным источникам землетрясений с учетом воздействия на земную поверхность. При оценке величины сейсмических воздействий на проектируемые или эксплуатируемые сооружения необходимы детальные инженерные исследования, так как на участках со сложными геологическими условиями сейсмический эффект может измениться на 1—2 балла. При этом необходимо провести оценку как на удаленные сильные воздействия, так и на местные воздействия различной интенсивности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный комплекс данных по стратиграфии, палеогеографии, тектонике, геоморфологии и сейсмичности Северного Тянь-Шаня при совместном изучении позволяет подойти к решению проблемы сейсмической опасности различных районов проектирования и строительства с большей детальностью. Подробное рассмотрение отдельных этапов развития региона на протяжении мезо-кайнозойского времени дало возможность установить своеобразные черты развития рельефа и проследить историю развития нарушений сплошности земной коры.

Своеобразие истории развития рельефа заключается в том, что на протяжении всего времени его формирования устанавливаются участки, в пределах которых рельеф постоянно был представлен либо поднятиями, либо впадинами, и участки, на которых происходила неоднократная перестройка, т. е. на месте впадин формировались поднятия или на месте поднятий — впадины. В настоящее время для участков, испытавших перестройку, характерна особенно высокая сейсмическая активность. Эта активность, как правило, имеет тесную связь с зонами глубинных и крупных региональных разломов.

Комплексное решение задачи тектонических движений дало возможность изучить характер и интенсивность последних отдельно в мезозойское, новейшее и четвертичное время. Этот подход заключается в том, что при учете суммарных деформаций их величины подсчитывались по амплитудам смещений полигенетических поверхностей выравнивания. Такая трактовка вопроса предоставляет возможность проводить количественную оценку интенсивности тектонических движений. С этой целью составлены схемы средней скорости вертикальных тектонических движений. Постановка задачи в данной плоскости позволяет производить сопоставление количественных и качественных характеристик тектонического процесса крупного региона и сейсмических процессов больших и малых энергий.

Статистическая обработка инструментальной сейсмологической информации и сопоставление пространственно-временных характеристик сейсмического процесса с геолого-геоморфологическими данными показывают, что распределение эпицентров и гипоцентров разных энергетических классов имеют четкую приуроченность к зонам максимальной интенсивности тектонических движений и к участкам с высокими значениями средней

скорости вертикальных тектонических движений. Таким образом, устанавливается, что поле эпицентров обладает детерминированной, слабо меняющейся во времени компонентой, характерной для данного региона.

Сопоставление различных критериев сейсмичности: геологических, геоморфологических и сейсмологических — позволяет установить корреляционные связи между процессами больших энергий и тектонической активностью крупных регионов. Такое решение задачи дает достаточное количество информации для оценки сейсмической активности в пределах локальных участков. Установленные признаки различной сеймотектонической подготовленности участков с хорошей сейсмологической изученностью могут быть перенесены на территории с недостаточной сейсмической информацией. Таким образом, по геолого-геоморфологическим признакам может быть проведено выявление участков, различно подготовленных в сейсмическом отношении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас землетрясений в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962. 337 с.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Обзор истории фауны наземных позвоночных Казахстана. — В кн.: Мат-лы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. I. Алма-Ата, 1955, с. 5—13.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Принципы стратиграфии антропогена Восточного Казахстана. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», вып. 1(34), 1959, с. 14—22.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Схема стратиграфии третичных отложений Юго-Восточного Казахстана и севера Киргизии в свете палеонтологических данных. — В кн.: Мат-лы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. 2. Алма-Ата, 1958, с. 5—16.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962. 326 с.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., «Недра», 1964. 136 с.
- Бильман Б. М., Гайский В. Н. О связях параметров сейсмического режима и изучении сейсмичности Таджикистана. — «Труды ин-та сейсмостойк. стр-ва и сейсмол. АН ТаджССР», т. 10, 1962, с. 48—67.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1963, № 5, с. 8—20.
- Богданович К. И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). — «Тр. Геол. ком.», СПб, 1914, вып. 89, с. 270.
- Болховитина Н. А. Спорово-пыльцевые комплексы триаса — раннего мела (к востоку от Енисея). — В кн.: Стратигр. и палеонтол. мезозойских и палеоген-неогеновых отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 125—130.
- Борукаев Р. А. История геологического развития Восточного Казахстана в допалеозойское и нижнепалеозойское время. — В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 359—380.
- Бувалкин А. К., Власов В. И. Триасовые отложения Южного Казахстана. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1961, вып. 4 (45), с. 19—30.
- Бувалкин А. К. Илийский угленосный бассейн. — «Вестн. АН КазССР», 1964, № 1 (226), с. 45—58.
- Бувалкин А. К. Геология и условия формирования верхнеюрских отложений Южного Казахстана. — В кн.: Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 125—145.
- Бунэ В. И. Сейсмический режим Вахшского района ТаджССР. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1965. 70 с.
- Бюллетень сети сейсмических станций СССР, 1969—1974. М., «Наука», 1969—1974.
- Вахрамеева В. А. Юрские флоры Индо-Европейской и Сибирской ботанико-географических областей. — В кн.: Докл. сов. геол. на I Междунар. коллоквиум по юрской системе. Тбилиси, 1962, с. 137—155.
- Вахрамеева В. А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., «Наука», 1964. 263 с.
- Венюков М. И. Опыт военного обозрения русских границ в Азии. СПб, 1873. 487 с.
- Верещагин В. Н., Мартинсон Г. Г. Континентальные отложения

