



ПРОБЛЕМЫ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ
ДВИЖЕНИЙ
И НОВЕЙШИХ
СТРУКТУР
ЗЕМНОЙ КОРЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ



ПРОБЛЕМЫ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ
ДВИЖЕНИЙ
И НОВЕЙШИХ
СТРУКТУР
ЗЕМНОЙ КОРЫ

К VIII КОНГРЕССУ INQUA

Париж, 1969 г.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1968



5405

Сборник состоит из докладов, заслушанных на IV пленуме Геоморфологической комиссии АН СССР, проходившем в Московском государственном университете. Сборник посвящен проблеме неотектоники. Главное внимание уделяется теории и методике исследований новейших тектонических движений и созданных ими структур земной коры.

Таблиц 5. Библ. 253 назв. Иллюстраций 61.

РЕДКОЛЛЕГИЯ:

В. И. Бабак (секретарь), *Д. В. Борисевич*, *И. П. Герасимов*,
Г. П. Горшков, *Н. В. Думитрашко*, *Г. Ф. Лунгерсаузен*,
Ю. А. Мещеряков, *Е. Е. Милаповский*,
Н. И. Николаев (отв. редактор), *С. С. Шульц*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Первый раздел книги включает работы по общим и методическим вопросам неотектоники. Открывается он статьей Г. Ф. Лунгергаузена. Не отрицая большого своеобразия неотектонического этапа развития Земли, автор ставит вопрос о возможном сходстве данного этапа с теми специфическими обстановками, которые существовали в позднем докембрии и в конце палеозоя. В статье Н. И. Николаева на примере неотектонического развития Черноморской впадины и впадин Средиземного моря обсуждается гипотеза о возможности преобразования коры материкового типа в океаническую земную кору. Поддерживая эту гипотезу, Н. И. Николаев показывает, что коренные преобразования рельефа земной поверхности, геологической структуры и типа строения земной коры в аспекте геологического времени могут совершаться чрезвычайно быстро.

Актуальному вопросу о горизонтальных движениях земной коры посвящены статьи В. В. Ламакина и В. М. Рябова. Весьма своевременна статья П. Н. Николаева, в которой подчеркнута большая значимость анализа истории тектонического развития территории для оценки ее сейсмической активности в современную эпоху. Предлагаемое автором понятие о «степени изношенности» земной коры, вероятно, окажется весьма полезным при решении проблемы прогноза времени и места землетрясений.

Общим вопросам неотектоники и закономерностям их проявления посвящены статьи Н. В. Думитрашко, И. А. Резанова и М. В. Пиотровского.

В статьях Ю. П. Казакевича и Н. П. Костенко, Л. И. Беленького, С. С. Воскресенского и других рассмотрены вопросы применения данных и методов неотектоники при поисках полезных ископаемых, при инженерно-геологических работах.

В разделе, посвященном региональной тектонике орогенических областей (статьи Г. И. Раскатова, А. Н. Афанасьева, С. М. Александрова, И. П. Варламова и др.), приведены многие новые интересные факты и закономерности новейшего тектогенеза Урала, гор Средней Азии, Байкальской горной области и Сахалина.

В разделе по неотектонике материковых платформ большинство работ посвящено отдельным районам Русской платформы (статьи Д. Г. Панова, Л. Е. Сетунской, А. А. Свиточ, Р. В. Кабанова и др.). Несколько статей характеризует региональные проблемы и достижения в изучении неотектоники Западно-Сибирской молодой платформы, Казахского щита, древней

платформы Восточной Сибири (статьи В. И. Бабак, А. Г. Доскач, М. Е. Городецкой и др.).

В целом сборник полно и разносторонне характеризует современное состояние неотектоники и перспективы дальнейшего развития этой молодой быстро развивающейся отрасли науки о Земле.

Большинство статей является итогом большой работы крупных коллективов. Сборник, подготовленный к печати лабораторией неотектоники МГУ, вносит существенный вклад в познание как региональных, так и теоретических вопросов неотектоники и несомненно представляет интерес для геоморфологов, геологов, географов, геофизиков, геодезистов и других специалистов.

ОБЩИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ НЕОТЕКТОНИКИ

Г. Ф. ЛУНГЕРСГАУЗЕН

О СОВРЕМЕННОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭПОХЕ И ЕЕ ВЕРОЯТНЫХ АНАЛОГАХ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В последнее время как в советской, так и в зарубежной литературе все чаще поднимается вопрос о геотектонической сущности современной геологической эпохи.

Б. Л. Личков (1941) одним из первых в СССР отметил своеобразный характер современной эпохи, хотя, думается, и не был вполне прав в конечных выводах. Начиная с 40-х годов энергичное развитие неотектоники привлекло внимание большой группы геологов к молодым и собственно современным движениям земной коры и сделало необходимым точное определение природы этих движений и их места в общем плане геотектонических процессов. При этом отчетливо наметилась тенденция рассматривать современную геологическую эпоху (в широком, хотя и несколько неопределенном объеме так называемого неотектонического этапа) как явление беспрецедентное в истории Земли, характеризующее принципиально новую фазу ее развития.

Наиболее последовательное и полное выражение указанная точка зрения нашла в работах В. В. Белоусова (1962₁). Этот исследователь говорит об особой, новой линии развития земной коры, которая приходит на смену предыдущей геосинклиналино-платформенной линии. Соответствующую стадию развития В. В. Белоусов (1962₂) называет «базальтовой», усматривая симптоматические ее свойства в большой тектонической активности платформенных областей и в процессе «океанизации» земной коры.

Н. И. Николаев, много сделавший для развития неотектоники как одной отрасли геологической науки и давший в своих трудах обстоятельный разбор фактических данных, относящихся к этой области, более осторожен в заключениях. Не отрицая значения принципа актуализма, он считает, что новейшая геологическая история подчиняется тем закономерностям, которые для послепротерозойского этапа были установлены Н. М. Страховым (Николаев, 1949, 1961, 1962_{1,2}).

Еще более осторожны высказывания в этом направлении С. С. Шульда (1962), а также В. Е. Хаина (1964).

Мне хочется высказать некоторые соображения и доводы, противоречащие той крайней точке зрения на природу новейшего этапа развития Земли, ярким представителем которой, как говорилось, является В. В. Белоусов. Я не беру на себя смелость объяснять явления и устанавливать причинные связи между ними. Задача моего сообщения скромнее и проще: сделать ссылки на известные факты, которые не укладываются в рамки упомянутой концепции.

С проблемой океанизации связано в настоящее время так много перешенного или спорного, что в любом случае ее обсуждение приобретает характер острой дискуссии. В частности, невозможно, оставаясь на почве фактов, рассматривать проблему океанизации в историческом аспекте: сравнительный материал для этого, по существу, отсутствует, а догадки и предположения неизбежно отражают субъективную точку зрения того или другого исследователя. Строго говоря, сама постановка проблемы в том виде, как она формулируется рядом исследователей, т. е. самое право ее на существование, не является бесспорным и требует дополнительной аргументации. Поэтому кажется более правильным исключить пока из рассмотрения всю относящуюся сюда группу вопросов.

Ограничив себя таким образом и придерживаясь в общем принятых взглядов на характер неотектонических процессов, можно выделить следующие главнейшие их признаки (в пределах материков).

Во-первых, резкое возрастание тектонической активности, которое наблюдается не только (и не столько) в собственно орогенных (геосинклинальных) зонах, но также на типичных платформах, включая древние их ядра — щиты, и в области древних орогенных структур, прошедших более или менее длительную стадию платформенного развития (классический тип — Тянь-Шань). Другими словами, явление почти тотальной активности и земной коры.

Во-вторых, достаточно широкое, хотя и связанное с определенными крупными областями, проявление основного вулканизма (андезито-базальтовые лавы), который не ограничивается молодыми геосинклинальными зонами, например прилегающими к Тихому океану, но распространяется также на настоящие платформы (Аравийская глыба, рифтовая зона Восточной и особенно Северо-Восточной Африки, южная окраина Сибирской платформы, значительные участки Китайской платформы).

В-третьих, резкое преобладание дизъюнктивных нарушений: почти исключительно глубокий характер движений и в общем высокая сейсмичность эпохи.

Важно уяснить, насколько перечисленные признаки действительно присущи только геологической современности и нет ли оснований усмотреть аналогичные или близкие явления в обстановках более отдаленного прошлого Земли. В арсенале доводов, которыми оперируют защитники представления о принципиальной новизне неотектонического этапа, особое место занимают факты, касающиеся активизации собственно платформ и консолидированных орогенных структур.

Геологи и даже палеогеографы пока еще уделяют совершенно недостаточное внимание точной классификации ископаемых ороструктурных образований прошлых геологических веков. Между тем даже элементарный палеотектонический анализ ряда крупных возвышенностей, которые рисуются в итоге палеогеографических построений, может привести к важным и ответственным заключениям.

Особенно показательны реконструкции орографических условий верхнего палеозоя и позднего докембрия. Попытка представить себе обстановку древних оледенений и объяснить особенности топографии обширных ледниковых покровов, частью превосходящих по размерам ледниковые поля четвертичного времени, неизбежно приводит к выводу о существовании крупных горных поднятий в пределах тех участков суши, которые принято относить к платформам. Для эпохи Гондваны такие платформенные или эпиплатформенные горы рисуются почти на всех великих платформах Земли: в пределах Южной Америки, Африки, Южной Азии, Австралии.

Не менее ответственные выводы должны последовать из рассмотрения палеогеографических условий позднего докембрия. Уже давно указывалось, что для правильного понимания характера и особенностей петрографического состава древнейших континентальных допалеозойских отложе-

ний Подолии (могилевская свита) приходится допустить существование платформенных гор к югу от Подолии на месте современных опусканий Причерноморской впадины и Черного моря. Гипотетическая горная страна, сложенная преимущественно гранитами, являлась юго-западным продолжением Украинского кристаллического массива. Влияние отдельных глубоко погруженных ее блоков, видимо, ощущается в более поздних верхнепалеозойских, мезозойских и новейших структурах Крыма и Добруджи.



Р и с. 1. Патомское нагорье. Тиллит верхнего докембрия, отложенный ледником, который двигался с юга и юго-востока из обширной горной страны, возникшей в результате активизации нижнепротерозойской платформы (западное продолжение современного Алданского щита)

Другая значительно более обширная горная страна платформенного типа располагалась на месте слияния разобщенных в дальнейшем платформ или щитов: Гренландско-Канадского и Северо-Европейского. Именно здесь, по-видимому, была главная область питания одного из величайших ледниковых покровов, когда-либо известных в истории Земли: позднекембрийского ледника, следы которого обнаружены в Северной Америке, Гренландии, на островах Свальбарда, в Северо-Западной Европе, а в последнее время среди так называемых вендских отложений Русской плиты.

Давно высказывались предположения о существовании поднятий, расположенных в рифейское время к западу от Урала. Эти поднятия, имевшие характер достаточно значительных горных возвышенностей, судя по их влиянию на условия накопления осадков в Уральском эвгеосинклинальном желобе, принадлежали к окраинно-восточной части Русской платформы, т. е. также должны быть отнесены к числу достоверных свидетелей «активизации» платформенных областей.

Очень поучительные орографические соотношения должны были существовать в верхнепротерозойское время в Забайкалье. Обширный ледник, двигавшийся с юга на север в область современного Патомского нагорья, транспортировал огромное количество обломочного материала: валунов и целых глыб, иногда со следами штриховки и ледниковой огранки (рис. 1). Состав этих валунов примечателен прежде всего своей выдержанностью, говорящей о принадлежности области ледниковой экзарации, т. е. горной

страны, покрытой ледником, к совершенно определенной категории геологических структур. Это была древняя платформа, составлявшая, видимо, западное и юго-западное продолжение Алданского щита (с Чарской глыбой), сложенная мощными комплексами лейкократовых гранитов, плагиогранитов и гранито-гнейсов древнего облика, скорее всего нижнепротерозойских или даже верхнеархейских.

Перечень примеров можно было бы продолжить, однако вряд ли в этом есть необходимость, так как, думается, почти каждому беспристрастному исследователю докембрия не раз в практике пришлось встретиться с фактами, которые обязывали его сделать выводы, близкие к только что изложенным.

Для дополнения картины я обращаюсь к другой эпохе — к верхнему мезозою, опять же в области Забайкалья. Изучение континентальных мезозойских отложений, сохранившихся в глубоких узких грабенах, расположенных среди сплошного поля развития нижнего протерозоя и архея восточнее Тынды, позволяет выделить два существенно отличных комплекса.

В нижнем комплексе наряду с песчаниками, алевролитами и угленосными пачками развиты конгломераты, переходящие в настоящие фангломераты значительной мощности. В их составе вместе с обломками пород, близкими по характеру к породам древнего субстрата, в заметном количестве присутствуют кварцевые порфиры, ортофиры и другие эффузивы очень своеобразного облика, напоминающие эффузивные породы эвгеосинклинального верхнего протерозоя Прибайкалья или, может быть, эффузивы триаса. Великолепная окатанность валуно-галечного материала свидетельствует о его длительной транспортировке, а преобладающая ориентировка длинных осей галек и наклон уплощенной их поверхности дают все основания предполагать, что область размывания, откуда следовали юрские реки, находилась далеко на юге, быть может на границе с Китаем или даже в его пределах.

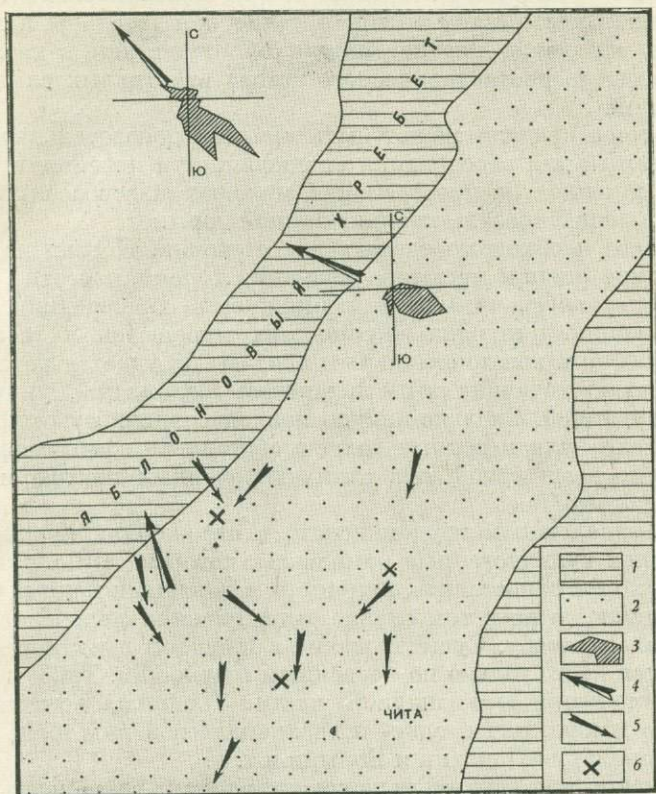
Верхний комплекс отложений континентального мезозоя имеет совершенно иной характер. Обычно здесь наблюдается нагромождение плохо окатанных и почти неокатанных обломков местных пород, вплоть до крупных глыб. Преобладают сильно измененные породы протерозоя, типичные для зон дробления и диафтореза. Залегание глубообломочных накоплений в глубоких рвах или ископаемых тектонических долинах свидетельствует об их связи с резкими тектоническими, или, лучше, сейсмическими подвижными зонами, захватившими область древней платформы.

Еще более отчетливые палеогеографические соотношения, относящиеся к верхнему мезозою, вырисовываются при изучении соответствующих отложений в окрестностях Читы. Здесь также хорошо выделяются два континентальных комплекса: нижний, уверенно относимый к юре, и верхний — нижнемеловой. Юрские конгломераты отличаются разнообразным составом. Возвышенности, размываемые юрскими реками, были сложены главным образом интрузивными образованиями (граниты, гранодиориты, сиениты, габбро), эффузивами кислого, среднего и основного состава и их туфами, в меньшей степени метаморфическими породами. Реки имели очень выдержанное северо-западное направление. Интересно отметить, что это направление совершенно не согласуется с расположением современных структур (грабенов), точнее структур, прочно установившихся в самом конце мезозойского времени.

Резкая перестройка всего структурного плана этой части Забайкалья относится к началу мела.

Грубообломочные отложения мела образованы быстрыми потоками, частью, вероятно, флювиогляциальными, которые направлялись сюда с севера из высоко поднятой горной страны (рис. 2). В составе обломочного материала преобладают светлые фельзиты, типичные для покровных образований, и породы подводящих каналов: фельзитпорфиры, тонкозернистые

аплитовидные граниты и аплиты, лейкократовые граниты и др. Подчиненное значение имеют субщелочные породы, принадлежащие как эффузивным, так и жерловым фациям. О большой высоте гор, размываемых реками, свидетельствуют не только состав отложений, величина обломков, характер кривой слоистости песчаных и гравелитовых пачек, но также отчетливые признаки оледенения горной страны: тиллитоподобные пуддинги и



Р и с. 2. Элементы динамической палеогеографии окрестностей г. Читы в верхнемезозойское время
 1 — докембрийские и палеозойские метаморфические и интрузивные комплексы; 2 — Читинская грабен-долина, выполненная верхнемезозойскими континентальными отложениями; 3 — диаграмма наклона уплощенных поверхностей галек в верхнеюрских полимиктовых конгломератах; 4 — направление течения потоков в верхнеюрское время; 5 — направление течения потоков в нижнемеловое время (главным образом по преобладающему наклону кривой слоистости); 6 — места, в которых обнаружены ледниковые фации в нижнемеловых отложениях (громздные глыбы-отторженцы, перенесенные плавающими льдами, тиллитоподобные пуддинги)

грандиозные глыбы алевролитов (до 8 м в диаметре), погруженные в слоистую массу песчаного материала и несомненно перенесенные в водах потока плавающими льдинами.

Сопоставление данных, касающихся строения континентального верхнего мезозоя Алданского щита, с данными, относящимися к более южным областям, приводит к выводу, что в начале мелового времени на месте современного Алданского щита возникла обширная горная возвышенность, которая может быть квалифицирована как новообразованные горы, типичные для древних активизированных платформ. Протяженность горной страны по широте превышала 1000 км. Воздымание гор сопровождалось интенсивным дроблением фундамента и вулканической деятельностью. О масштабе лавовых излияний и пирокластических выбросов можно отчас-

ти судить по грандиозному объему обломочного материала, образовавшегося в результате размыва вулканогенных толщ и образующего мощные линейные и конусовидные выносы, которые выполняют глубокие грабен-долины южного и западного Прибайкалья. В пределах самой горной страны формировались тектонические рвы, которые заполнялись массами почти неокатанного обломочного материала типа горных свалов.

Приведенные примеры не являются чем-то исключительным в геологической истории. Вместе с тем они достаточно показательны и могут быть использованы как довод против мнения об отсутствии в геологическом прошлом Земли (до неотектонического этапа) отчетливых следов активизации платформ.

В равной мере вряд ли может быть признан доказательным и другой тезис, приводимый для обоснования специфичности новейшего тектонического этапа: широкое распространение молодых платобазальтов в качестве свидетеля общей «базальтизации» земной коры.

Прежде всего необходимо сделать две оговорки. Первая из них относится к методике оценки масштаба явлений. Хорошо известно, насколько сложны условия, обеспечивающие возможность консервации континентальных отложений. Для ряда крупнейших перерывов в геологическом разрезе, отвечающих континентальным эпохам, не удается установить даже следов соответствующих этим перерывам отложений, уничтоженных эрозией и денудацией. Сколько-нибудь полная сохранность континентальных, в том числе вулканогенных толщ в обстановке воздымающихся, тем более энергично воздымающихся, активизированных платформ представляет явление уникальное.