- Азиатской части СССР, их распространение и задачи детального изучения. — В кн.: Стратигр. и палеонтол. мезозойских и палеоген-неогеновых отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 5—15.
- Вильгельмзон П. М. Кемино-Чуйское землетрясение 21 июня 1938 г. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947. 40 с.
- Владимирович В. П. Биостратиграфия континентальных триасовых и юрских отложений восточного склона Урала, Северного Казахстана и горной части Западной Сибири. — В кн.: Стратигр. и палеонтол. мезозойских и палеоген-неогеновых отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 46—55.
- Власов В. И. Угленосные отложения Юго-Восточного Казахстана и их перспективное промышленное значение. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1964.
- Волков Н. С. Илийская впадина. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. I. М., 1958, с. 525.
- Габрильян А. М. Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадин. М., «Наука», 1965. 260 с.
- Гамбурцев Г. А. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. — «Бюлл. Совета по сейсмол.», М., Изд-во АН СССР, 1955, № 1, с. 7—14.
- Генкина Р. З. Ископаемая флора и стратиграфия нижнемезозойских отложений Иссык-Кульской впадины. М., «Наука», 1966. 148 с.
- Гзовский М. В. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961. 191 с.
- Горбунова И. В. Детальное изучение сейсмичности Северного Тянь-Шаня. — «Тр. ИФЗ АН СССР», 1962, № 25 (152), с. 312—324.
- Горшков Г. П. Сейсмичность. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. II. М., 1968, с. 32—37.
- Горячев А. В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР, 1959. 180 с.
- Громов В. И., Никифорова К. В. Граница между неогеном и антропогеном. — В кн.: Мат-лы Междунар. геол. конгр. XXIII сесс. Докл. сов. геол. М., «Наука», 1968, с. 9—16.
- Громов В. И. Принципы построения схем периодизации палеолита. — В кн.: Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. М., 1961, с. 5—16.
- Громов В. И. Состояние вопроса с нижней границей и стратиграфическим подразделением антропогеновой (четвертичной) системы. — В кн.: Вопросы геологии антропогена. М., 1961, с. 33—41.
- Гутенберг Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли. М., Изд-во иностр. лит., 1948. 160 с.
- Дитмар В. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской и смежных депрессий Казахстана. М., «Наука», 1966. 176 с.
- Дэвис В. И. Геоморфологические очерки. М., «Наука», 1962. 455 с.
- Ефремов И. А., Вьюшкова Б. П. Каталог местонахождений пермских и триасовых наземных позвоночных на территории СССР. — «Тр. ПИН АН СССР», 1955, т. 46, с. 186.
- Ефремов И. А. Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1944, № 3, с. 40—58.
- Землетрясения в СССР в 1962—1971 гг. М., «Наука», 1964—1975.
- Ибрагимов М. А., Талинов К. К вопросу стратиграфии кайнозойских отложений Иссык-Кульской впадины. — В кн.: Новые данные по стратигр. Тянь-Шаня. Фрунзе, 1965, с. 188—199.
- Ибрагимов А. Т., Турдукулов К. К стратиграфии третичных (палеоген-неогеновых) континентальных отложений Чуйской впадины. — В кн.: Новые данные по стратигр. Тянь-Шаня. Фрунзе, 1965, с. 173—187.
- Игнатъев И. В. Землетрясение в Токмакском уезде в 1885 г. — «Изв. Русск. геогр. об-ва», 1887, т. XXII, вып. 2, с. 32.
- Ломонович М. И. Геологическое описание Илийской впадины. — В кн.: Илийская долина, ее природа и ресурсы. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963, с. 117—173.

- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947. 258 с.
- Киселев В. В., Королев В. Г. Основные черты тектоники западной части Киргизского хребта. — В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе, 1964, с. 15—34.
- Кнауф В. И., Королев В. Г. Северо-Тяньшанская складчатая система. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. II. М., 1968, с. 225—230.
- Корнилова В. С. Региональные особенности миоценовых флор Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Стратигр. кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе, 1966, с. 109—120.
- Корсакова Н. В., Кузичкина Ю. М., Мартинсон Г. Г. К био-стратиграфии континентальных толщ мезозоя Средней Азии. — В кн.: Стратигр. и палеонтол. мезозойских и палеоген-неогеновых отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 56—64.
- Костенко Н. Н. Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963. 75 с.
- Краснов А. Н. Опыт истории развития флоры южной части Восточного Тянь-Шаня. — «Зап. Русск. географ. об-ва», 1888, т. XIX, с. 412.
- Крестников В. Н. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезо-кайнозое. М., Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.
- Кузичкина Ю. М. Спорно-пыльцевые комплексы из юрских углей Тянь-Шаня. — «Труды ин-та геол. АН ТаджССР», 1962, т. 5, с. 106—138.
- Курдюков К. В. К вопросу о границе неогена и антропогена в Северной Киргизии. — «Труды ин-та геол. АН ТаджССР», 1962, т. 20, с. 126—131.
- Кушев Г. Л. Обзор распространения мезозойских угленосных отложений в Казахстане. — В кн.: Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 3—15.
- Курочкина Р. И., Нерсесов И. Л. Землетрясения Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1967 г. М., 1970, с. 90—99.
- Курочкина Р. И., Нерсесов И. Л. Землетрясения Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1968 г. М., 1972, с. 92—98.
- Марков К. К. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. М., изд. МГУ, 1971. 120 с.
- Маркова Л. Г. Спорно-пыльцевые комплексы раннего мела Западной Сибири. — В кн.: Стратигр. и палеонтол. мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 131—139.
- Меньшиков С. Ф., Тимуша В. К проблеме верхнего мела в Илийской впадине. — «Изв. вузов. Сер. геол. и разведка», 1964, № 3, с. 138—140.
- Методы детального изучения сейсмичности. — «Тр. ИФЗ АН СССР», 1958, № 9 (176), с. 279—312. Авт.: В. И. Бунз, М. В. Гзовский, В. Н. Крестников, И. Л. Нерсесов.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., Изд-во АН СССР, 1960. 36 с.
- Мураховская Е. И. Спорно-пыльцевые комплексы нижнемезозойских отложений основных депрессий Восточного Казахстана и их стратиграфическое значение. — В кн.: Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 111—118.
- Мушкетов Д. И. Сейсмическое районирование Средней Азии. — «Труды Сейсмолог. ин-та АН СССР, 1933, № 34, с. 17.
- Мушкетов И. В. Землетрясение 28 мая 1887 г. в городе Верном. — «Изв. Русск. геогр. об-ва», 1888, т. XXIV, с. 14.
- Мушкетов И. В. Чиликское землетрясение 30 июня (12 июля) 1889 г. — В кн.: Мат-лы для изуч. землетряс. России. Т. I, 1891, с. 11—42.
- Мушкетов И. В., Орлов А. Н. Каталог землетрясений Российской Империи. — «Зап. Русск. геогр. об-ва», 1893, т. XXXI, с. 582.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии. — В кн.: Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции. М.—Л., 1936, с. 35—86.

Нерсесов И. Л., Джанузакоев К. Д., Грин В. П. О сейсмичности района бассейна р. Нарын. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1960. 177 с.

Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1948, № 5, с. 13—24.

Орловская Э. Р. Новые данные о нижнемезозойской флоре Кетменского хребта. — «Тр. палеоботан. конференции». Томск, 1968, с. 64—80.

Орловская Э. Р. Нижнемезозойская флора Восточного Казахстана. — В кн.: Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 63—80.

Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1956, № 6, с. 11—19.