Было бы безнадежным трудом искать в отложениях прошлых континентальных эпох вулканогенные комплексы, которые по полноте сохранения можно было бы сопоставить, например, с лавовыми полями Сирии или Эфиопии и Кении, даже в том случае, если явления первоначально были соразмерны по масштабу. Существование в прошлом вулканогенных толщ устанавливается часто только по косвенным признакам. Таковы некоторые неогеновые отложения юго-западной части Украины, континентальный бат Донецкого кряжа, ряд средне- и верхнепалеозойских толщ Сибирской платформы, докембрия Подолии и Волыни и т. п.

Таким образом, при всякого рода сопоставлениях современных явлений с явлениями отдаленных геологических эпох, основываясь на коррелятивных им отложениях, требуется введение существенных корректив за счет неполноты сохранения древних толщ.

Вторая оговорка касается точки зрения на истинную роль основного вулканизма в современном геологическом ландшафте. Существует опасение, что эта роль несколько преувеличена, если рассматривать ее в глобальном масштабе. Проявления молодого вулканизма в пределах платформ имеют относительно ограниченное распространение, исключая уже упомянутые обширные площади Аравии, Восточной Африки, участка Китайской и Сибирской платформ, причем эти площади вполне сопоставимы с ареалами развития платобазальтов и ассоциирующихся с ними средних эффузивов в отложениях мезозойского, палеозойского и докембрийского возраста. Что же касается вулканогенных образований современных океанических впадин и собственно геосинклинальных зон, то их следует сравнивать с подобными же комплексами древних эвгеосинклиналей, и надо сказать, что исход сравнения не может быть заранее предугадан, учитывая грандиозный масштаб как тех, так и других явлений.

Беспристрастное рассмотрение фактов вряд ли может способствовать укреплению взгляда на исключительность масштаба молодого (новейшего) основного вулканизма в пределах активизированных платформ. Следы подобного вулканизма известны в отложениях всех систем. Однако особое внимание привлекают вулканогенные комплексы, относящиеся к трем ин-

тервалам геологического времени: 1) к верхнему мелу — палеогену; 2) к верхнему карбону, перми и триасу; 3) к позднему докембрию.

Интересно отметить, что к тем же геологическим интервалам приурочены и наиболее загадочные и своеобразные проявления платформенного вулканизма: кимберлиты. Верхним докембрием должны быть датированы недавно открытые кимберлитовые тела на крайнем юго-востоке Алданского щита. Можно подозревать существование докембрийских кимберлитовых трубок в пределах Индийской платформы. К верхнему палеозою и раннему мезозою достоверно относятся значительная часть алмазоносных трубок Сибирской платформы и, возможно, некоторые трубки Африки. Верхнемеловой возраст наиболее вероятен для большей части африканских трубок. Весьма возможно, что тем же временем должны быть датированы некоторые трубки крайнего северо-востока Сибирской платформы, связанные с наиболее поздним по времени ареалом траппового вулканизма, пространственная эволюция которого и миграция на восток были вызваны общим ходом развития Верхоянской геосинклинали и Лено-Вилуйской впадины.

Весьма возможно, что присутствие кимберлитов (ультраосновная магма) в дальнейшем явится одним из важнейших критериев для выделения и диагностики критических (переломных) моментов в развитии земной коры и подкоровой мантии.

Вряд ли есть надобность специально останавливаться на всемирно известных трапповых образованиях Восточной и Южной Африки (перм-триас, верхний мел — палеоген, неоген — квартал), Южной Америки (поздний триас, частью более ранние излияния), Центральной Сибири (пермь — нижний триас, начало юры), Индии (верхний мел — палеоген) и т. п. Площади, занятые полями докайнозойских долеритов (древние платобазальты и связанные с ними пластовые интрузии в приповерхностных частях осадочного комплекса), не только сопоставимы с неоген-четвертичными трапповыми полями Восточной Африки, Сирии, Забайкалья, но намного превышают их.

Упомянем только о более древнем наименее изученном из трех указанных основных вулканогенных этажей — докембрийском.

По мере изучения отложений позднего докембрия выясняется все большая роль в их строении вулканогенных образований основного состава. По существу, они обнаружены во всех областях развития позднего докембрия, выраженного не только в эвгеосинклинальных (Прибайкалье), но и в платформенных, субплатформенных и миеосинклинальных фациях. Вулканогенные комплексы известны в Гренландии, Фенноскандии; не столь давно они выявлены на западе Русской платформы (Подолія, Волынь и др.). Древние базальтовые лавы принимают участие в строении как нижних горизонтов (гора Машак), так и верхней части (ашинская свита) Уральского докембрия. Присутствие вулканогенных образований установлено недавно в составе позднего докембрия востока Алданского щита и, предположительно, Оленекского поднятия (типичные платформенные фации). Аналогичная картина наблюдается в Северной Америке, Африке и в других местах.

Подобные и другие факты заставляют серьезно задуматься над основательностью идеи «базальтизации» и «океанизации» земной коры в новейшее (и только в новейшее!) время. Скорее можно думать, что явления современности и недавнего прошлого действуют в известной мере гипнотически на воображение исследователей и мешают правильно оценить масштабы и значение явлений глубокой геологической давности.

Для современной геологической эпохи в высшей степени типичны дифференцированные движения вдоль разрывов, оживление которых является характерной чертой эпохи (более подробно об этом сказано при рассмотрении новейших структур Сибирской платформы и Верхоянского хребта).

Эффектная картина разрывной тектоники земной поверхности в полной мере выяснилась только в результате аэрофотосъемки и изучения снимков.

Аэрофотогеология, составившая важный этап в развитии региональной геологии и геологического картирования, по-видимому, не менее важная веха в формировании представлений о структуре Земли, особенно если учесть возможность получения в ближайшем будущем материалов сверхвысотных аэрофотосъемок со спутников. Следует подчеркнуть, что значение разрывной тектоники во многих случаях не было оценено геологами даже при детальном изучении ряда областей, например Южного Урала, Карелии, Центральной Сибири, Алтая и др., и истинный облик их структуры, особенно детали соотношения складчатых и дизъюнктивных нарушений, выяснились лишь при дешифровании снимков. Образные выражения «мозаика глыб», «структура разбитой тарелки» и т. п., ранее относившиеся к случаям исключительным, в настоящее время могут быть распространены на обширные пространства материков: Центральную Сибирь, Забайкалье, почти весь Северо-Восток СССР и т. п.

В плане представленной нами задачи естественно встает вопрос, насколько подобные черты специально и исключительно свойственны геологической современности? Решение этого вопроса затруднено крайней неполнотой наших знаний о дизъюнктивных структурах прошлых геологических эпох. Если расшифровка этих структур, даже выраженных непосредственно в современной поверхности Земли, в сущности начата только два-три десятка лет назад, причем методами, почти не приложимыми к палеотектоническим реконструкциям, то та же задача в палеогеографическом аспекте почти не ставилась и не решалась.

Между тем именно палеогеографический анализ, проведенный в широком плане, может дать указания на существование систем крупных разрывов планетарного масштаба (глубинные, по классификации А. В. Пейве, 1945). Опыт подобного анализа был сделан в свое время А. Вегенером, построения которого долгое время безосновательно забывались, обходились и оспаривались. Обширные поля докембрийских, карбоновых, пермских и меловых трапшов из-за особенностей своей природы предполагают наличие очень сложной и густой системы разломов, по которым поднимались расплавленные массы, частью изливавшиеся на поверхность. Для отдельных участков Сибирской платформы сделана попытка восстановления сети разломов верхнепермского и нижнетриасового возраста, причем по сложности рисунка эта сеть напоминает наиболее выразительные новейшие структуры дробления, например на Северо-Востоке СССР.

В геологической литературе неоднократно описывались непосредственные следы древних ископаемых трещин, обычно выраженных в форме так называемых нештунических даек. Подобные образования указаны в Северной Америке, Западной Европе и в СССР. Предмеловые (досеноманские) трещины наблюдались в Подолии, великоленно выражена система палеогеновых нештунических даек в Северном Прикаспии, очень поучительное исследование тектонических трещин разных возрастных генераций проведено Н. И. Николаевым и его сотрудниками в Крыму.

Наконец, геологами недостаточно оценено значение своеобразных структур дробления, главным образом в толщах мраморов, известняков, доломитов, мергелей, пачки которых в таких случаях нередко имеют вид оригинальных брекчий. Подобные структуры, иногда сопровождаемые мелкими нештуническими дайками, скорее всего свидетельствуют о мощных сотрясениях морского дна, покрытого плащом слабо литифицированных осадков. Особенно широко распространены обломочные структуры карбонатных пород в позднем докембрии (Урал, Енисейский край), в кембрии и ордовике (Сибирская платформа), частью также в более молодых отложениях, например в мелу. Естественно, во всех случаях речь идет о явлениях, ничего общего не имеющих с собственно тектоническими брекчиями, связанными с разрывными нарушениями и резко ограниченными в пространстве.

Заканчивая статью, хочется еще раз подчеркнуть, что приведенные факты и соображения отнюдь не исчерпывающие, что-либо решающие. Автору хотелось лишь аргументировать самое серьезное сомнение в справедливости взгляда на неотектонический этап как на этап, не имеющий известных аналогов в геологическом прошлом Земли. Наоборот, подобные аналоги могут быть и должны быть указаны.

Возможно, здесь требуется оговорка. Развитие Земли своеобразно: оно подчинено, с одной стороны, закономерностям, связанным с самой планетой, с другой стороны, то же развитие управляется законами и периодическими влияниями, причинно связанными уже не с Землей, а с системами более высоких порядков. Поэтому даже в стадиях и этапах по существу необратимого процесса развития Земли и ее коры следует ждать отражения этих более общих периодически повторяющихся циклов.

Вряд ли сейчас под силу выделить и четко разграничить обе группы причинностей. Было бы ошибкой в настоящее время пытаться решить эту проблему, так же как было бы ошибкой уклоняться вообще от ее обсуждения.

В порядке догадки я считаю возможным все же указать, что сложный комплекс геологических явлений, определяющих облик Земли на неотектоническом этапе ее развития, ближе всего напоминает те специфические обстановки, которые существовали в позднем докембрии и в конце палеозоя. Более отдаленное сходство можно уловить в палеогеографических ситуациях ордовика — девона, а также второй половины мела — начала палеогена.

Видимо, энергичная активизация платформ со всеми как обуславливающими ее («базальтизация»), так и обусловленными ею (распределение материковых высот) явлениями подчинена той же общей крупной периодичности, которая давно установлена для обширной группы геологических и собственно неотектонических процессов, в первую очередь для великих эпох орогенеза и эпох планетарного похолодания Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы неотектоники. Госгеолтехиздат, 1962₁.
- Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры.— Тезисы докл. Душанбинской сессии II Всес. тектонич. совещ. Душанбе, 1962₂.
- Личков Б. Л. О современной геологической эпохе в истории Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., 1941, № 3.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая эволюция Южного Приднестровья. Донеогеновая история.— Сов. геология, 1940, № 5.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. О фацальной природе и условиях отложения древних свит западного склона Южного Урала.— Сов. геология, 1947, № 18.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли.— Сов. геология, 1957, № 59.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Тиллиты и тиллитоподобные образования. Верхний докембрий.— Стратиграфия СССР. Госгеолтехиздат, 1963₁.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. О периодичности геологических явлений и изменений климата прошлых геологических эпох.— В сб.: Проблемы планетарной геологии. Госгеолтехиздат, 1963₂.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Изд-во АН СССР, 1949.
- Николаев Н. И. Неотектоника и некоторые итоги ее изучения в СССР.— В сб.: Неотектоника СССР. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1961.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962₁.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника территории СССР и место неотектонического этапа развития в геологической истории Земли.— Тезисы докл. Душанбинской сессии II Всес. тектонич. совещ. Душанбе, 1962₂.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Шульд С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР.— Тезисы докл. Душанбинской сессии II Всес. тектонич. совещ. Душанбе, 1962.
- Хаин В. Е. Новейший тектонический этап развития земной коры и его отношение к более ранним этапам.— Тезисы докл. Проблемы неотектоники. Изд-во МГУ, 1964.

Обширные геологические и геофизические исследования обрамления впадины Черного моря и ее дна, проведенные за последнее десятилетие, позволили поставить вопрос о необходимости составления карты новейшей тектоники Черноморской котловины. В настоящее время накоплен и обобщен обширный фактический материал по распределению гравитационного поля (Б. К. Балавадзе, М. Б. Сажина), по результатам сейсмических исследований методами глубинного сейсмического зондирования и отраженных волн (Ю. П. Непрочнов, А. Ф. Непрочнова, Я. П. Маловицкий, В. В. Бокуи и др.), по землетрясениям и связи их с тектонической структурой (А. Я. Левецкая, Г. П. Горшков, М. В. Муратов и др.), по распределению градиентов скоростей вертикальных тектонических движений (Н. И. Николаев, А. А. Рыжова), по геоморфологии и новейшим движениям (А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, В. П. Гончаров, Е. Н. Невеский, В. П. Зенкович и др.), по строению земной коры (Ю. П. Непрочнов, Я. П. Маловицкий, С. И. Субботин, М. Е. Артемьев, Б. К. Балавадзе и др.).

В последнее десятилетие обобщение данных по геологическому строению и новейшему развитию обрамления Черноморской впадины дано в сводных работах М. В. Муратова (по всей зоне), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (Кавказ), М. В. Муратова, Н. И. Николаева (Крым), а также румынскими и болгарскими исследователями (Д. Яранов, Е. Бончев, Г. Петреску, Н. Опческу и др.).

По отношению к котловине Черного моря неоднократно ставились следующие проблемы: ее природа, время образования, строение земной коры и осадочного слоя в ее пределах, причины образования глубоководной впадины, история ее геологического развития, современное состояние и возможное направление развития. В разное время этих вопросов касались Ф. Освальд (1910, 1915 гг.), Б. Ф. Мефферт (1930 г.), Б. Ф. Добрынин (1922 г.), Р. Вильзер (1928 г.), Н. И. Андрусов (1888, 1926 гг.), Б. Л. Личков (1928, 1933 гг.), А. Борн (1933 г.), В. Зейдлиц (1931 г.), Д. В. Наливкин (1928 г.), В. А. Обручев (1929 г.), А. Д. Архангельский (1928 г.).

В более позднее время указанные вопросы затрагивались А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938), Е. В. Вульфом (1944 г.), И. И. Пузановым (1949 г.), Б. П. Жижченко (Жижченко и др., 1940), а в последнее время М. В. Муратовым (1949, 1955, 1957, 1962), А. В. Ульяновым (1954), Е. Е. Милановским и В. Е. Хаиным (1963), Е. Е. Милановским (1962—1965 гг.), С. И. Субботиным (1960), А. В. Соловьевым (1963), В. И. Славиным, Д. Ярановым (1960), Ю. П. Непрочновым, Я. П. Маловицким (1964 г.), Б. К. Балавадзе (1964 г.), Д. В. Наливкиным (1963 г.), В. Е. Хаиным (1964), Т. С. Лебедевым (1965 г.), Н. И. Николаевым (1964 г.) и др. Кроме того, этих вопросов в той или иной мере касались В. В. Белоусов, А. А. Борисов, И. П. Косминская, Т. Инглиш, М. Неймайр, А. Филипсон, П. Н. Кропоткин, В. А. Магницкий, Н. С. Шатский, С. А. Ковалевский и многие другие.

Сделанный обзор показывает, что поставленные вопросы давно вызывали большой интерес, дискуссию и требуют постоянного анализа и пересмотра сделанных выводов в свете нового поступающего фактического материала. Происхождение и возраст Черного моря не являются решенной проблемой. Вместе с тем установление тектонической природы имеет важнейшее значение для понимания закономерностей развития других аналогичных впадин бассейна Средиземного моря и Тихоокеанского подвижного пояса. Приближение к правильному решению поставленных вопросов имеет и принципиальное значение, так как позволит более определенно разрешить ряд теоретических проблем тектоники и тем самым подойти к правильному решению и многих практических задач. Вместе с тем сле-

дует отметить неизбежную гипотетичность многих высказанных взглядов и невозможность полного их обоснования имеющимися фактическими данными в настоящее время.

В пределах Черного моря выделяются две части: северо-западная мелководная и центральная глубоководная (Андрусов, 1888; Гончаров, Непрочнов, 1960; Муратов, 1955). Глубина первой менее 100 м. Береговая линия в ее пределах имеет ингрессионный характер. Это многочисленные бухты, лиманы, озера, отделенные от моря неширокими перемычками — пересыпью. Морфология береговой линии наглядно свидетельствует о продвижении моря в сторону суши, что убедительно доказывается геологическими и океанологическими данными (Архангельский и Страхов, 1938; Невеский, Невеская, 1961; Николаев, 1949). Такие соотношения указывают на очень молодые и неравномерные опускания обрамляющих берегов.

В пределах глубоководной Черноморской впадины, занимающей остальную, большую часть Черного моря, выделяются: материковая отмель, материковый склон и центральная котловина. По данным эхометрической съемки (Гончаров, Непрочнов, 1960), материковая отмель заканчивается изобатой 100 м. В некоторых местах край отмели опущен и против юго-западного Крыма и Керченского пролива располагается на глубине 130—160 м; местами (центральная Анатолия, Гудаута) постепенный переход к материковому склону отмечается на глубинах 400—500 м. Ширина отмели непостоянна. Наиболее узкие участки ее находятся в районах Гурзуфа (6—7 км) и побережья Анатолии (3—6 км).

Материковый склон в большинстве случаев крутой, глубоко расчлененный долинами. Средний уклон его до глубин 1700—1900 м изменяется в пределах 6—10°, а на отдельных участках достигает 20—30° и более (Кавказское, Анатолийское побережье, Юго-Восточный Крым). Местами материковый склон более сглажен, со спокойным рельефом и средним уклоном 1—3° (западная часть, к югу от Керченского пролива), местами разнородный.

Центральная котловина имеет почти идеально ровное дно, в юго-восточной части слегка холмистое, слабо наклоненное к югу, и занимает она более 1/3 всей площади моря. Максимальные глубины (до 2212 м) лежат ближе к материковому склону Анатолии. В пределах материкового склона Анатолийского побережья, в районе к западу от Орду и до Синопа, выявлено горное сооружение, состоящее из нескольких крупных хребтов и депрессий между ними. По данным В. П. Гончарова, самый большой хребет, постепенно погружаясь, протягивается параллельно берегу на 40—80 км, в северо-западном направлении на 150 км. Установлено, что современное Черное море накладывается на различные геоструктурные зоны.

Глубоководная часть Черного моря расположена в пределах альпийской складчатой зоны, охватывая как внешнюю (антиклинории Крыма и Кавказа), так и внутреннюю ее части (Малая Азия, Балканский полуостров). Установлено, что они различаются историей развития. Для внешней части характерны глубокие прогибания в триасе, лейасе, а затем образование геоантиклинали и ее разрастание; для внутренней — образование глубоких депрессий и расчленение на впадины по системам разломов (с нижнего и верхнего мела) на первоначально выровненной области с палеозойским складчатым основанием. Только в пределах северо-западной мелководной шельфовой части Черного моря оно накладывается на Скифскую плиту и частично на Восточно-Европейскую платформу (Муратов, 1955, 1960, 1962).

Для познания Черного моря и его неотектоники исключительное значение имеют данные геофизических исследований. Для глубоководной котловины свойствен региональный спокойный максимум силы тяжести большой интенсивности. Выделяются два таких максимума (в западной и восточной частях котловины), разделенные перемычкой с несколько понижен-



ным значением Δg . Причиной такого гравитационного фона является специфическое строение: сравнительно мощный осадочный комплекс (12—15 км) со средней скоростью распространения сейсмических волн ($V = 3,0—3,5$ км/сек) непосредственно подстилается плотным веществом «базальтового» слоя (6—18 км) со средней скоростью распространения упругих колебаний $V = 6,4—6,8$ км/сек. В западной части котловины мощность земной коры 18—22, в восточной 22—26 км, при этом толщина осадочного слоя соответственно 14—15 и 8—10 км. Максимальная мощность осадочного слоя (16—17 км) соответствует центральной части котловины, где граница Мохо оказывается наиболее приподнятой (Ю. П. Непрочнов, Я. П. Маловицкий).