Петрушевский Б. А. К истории развития Тянь-Шаня в мезозое и кайнозойское время. Бюлл. МОИП, 1948, № 5, с. 53—70.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955. 552 с.

Покровская И. М. Состояние изученности верхнемеловых спорово-пыльцевых комплексов и основные этапы в развитии поздне меловой флоры на территории Азиатской части СССР. Л., «Наука», 1967. 154 с.

Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., 1955, с. 408—437.

Проводников Л. Я. Разломы фундамента Западно-Сибирской эпигерцинской плиты. — В кн.: Кайнозой Западной Сибири. М., 1968, с. 108—113.

Радченко Г. П. Новые виды голосеменных Сибири и Казахстана. — В кн.: Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. М., 1960, с. 117—122.

Рождественский А. К. Первая находка в СССР в коренном местонахождении динозавров. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1955, т. 30, вып. 4, с. 118.

Рождественский А. К. Новые данные о местонахождении динозавров на территории Казахстана и Средней Азии. — «Тр. Ташкент, Ун-та им. В. И. Ленина, сер. геол.», 1964, вып. 234, с. 227—241.

Рождественский А. К., Хозаицкий Л. И. Поздне мезозойские наземные позвоночные Азиатской части СССР. — В кн.: Стратигр. и палеонтол. мезозойских и палеоген-неогеновых отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 82—91.

Розова Е. А. Землетрясение Средней Азии. — «Тр. Сейсмолог. ин-та АН СССР», 1947, № 123, с. 117—119.

Розова Е. А. Распределение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии. — «Труды Геофиз. ин-та АН СССР», 1950, № 10 (137), с. 36—39.

Романовский Г. Д. Сообщение о причине землетрясения в Туркестане летом 1885 г. — «Зап. СПб, мин. об-ва, сер. 2», 1886, т. XXII, с. 11.

Романовская Г. М. Триасовые и юрские спорово-пыльцевые комплексы Азиатской части СССР. — В кн.: Стратигр. и палеонтол. мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 140—142.

Сальменова К. З. Средняя Азия. Триасовая система. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. I. М., 1973, с. 216.

Самсонова С. К. Новые данные по верхнемеловой флоре северо-востока Средней Азии. М., «Наука», 1966. 152 с.

Сапожников В. В. Очерки Семиречья. Т. 1 и 2-а. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1904—1906.

Саваренский Е. Ф., Кириос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1955. 343 с.

Северцов Н. А. Поездка в западную часть Небесного хребта от западных пределов Заилийского края до Ташкента (с геологической картой и разрезами). — «Зап. Русск. геогр. об-ва», 1867, № 8, с. 75—164.

Семенов П. П. Туркестанский край. Россия. Полное географическое описание нашего отечества. Т. XIX. 1912. 860 с.

Сикстель Т. А. Растительные остатки из третичных отложений Киргизии. Ташкент, Изд-во Ком. наук УзбССР. 1939. 15 с.

Сикстель Т. А. Климатическая зональность позднего триаса на территории Средней Азии как результат местных поднятий. — «Тр. V и VI сесс. ВПО». М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 107—110.

Сикстель Т. А. Высшие растения триаса Средней Азии. — В кн.: Стратигр. и палеонтол. мезозойских и палеоген-неогеновых отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 108—111.

Соловьев С. Л. Общий обзор сейсмичности СССР. — В кн.: Землетрясения в СССР. М., 1961, с. 3—7.

Солоненко В. П. Землетрясения и рельеф. — «Геоморфология», 1973, № 4, с. 3—13.

Сочава А. В. Литология, стратиграфия и условия образования красочной формации мела Ферганы. — В кн.: Меловые континентальные отложения Ферганы. Л., 1965, с. 5—100.

Сочава А. В. Красноцветная формация мела Средней Азии. — В кн.: Стратигр. и палеонтол. мезозойских и палеоген-неогеновых отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 65—73.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968. 316 с.

Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л., «Наука», 1967. 167 с. Авт.: К. А. Алимова, Ю. М. Кузичкина, Н. В. Корсакова, Т. А. Сикстель, Н. Б. Черкашенко, Л. С. Хачиева, Е. М. Швецова.

Тазахин Н. Н. Континентальные отложения юры и мела юга Сибирской платформы и Забайкалья. — В кн.: Стратигр. и палеонтол. мезозойских и палеоген-неогеновых отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 30—39.