Характерной особенностью строения земной коры глубоководной впадины Черного моря является отсутствие «гранитного» слоя. «Гранитный» слой, всюду установленный по периферии впадины ($V = 5,8—6,3$ км/сек), полностью «выклинивается» в ее центре; мощность его постепенно уменьшается. При этом граница Мохо (граничная скорость 8,0—8,2 км/сек) погружается в сторону обрамляющих Черноморскую котловину горных сооружений суши.

Рассмотрение известного нам геофизического материала позволяет отметить характерную особенность строения земной коры Черноморской котловины: горизонтальную неоднородность всех выделяемых в ее пределах слоев, выражающуюся в колебании скоростей сейсмических волн. Такую же неоднородность можно ожидать и в строении верхней мантии, изученной пока еще совершенно недостаточно.

Более подробное рассмотрение показывает, что впадина Черного моря накладывается на различные геоструктурные зоны, а в их пределах и на разные структурные формы. Неоднократно отмечалось, что большая часть ее расположена в пределах внешней и внутренней частей альпийской складчатой зоны. Выявление соотношений береговой линии со структурными формами обрамления Черного моря показывает следующее: в море опущена южная часть мегантиклинория Крыма с намечающимся, по геофизическим данным, его соединением с северо-западным Кавказом к югу от Керченского и Таманского полуостровов; морем как бы поглощена значительная часть складчатой структуры на продолжении западного Кавказа; между Сухуми и Новороссийском складки уходят в море и как бы обрезаются береговой линией. Аналогичная картина наблюдается в пределах западного и восточного Понта и для антиклинальных структур Балканского хребта, где отдельные крупные складки также резко обрезаны береговой линией. В море уходит продолжение Грузинской глыбы; впадина накладывается и на продолжение Мизийского блока, возраст складчатого основания которого рассматривается некоторыми исследователями как каледонский и даже более древний. Наконец, есть все основания говорить о продолжении в Черноморскую впадину части эпигерцинской плиты с палеозойским основанием (Добруджа).

По данным исследований различных авторов с применением геологической и геофизической методик, хорошо устанавливается, что обрамляющие Черноморскую впадину горные сооружения и передовые прогибы имеют блоковое строение. Это хорошо видно на примерах Кавказа (Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин), Крыма и юга Украины (Николаев и др., 1964; Соллогуб, 1960, и др.). Установленные разломы имеют субмеридиональное, субширотное, северо-восточное и северо-западное направления и разбивают земную кору на крупные и мелкие блоки, испытывающие относительные перемещения.

По ряду геоморфологических, тектонических и геофизических данных продолжение разломов в Черное море констатируется со стороны Добруджи, Балканского хребта, Понта и Анатолийского побережья. Некоторые из них носят сквозной характер и пересекают различные геоструктурные зо-

ны. Примером такого сквозного разлома может служить структурный шов, пересекающий южную часть Восточно-Европейской платформы, Скифскую плиту, альпийскую складчатую зону в пределах средней части Крыма, прослеженный в периферической части центральной впадины Черного моря и ощущающийся в пределах Анатолии (Николаев, Беспрозванный, 1964).

Ранее нами приводились данные, показывающие глубокое заложение шва (верхняя мантия), его древность и длительность развития. Интересно отметить, что приблизительно эту же линию разлома недавно отметил С. А. Ковалевский, ранее высказавшийся за наличие и другого сквозного направления разлома к востоку от Крыма, доказательства которого, однако, не столь убедительны. Идеи блоковой структуры земной коры, в частности в пределах рассматриваемого региона, находят все большее количество сторонников. Повторяя ранее высказанные соображения, картину их распространения для Черного моря рисует Т. С. Лебедев.

Продолжение разломов в пределах периферии центральной впадины Черного моря заставляет предполагать наличие скрытой блоковой структуры шельфа и континентального склона. Это подтверждается распределением очагов землетрясений в пределах акваторий Черного моря у берегов Болгарии, Румынии, Крыма, Кавказа и Анатолии (А. Я. Левицкая, М. В. Муратов, Г. П. Горшков, Г. Петреску, Д. Яранов и др.).

Из приведенных данных можно сделать бесспорный вывод о тектонической гетерогенности впадины Черного моря. Характерно ее разрастание, поглощение примыкающих структурных форм Горного Крыма, Кавказа, Анатолии и Балкан. Прилегающие к берегу часть морского дна и прибрежные полосы горных сооружений Крыма, Кавказа и т. п. несут на себе яркие следы опусканий. По этим признакам мы установили впадину Черного моря и можем назвать ее наложенной на складчатые структуры байкальского, герцинского и альпийского возраста. Об этом же свидетельствует и затопленный горный рельеф к северу от Понта и вблизи побережья северо-западного Кавказа.

Можно предполагать, что расчленение земной коры продольными и поперечными разломами на сегменты приводило к дальнейшим дифференцированным движениям разной скорости опусканий, обусловившей и разную мощность накапливающихся осадков.

Очень сложной и дискуссионной проблемой является установление времени образования центральной впадины Черного моря. Упрощая и обобщая высказывания по этому вопросу, можно отметить три точки зрения, господствующие в настоящее время. Одна группа исследователей рассматривает ее как реликтовую впадину, которая сохранила субокеанический (догеосинклинальный) характер земной коры с момента заложения геосинклинального пояса тетиса, т. е. с рифея.

С самого начала существования впадины в ней отсутствует «гранитный» слой (Милановский, Хаин, 1963; Милановский, 1963). С этих позиций возраст Черноморской впадины более 600 млн. лет.

Другая группа исследователей считает эту впадину значительно более молодой. По мнению М. В. Муратова (1949), она почти целиком была покрыта водами начиная с нижнего мела — палеогена, но как глубоководная впадина образовалась или со второй половины миоцена (Муратов, 1955), или с конца олигоцена — начала миоцена. Миоценовый возраст впадины определялся Н. И. Андрусовым (верхний миоцен), А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938). Среднемиоценовой ее считал Б. П. Жижченко (Жижченко и др., 1940). По этим определениям продолжительность существования Черноморской впадины 23—30 млн. лет (не более 35—40 млн. лет).

Третья группа исследователей считает впадину совсем молодой, образовавшейся в плиоцене (с киммерийского времени — А. В. Ульянов, 1954;

с конца плиоцена — Н. И. Андрусов, 1926), т. е. имеющей возраст не более 10—12 млн. лет, или сформировавшейся в течение антропогена (всего 1—2 млн. лет). Эти представления развивались в последние годы жизни Н. И. Андрусовым, их придерживаются Б. Л. Личков (1933), Д. В. Наливкин и многие другие исследователи (Е. В. Вульф, И. И. Пузанов, С. А. Ковалевский, Инглиш, Филипсон, Махачек и др.).

Из сказанного виден широкий диапазон взглядов на возраст Черноморской впадины (от 600 млн. лет и более до 0,5 млн. лет). Фактический материал указывает, что в контурах, близких к современному, она образовалась в очень недавнее время: по данным Крымского и Кавказского побережья — с миоцена (верхний сармат), Керченского полуострова — с киммерийско-куяльницкого времени, северо-западной части Черного моря — с антропогена, Анатолии — с сармата. Вместе с тем из имеющихся данных следует вывод, что внутренняя часть центральной впадины сформировалась в более продолжительный отрезок времени и она более древняя, чем внешние части.

Если в определении времени глубоководной части впадины исходить из мощности установленных там осадков, равной 15 км, и средней скорости накопления глубоководных илов (по А. Д. Архангельскому, 1 см в 50 лет из расчета, что 50 годичных пар слоев в среднем приходится на 1 см толщины осадка), то получится цифра 75 млн. лет. Сейсмические данные указывают, что осадочный слой неоднороден (Ю. П. Непрочнов): в верхней части его $V = 2,4 \text{ км/сек}$ и ниже, в нижних частях $V = 4 \text{ км/сек}$.

Учитывая определенное уплотнение, которое должны испытывать части осадочного слоя, эту цифру нужно было бы увеличить приблизительно до 90—100 млн. лет. Однако на самом деле продолжительность накопления указанной толщи осадков должна быть меньшей, так как на ранних этапах развития в связи с иной палеогеографией большая часть осадков должна была быть не глубоководной, а значит и накапливаться в относительно менее продолжительный срок. Учитывая сказанное, можно прийти к выводу, что время их накопления составляло не более 60—70 млн. лет или их накопление началось с конца верхнего мела — начала палеогена.

Приведенному расчету не противоречат цифры скоростей седиментации в верхнечетвертичное время в центральной части Черного моря, полученные методами изотопной геохронологии (Старик и др., 1961). Из этих данных можно заключить, что, по-видимому, впадина Черного моря накладывается на внутреннюю часть альпийской складчатой зоны, отличающуюся от внешней историей развития.

Можно также предполагать, что большие мощности осадочного слоя приурочены только к локальным депрессиям, начавшим образовываться по системам разломов с мела на выровненном палеозойском складчатом основании. Свидетельством этому в какой-то мере является вулканизм, следы проявления которого устанавливались в нижнемеловых отложениях Крыма.

Таким образом, формирование современной котловины Черного моря происходило в два этапа. В начальный этап она была разделена продольными и поперечными разломами на сегменты, некоторые из которых с нижнего мела начали активизироваться. Это выразилось в их прогибании, проявлении вулканизма. В грабенообразных впадинах накапливался относительно грубый материал. Часть сегментов была вытянута в субмеридиональном направлении, образуя блоки, соответствующие простиранию архейских и раннепротерозойских структур, установленных в южной части Восточно-Европейской и северной части Африканско-Аравийской платформы (Хаин, 1964). Это были впадины типа приразломных прогибов, в которых накапливались отложения неравномерной мощности. В то время Черное море не представляло еще глубоководную впадину, а было областью с дифференцированными блоковыми движениями.

Во второй этап, по-видимому, начиная с сармата, в связи с ростом поднятий, окружающих начальную впадину, произошло неравномерное погружение отдельных блоков, которые компенсировались накоплением мощных толщ молассового типа отложений (например, Колхидская впадина). В дальнейшем (с мэготиса — киммерия) происходило некомпенсированное погружение, продолжавшееся и в антропогене. Сформировалась глубоководная впадина Черного моря, характеризующаяся существенно отличным строением земной коры. Впадина представляет особый участок, наложившийся на различные структурные элементы и отличающийся по строению и от Рионской впадины, и от многих других впадин платформенных и геосинклинальных зон.

Значительное расхождение мнений можно констатировать в определении категории геологической структуры, к которой относится центральная впадина Черного моря. Большинство исследователей рассматривает ее как геосинклиналь: А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов считали ее геосинклиналью в стадии углубления; Б. Л. Личков, Д. В. Наливкин и другие — современной геосинклиналью; Е. Е. Милановский — геосинклиналью в начальной стадии или впадиной в «догеосинклинальной» стадии. В работах М. В. Муратова (1949 и др.) она называется узловой геосинклиналью. В работах же А. В. Соловьева (1963) Черноморская впадина именуется негеосинклиналью и рассматривается как геосинклинальный бассейн, сформировавшийся на месте жесткого платформенного участка.

Давно был высказан взгляд, что на месте Черного моря располагался срединный массив (Вильзер, 1928 г.; Мефферт, 1930 г.; Зейдлиц, 1931 г.; Борн, 1933 г.). В последнее время эту идею развивают В. И. Славин и Д. Яранов (1960). В соответствии с рельефом ими выделяются три блока: западный — Мизийский, центральный — опущенный и восточный — Грузинский. О наличии срединного массива в Черном море, по их мнению, косвенно свидетельствуют расширение Мизийского и Грузинского блоков в сторону моря и уменьшение мощности земной коры. Черноморский блок в мезозое и палеозое, по мнению указанных авторов, был приподнят и служил источником сноса обломочного материала.

Наконец, было высказано мнение, что Черное море является межгорным прогибом.

Вспоминая указанные особенности Черноморской впадины, легко видеть, что она не может быть геосинклинальным прогибом. Этому противоречат распространенное мнение о сущности геосинклинальной стадии развития земной коры, приводящей к формированию гранитного слоя (Шатский, 1947; Магницкий, 1953; Белоусов, 1955 и др.), и все морфологические особенности этой впадины.

Отмеченные ранее особенности Черноморской впадины и история ее развития не позволяют согласиться с мнением, что она соответствует срединному массиву или межгорному прогибу. Мы приходим к выводу, что Черноморская глубоководная впадина представляет особый тип впадин, связанный с процессами, приводящими к особому ее геологическому строению субокеанического типа. Это позволяет нам выделять ее в самостоятельную геоструктурную единицу, накладывающуюся на орогеническую область. К близкому выводу об истории тектонического развития альпийской складчатой области пришел М. В. Муратов (1962).

Рассматриваемая впадина характеризуется интенсивным проявлением новейших тектонических движений с преобладанием общих некомпенсированных погружений с большими градиентами скоростей (от 2 до 10 м/млн. лет·км и более) в периферической части и пониженными (от 0 до 0,5 м/млн. лет·км) в центральной. Внешняя граница этой геоструктурной области показывается нами с учетом данных подводной геоморфологии, геофизических материалов (распределение гравитационных аномалий и редукции Фая) и анализа характера движений в смежных участках.

Определить величину прогибания (со среднего плиоцена) крайне трудно. Полученные цифры для изобаз преуменьшены.

Впервые изображенная структура дна Черного моря выявляет неоднородное его строение, различное в пределах эпигердинской платформы и альпийской складчатой зоны (рис. 1, 2). Выявляются участки с погружением, захватывающим и периферические части горных сооружений. В ряде случаев погружение контролировалось продольными и частично поперечными разломами с суммарной амплитудой 2 км и более.

Каковы же причины образования этой впадины? По этому поводу высказан ряд соображений. Представлению о реликтовом характере этой впадины (Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин) противоречат выводы по сравнительной характеристике Черного моря с другими аналогичными впадинами, имеющими близкое строение (Восточно-Средиземноморская, Тирренская, Адриатическая, Эгейского и Мраморного морей и др.) и различные стадии развития.

Все приведенные данные с очевидностью указывают на очень недавнее раздробление и погружение ранее сформированной земной коры, состоящей из разнородных структурных форм альпийского пояса и эпигердинской платформы.

Некомпенсированное глубокое погружение отдельных блоков должно было неизбежно сопровождаться нарушением изостатического равновесия и, как следствие, изменением строения и мощности земной коры. Механизм этого процесса неоднократно описывался М. В. Муратовым (1955, 1957, 1962). По его представлениям, при опускании происходит расплавление, образование гранитного магматического вещества, его перетекание в пластическом состоянии в нижних частях земной коры на границе с мантией и накопление в виде масс в ядрах геосинклинальных поднятий. Возможно, что этот процесс в какой-то степени и проявляется в природе. Однако целиком принять эти представления не позволяют расчеты, показывающие, что на глубинах, где располагается «гранитный» слой, не могут создаться физические условия, благоприятствующие процессу протекания (Тихомиров, 1960). По мнению С. И. Субботина, эти представления противоречат распределению аномалий гравитационного поля впадины.

Считая процесс раздробления и погружения коры материкового типа очевидным, мы должны искать другие объяснения «исчезновения» «гранитного» слоя.

В последнее время в ряде работ С. И. Субботин путем расчетов моделей показывает, что глубоководная впадина Черного моря образовалась за счет сжатия и уплотнения подкорового вещества на глубинах многих десятков или первых сотен километров. С. И. Субботин указывает, что значения Δg в центральной части впадины Черного моря весьма малы, и объясняет это тем, что они компенсированы положительными аномалиями, связанными с положительными избыточными массами, размещенными под корой впадины в верхней мантии Земли, и образовались путем уплотнения вещества в подкоровом субстрате.

Земная кора глубоководной впадины Черного моря возникла из континентальной коры за счет ее глубокой магматической переработки в короткий отрезок времени и является новообразованием. Приблизительная схема процесса этого превращения следующая. Быстрый процесс сжатия вещества верхней мантии привел к образованию магматического очага, расплавившего весь «базальтовый» и часть «гранитного» слоя. Дальнейшее растрескивание и опускание оставшейся коры привели к инъецированию ее основным магматическим расплавом, вследствие чего она приобрела физический облик «базальтового» слоя.

Высказанные С. И. Субботиным соображения очень близки взглядам на метасоматические процессы преобразования коры материкового типа, получившим название базификации (Белоусов, 1955; Тихомиров, 1960). Нам

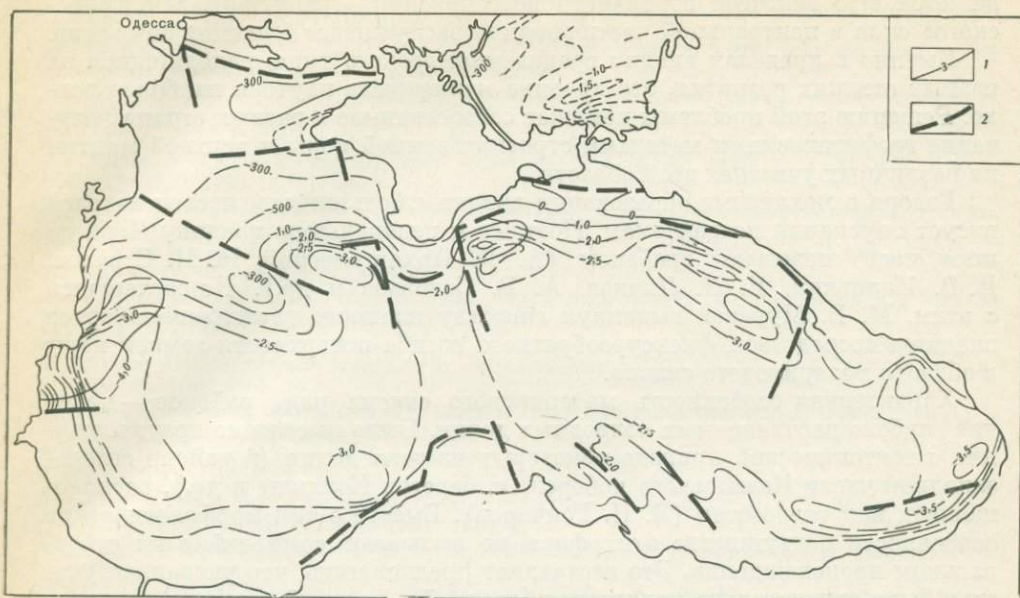


Рис. 1. Схема новейшей тектоники Черного моря

1 — изобазы новейших движений (в жм); 2 — некоторые предполагаемые разломы и флексуобразные прогибы по геофизическим и геоморфологическим данным

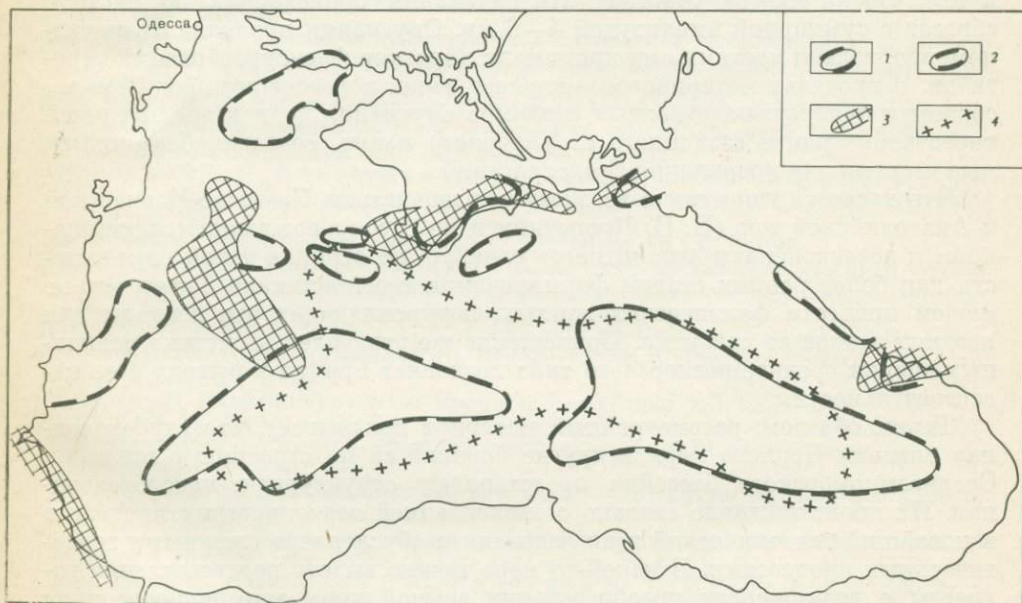


Рис. 2. Схема данных по геофизическому строению земной коры Черного моря

1 — относительные гравитационные максимумы в редукции Буге;
 2 — относительные гравитационные минимумы в редукции Буге;
 3 — некоторые гравитационные максимумы в редукции Фая;
 4 — контур области отсутствия «гранитного» слоя (по сейсмическим, гравиметрическим и прочим данным)

кажется, что гипотеза вторичного исчезновения «гранитно-метаморфического» слоя в центральной части впадины заслуживает большого внимания.