Уломов В. И. Внимание! Землетрясение! Ташкент, «Узбекистан», 1967. 160 с.

Федорович Б. А. Послетретичные тектонические прогибы в северных предгорьях Тянь-Шаня. — В кн.: Мат-лы по геол. и геохим. Тянь-Шаня. Т. 2. М.—Л., 1931, с. 7—50.

Федорович Б. А. Верховья р. Чу. — В кн.: Мат-лы по геол. и геохим. Тянь-Шаня. Т. 4. М.—Л., 1935, с. 9—115.

Хованский Б. Н. Голоценовая тектоника Памира. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1971, № 3, с. 84—89.

Хованский Б. Н. Развитие рельефа и сейсмичность областей различной активизации. — «Вестн. МГУ, сер. геогр.», 1972, № 3, с. 94—96.

Хованский Б. Н. О Каскеленском глубинном разломе. — «Бюлл. МОИП, отдел геол.», 1972, № 2, с. 17—20.

Хованский Б. Н. Новейшая тектоника и сейсмичность районов гидротехнического строительства на Северном Тянь-Шане. — В кн.: Докл. и сообщ. IV конф. изыскателей ин-та «Гидропроект». Л., 1972, с. 99—101.

Хованский Б. Н. Сейсмоструктура района строительства Капчагайской ГЭС. — В кн.: Докл. Всесоюз. конф. по определению степени сейсмич. опасности в районах строительства крупных гидроузлов и обеспечению сейсмостойкости плотин. Л., 1972, с. 28—29.

Хованский Б. Н. История геологического развития Северного Тянь-Шаня в триасе. — «Изв. вузов, Геология и разведка», 1974, № 9, с. 27—32.

Хованский Б. Н. Новейшая тектоника и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. — «Геоморфология», 1975, № 1, с. 95—103.

Хозаицкий Л. И. Наземная черепаша неогена Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Мат-лы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. 2. Алма-Ата, 1958, с. 39—54.

Чакабаев С. Е. О морском палеогене Илийской впадины. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 133, № 4, с. 925—927.

Шабаров Н. В. Мезозойские угленосные районы Средней Азии. — В кн.: Труды XVII Междунар. геолог. конгр. Т. 1. М.—Л., 1939, с. 102.

Шебалин Н. В. Методы использования инженерно-сейсмологических

данных при сейсмическом районировании. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР, М., 1968, с. 95—111.

Шишкин М. А., Очев В. Г. Фауна наземных позвоночных, как основа стратиграфического расчленения континентальных триасовых отложений СССР. — В кн.: Стратигр. и палеонтол. мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л., 1967, с. 74—81.

Шурыгин В. А., Костенко Н. Н. Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. I. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1955. 94 с.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., ОГИЗ, 1948. 222 с.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Краткая история исследований	6
Структурно-геоморфологическое строение Северного ТяньШаня	12
Стратиграфия	31
История тектонического развития и формирования рельефа	56
Сейсмичность Северного Тянь-Шаня	92
Связь геологического строения и сейсмичности	110
Заключение	119
Список литературы	121

ИБ № 477

БОРИС НИКОЛАЕВИЧ ХОВАНСКИЙ
**ТЕКТОНИКА, РЕЛЬЕФ И СЕЙСМИЧНОСТЬ
СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Редактор **В. И. Макеев**
Обложка художника **Н. А. Ульяновской**
Художественный редактор **В. В. Евдокимов**
Технические редакторы **Б. А. Илясова,**
А. Е. Матвеева
Корректор **Л. М. Кауфман**

Сдано в набор 3/X 1976 г. Подписано в печать 7/XII 1976 г.
Т-21173 Формат 60×90^{1/16}. Печ. л. 8,0 Уч.-изд. л. 8,42
Бумага № 2. Заказ № 1477/6066—1 Тираж 560 экз.
Цена 84 коп.

Издательство «Недра», 103633,
Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Московская типография № 32 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва, К-51, Цветной бульвар, д. 26.

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
42	17 сверху	хиных динозавров	хищных динозавров
115	11 снизу	$\Delta i = \sqrt[10]{\frac{1,5M - i_0 + 3,4}{1,9}} - H^a$	$\Delta i = \sqrt[10]{\frac{1,5M - i_0 + 3,4}{1,9}} - H^2$

Зак. 1477/6066-1

84 коп.

1933

НЕДРА