Именно в пределах впадин средиземноморского типа, находящихся на разных стадиях развития, это явление может быть изучено наиболее полно. Решению этой проблемы поможет согласованное в разных странах изучение геофизическими методами строения земной коры и верхней мантии на различных участках этой области.

Говоря о механизме образования впадины, большинство исследователей рисует опускания по разломам. Поэтому и центральную впадину Черного моря часто называют грабеном (А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, Д. В. Наливкин, Б. Л. Личков, А. В. Соловьев и др.). Не соглашаясь с этим, М. В. Муратов выдвинул гипотезу плавного раздвигания бортов впадины посредством флексуобразного изгиба поверхности земной коры в области материкового склона.

Характерная особенность материкового склона ряда районов — наличие глубоко расчлененных подводных долин. Было высказано предположение о тектонической природе некоторых из этих долин (в районе северо-западной части Кавказского побережья, берегов Колхиды и др.), расположенных над разломами (В. П. Гончаров). Вместе с тем морфологические особенности большинства этих форм не вызывают сомнений в их субэпиральном происхождении. Это заставляет предполагать, что указанные участки были относительно подняты (средний и поздний плиоцен), а затем претерпели неравномерное опускание.

Геолого-геоморфологический и геофизический материалы, а также анализ градиентов скоростей новейших движений не оставляют сомнений в том, что на многих участках эти опускания происходили по системе сбросов с суммарной амплитудой 4—6 км. Опускания проявлялись неравномерно, только местами они принимали характер флексуобразных перегибов. В пределах материкового склона в зонах пересечения продольными сбросами поперечных сквозных разломов опускания вели к значительной перестройке ранее созданного структурного плана, создавая благоприятные условия для проявления землетрясений.

Что касается гипотезы о возможном раздвигании Крымско-Кавказской и Анатолийской зон (П. Н. Кропоткин и др.), сопровождавшемся утолщением и исчезновением «гранитного» слоя, то, не отрицая такой возможности для более ранних стадий формирования геосинклинали Тетис, мы не можем привести фактических данных, подкрепляющих эти взгляды для поздних этапов ее развития. Приложение же этих идей к системе различных впадин средиземноморского типа позволяет прийти к выводу о ее несостоятельности.

Таким образом, рассмотренный материал показывает, что глубоководная впадина Черного моря и другие близкие ей по строению в пределах Средиземноморского бассейна представляют структурные новообразования. Их происхождение связано с активизацией тектонических процессов в новейший тектонический этап развития и обусловлено сложными геологическими процессами. В какой-то мере можно видеть подтверждение гипотезы о возможности преобразования земной коры материкового типа в океанический, которое в геологическом аспекте времени происходит, по видимому, чрезвычайно быстро.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Очерки истории развития Каспийского моря и его обитатели.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1888, 24.
Андрусов Н. И. Босфор и Дарданеллы.— Ежегодн. геол. и минерал. России, 1910, 12.
Андрусов Н. И. Палеогеографические карты Черноморской области в верхнеплиоценовую, понтическую, чаудинскую эпохи и в эпоху эвксинского озера.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1926, 4 (3—4).

- Архангельский А. Д. Причины крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1929, 7 (1—2).
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, 1938.
- Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря.— Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
- Горшков Г. П., Левицкая А. Я. Некоторые данные по сеймотектонике.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1947, 22 (3).
- Жижченко Б. П., Колесников В. П., Эберзин А. Г. Неоген.— Стратиграфия СССР, 12. Изд-во АН СССР, 1940.
- Ковалевский С. А. Геологические черты линеамента 38-го меридиана в районе Черного моря.— Докл. АН СССР, 1960, 6.
- Левицкая А. Я., Муратов М. В. О связи сейсмичности с тектонической структурой Черноморской впадины и окружающих ее областей.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 4.
- Личков Б. Л. К последним страницам геологической истории Черного моря.— Проблемы сов. геологии, 1933, № 2.
- Магницкий В. А. Основы физики Земли. Геофизиздат, 1953.
- Милановский Е. Е. Современная структура Кавказа и прилегающих глубоководных впадин как отражение стадии эволюции земной коры в альпийской области.— Вестник МГУ, серия геол., 1963, 1.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— Тектоника СССР, 2. Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, 30 (5).
- Муратов М. В. Проблемы происхождения океанических впадин.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, 32 (5).
- Муратов М. В. Тектонические структуры Альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития.— Междунар. геол. конгр., XXI сессия, докл. сов. геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
- Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Невесский Е. Н., Невеская А. Я. К вопросу о строении и истории формирования толщ прибрежных морских отложений в голоцене.— В сб.: Морские берега. Таллин, 1961.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Изд-во АН СССР, 1949.
- Николаев Н. И., Беспрозванный П. А. Опыт применения методики количественного анализа вертикальных тектонических движений на примере Крыма.— Тезисы докл. Проблемы неотектоники. Изд-во МГУ, 1964.
- Николаев Н. И., Рыжова А. А., Бабак В. И., Беспрозванный П. А. Новейшая тектоника и сейсмичность Крыма.— Тезисы докл. Проблемы неотектоники. Изд-во МГУ, 1964.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. ИЛ, 1960.
- Славиц В. И., Яранов Д. Срединные массивы Европейской части альпийской геосинклинальной области.— Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
- Соловьев А. В. Неогеосинклинали юга СССР.— Материалы по геол. и нефтегазодности юга СССР. Госгеолтехиздат, 1963.
- Соллогуб В. В. Тектоника передовых прогибов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд-во АН УССР, 1960.
- Старик И. Е., Николаев Д. С., Кузнецов Ю. В., Лечин В. К. Радиоактивность осадков Черного моря.— Докл. АН СССР, 1964, 139, № 6.
- Субботин С. И. О причинах и механизме образования платформенных геосинклинальных прогибов земной коры.— Междунар. геол. конгр., XXI сессия, докл. сов. геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и о значении в этом процессе явления метосоматоза.— Междунар. геол. конгр., XXI сессия, докл. сов. геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ульянов А. В. Геологическая история Западной Грузии в третичное время. Изд-во АН СССР, 1954.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Хаин В. Е. Положение Кавказа в альпийском геосинклинальном поясе Евразии и его отношение к смежным складчатым сооружениям (по новым данным).— Вестник МГУ, серия геол., 1964, № 4.

Неотектоника Байкальской впадины создана горизонтальными и вертикальными движениями земной коры. Горизонтальные движения, по-видимому, основные. Без раздвижения земной коры впадина не могла бы проваливаться по сбросам, как об этом уже давно писали Э. Зюсс и В. А. Обручев (1932).

Размах горизонтальных движений в 2—3 раза превосходит размах вертикальных. Глубина опускания коренного ложа впадины относительно поднявшихся рядом гор достигает под устьем Селенги 6 км. Горизонтальные смещения земной коры 10—15 км.

Раздвижение земной коры в Байкальской впадине направлено в одну сторону: к северо-западу, поперек впадины. В связи с этим ее фронтальный северо-западный борт образован мощным Обручевским сбросом, а противоположный — тыловой — тектоническим изгибом.

Озеро Байкал с течением времени немного смещается к северо-западу вслед за отодвигающимся Обручевским сбросом. Величина смещения озера за время его существования приблизительно 4—5 км. Смещение осуществляется посредством оседания тектонических глыб, сбрасываемых с переднего берега при одновременном поднятии и наступании изгибового заднего берега.

Кроме поперечного раздвижения, которое является главным, Байкальская впадина несколько раздвигается и вдоль. Продольное раздвижение усиливается в обе стороны к оконечности впадины, где обуславливает образование ее концевых отворотов, состоящих из Верхне-Ангарской и Косогольской котловин, которые ориентированы поперек флангов Байкальской дуги. В Хамар-Дабане заметны признаки южного направления небольших смещений к Северо-Монгольской впадине.

Горизонтальные тектонические движения неравномерны как вдоль, так и поперек их направления. Фронтальная сторона впадины смещается к северо-западу сильнее, чем задняя, вследствие отодвигания Сибирской платформы от отстающей складчатой обоймы. В результате возникает расщепление в земной коре, которое позволяет развиваться гигантскому Обручевскому и другим сбросам, обращенным в одну сторону, на юго-восток, т. е. назад от направления горизонтального перемещения земной коры.

С поперечным односторонним раздвижением Байкальской впадины связано расщепление обоих ее бортов в средней, самой широкой части озера. Отщепление северо-западного борта состоит из Прибрежно-Ольхонских гор, о-ва Ольхона и подводного Ушканьего порога, увенчанного архипелагом Ушканьих островов; юго-восточного борта — из Валуканского горного отрога, п-ова Святой Нос и горных гряд, отделяющих от озера грабены Максимицкой и Котокельской сквозных долин.

Изменения размаха горизонтальных движений поперек их направления приводят к сдвигам, а местами к сравнительно плавным выдвигам. Сдвиги выявляются не только в Байкальской впадине, но и на обширных пространствах соседних гор. Признаками сдвигов в горах могут служить сквозные прогалы между рядами согласных смещенных участков горных хребтов, горизонтальные срывы в протяжении того или другого отдельного хребта или долины, линии согласных по направлению зигзагов соседних рек. Сквозные горные прогалы встречаются преимущественно в Забайкалье.

Внутри Байкальской впадины выделяются поперечные и продольные сдвиги (таблица).

Поперечно-Байкальский сдвиг пересекает впадину в самом широком месте целиком от переднего борта до заднего. Он проходит по южному краю ранее описанного (Ламакин, 1961) Поперечного пояса разломов,

Таблица. Размахи (в км) и средние скорости (в скобках км м.м. лет) больших планетарных сдвигов

Сдвиги	Время развития сдвигов и его продолжительность, млн. лет					Полное смещение, км
	D ₂ -C ₂ 70	C ₂ -T ₁ 100	J-Q 150	N 25	Q 1	
Байкальские	—	—	15 (0,6)		2 (2,0)	15
Фергано-Таласский (размах по А.В.Пейве 1961)			200 (2,0)			200
Сан-Андреас (размах по Ф.Б. Кингу, 1961)	—	—	250 (1,7)	35—50 (2,0)	10 (10)	250
Грейт-Глен (размах по В. Кеннеди, 1963)	100 (1,5)	—	—	—	—	100

в котором образовалось несколько внутренних байкальских структур. В размахе сдвиг достигает 10 км близ Обручевского сброса, где находится главная полоса Байкальского расщепления земной коры.

Признаком Поперечно-Байкальского сдвига служит согласная смещенность к западу структур, расположенных севернее сдвига, относительно тех, которые находятся к югу от него. Сдвиг является левым. Он протягивается по довольно правильной дуге.

Размах смещений таков: осевая линия Чанчурских гор относительно оси Приморского хребта смещена на 10 км, Ушканий подводный порог смещен относительно Ольхона на 6 км, Святой Нос относительно более южного продолжения горного сопровождения берега — на 3—4 км, сбросовый обрыв Баргузинского хребта в южной части относительно такого же обрыва Катковской гряды — на 2—3 км. Далее на восток сдвиг, по-видимому, продолжается по р. Малой Гусихе к южной оконечности Баргузинской впадины, где затухает в районе Читкана.

Десять километров размаха Поперечно-Байкальского сдвига — это дополнение к общему раздвижению Байкальской впадины в целом, происходящему в том же северо-западном направлении. По-видимому, все раздвижение в Поперечном поясе разломов составляет не менее 15 км при ширине впадины 130 км, считая вместе с южной оконечностью Баргузинской долины. Большое раздвижение в Поперечном поясе разломов освобождает пространства, необходимые для образования нескольких тектонических глыб, перекошенных по неравномерным сбросам.

Северное Прибайкалье с входящей в него северной котловиной Байкала не только поднято над Ангаро-Селенгинским Прибайкальем, но и сдвинуто относительно него к северо-западу.

Байкальская впадина переломлена и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях в Поперечном поясе разломов. Горизонтальный перелом со сдвигом придавал ее протяжению S-образную изогнутость. Изгибы в фигуре Байкала подробно описаны И. Д. Черским (1886, 1889).

В западном конце Тункинской долины тоже различаются признаки левого поперечного сдвига. Это Мондинский сдвиг сравнительно короткой протяженности, по которому Тункинские гольцы смещены на 10 км к северу по сравнению с их западным продолжением — глыбой Мунку-Сардыка.

Намечаются сдвиги также в северной оконечности Байкала, в Баргузинской и Верхне-Ангарской долинах.

Продольное раздвижение заднего борта Байкальской впадины в противоположных направлениях вызывает продольные береговые сдвиги, расходящиеся от Селенгинской дельты в обе стороны. С удалением от Селенги

продольные сдвиги отклоняются от заднего борта впадины и затем пересекают ее фронтальный борт. Далее они очерчивают по краевым разломам обе стороны юго-восточного выступа Сибирской платформы. По молодым сдвигам оба крыла складчатой обоймы смещаются относительно платформы в Восточных Саянах к северо-западу, а в Северо-Байкальском нагорье — к северу.

На юге Байкала продольный сдвиг проходит под водой рядом с берегом у подножия Хамар-Дабана. Южно-Байкальский сдвиг отчетливо выявляется по резким смещениям подводных выступов горного склона относительно их береговых оснований. Так, Утуликский выступ сдвинут приблизительно на 10 км к востоку от своего основания, которое расположено над левой стороной р. Утулика. Согласно смещены на 10 км Муринская банка на дне Байкала относительно Муринаского горного отрога и соседний Лангатуйский выступ донного рельефа относительно соответствующей ему горной гряды. Кроме горизонтального смещения, Муринская банка сброшена по вертикали более чем на 1 км относительно вершин берегового отрога. Около Танхой и далее у Мысовой и Мантурихи выступы подводного склона также смещены на восток от своих береговых оснований, но только на 7 и 5 км.

Таким образом, размах Южно-Байкальского сдвига, так же как и Поперечно-Байкальского, увеличивается к западу. Но Южно-Байкальский сдвиг отличается правым знаком. Он обеспечивает поперечное тектоническое раздробление северного склона Хамар-Дабана. Сдвиг разрывает почти вдоль шарнира тектонический изгиб заднего борта Байкальской впадины. Сопровождающий сброс придает обрывистость Хамар-Дабану.

Хамар-Дабанский берег сдвиговый по происхождению. Для сдвиговых берегов Байкала характерны подводные скальные барьеры, которые протягиваются в небольшом удалении от береговой линии и огораживают котловины на дне озера. Местные рыбаки такие котловины называют кошелами. В них хорошо ловится рыба.

Современные проявления Южно-Байкальского сдвига обнаруживаются восточнее Танхой, где берег подвержен опусканию. Здесь, судя по данным Ф. К. Дриженко (1908), концы речных русел и долин, оказавшиеся на дне озера, отстали на 0,5—2,0 км от смещенных к западу участков тех же долин, сохранившихся на суше. Размах молодых смещений тоже увеличивается в западном направлении. Современное сдвигание берега заметно в устьях рек Переемной, Калтусной, Половинки, Малиновки, Осиновки, Ушаковки и Язовки. Далее на северо-восток, где берег находится в состоянии поднятия, на сброшенном дне озера восточная смещенность затопленных окончаний долин обнаруживается в устьях рек Мишихи, Болванихи и Калтусной. И в этом месте она свидетельствует, что береговой сдвиг продолжает действовать.

В отличие от окончаний долин, врезанных в берег, речные выносы на том же участке побережья относятся в основном к западу под действием преобладающих волнений и течений. Они образуют небольшие подводные дельты на дне Байкала слева от рек, впадающих в озеро (Лемакин, 1958).

На прямом продолжении линии Южно-Байкальского сдвига к северо-востоку, в 40 км от Мантурихи на суше близ Селенги находится так называемый Посольский надвиг кристаллического фундамента на среднеюрские отложения (Данилович, 1960). Надвиг направлен приблизительно к северу, простирается в общем широтное. Возраст надвига, вероятно, верхнеюрский. Он пересекается позднейшими, возможно неогеновыми, сбросами с сопутствующими значительными сдвигами.

На северном берегу Байкала в районе истока р. Ангары начинается большой Саянский сдвиг тоже правого знака. Он служит как бы продолжением Южно-Байкальского. Саянский сдвиг протягивается более чем на

300 км к северо-западу по древним краевым разломам Сибирской платформы, сопровождая на большом расстоянии внешнюю полосу Восточно-Саянского нагорья. Близ Байкала с правой стороны истока р. Ангары сдвиг образует правые зигзаги речек Крестовки (в 5—6 км от пос. Лиственничного) и Банной (в 2 км от правого берега Ангары). Размах зигзагов приблизительно 1,5—2 км. Затем сдвиг пересекает Ангару в 5 км от истока.

Река Ангара близ истока очень молода, образовалась после максимального оледенения (Ламакин, 1957). Поэтому медленно происходящий сдвиг не успел изогнуть ее русло.

Далее на северо-запад сдвиг прослеживается по согласным правым зигзагам рек Подорвихи, Иркута (у Введенщины), Китоя, Большой Белой, Оки, Тагны, Ии, Уды, Малой Бирюсы, Большой Бирюсы и др. Здесь размах сдвига увеличивается, так что связанные с ним речные зигзаги достигают 7—10 км.

Одним из частных проявлений Саянского сдвига близ Байкала следует считать описанный О. В. Павловым (1961) молодой сдвиг с размахом более 300 м на правом берегу Ангары в 5 км от истока. Размах сопутствующего сброса только 25 м. Сдвиг протягивается приблизительно в широтном направлении и продолжается на левом берегу реки. Он возник в древней структуре известного Ангарского надвига докембрийских пород на юрские отложения и относится к неотектоническому этапу геологической истории Прибайкалья.

Неотектонический сдвиг, пересекающий Ангару, протягивается почти по простиранию древнего надвига. Вероятно, молодые сдвиги развиваются и к юго-востоку от Ангары вдоль простирания надвига, линия контактов которого, по наблюдениям В. Н. Даниловича (1949), возле пади Большой Варначки уходит на дно Байкала и прослеживается затем близ берега до мыса Соболева.

Саянский сдвиг обеспечивает раздвижение земной коры, с которым связано образование в Восточных Саянах многих горных хребтов с поперечным расположением относительно общего простирания горной системы в целом.

Близ юго-западной оконечности Байкала находится особенно выразительный Зыркузунский сдвиг, благодаря которому р. Иркут образует необыкновенно длинную и узкую петлю. Посредством петли река обходит в глубоком ущелье узкую горную преграду, известную под названием Зыркузунского хребта. Здесь сдвиг левосторонний. Он простирается к западу-северо-западу, точно совпадая с древним разломом. Сдвиг происходит по двум сторонам петли, причем сдвиговые линии сходятся в ее вершине, где находится устье Взъемного ручья. По этому ручью сдвиг продолжается далее на запад-северо-запад. Общий размах его 15 км.

Образованию крупных поворотов Иркута, обходящего с противоположных сторон Зыркузунский хребет, несомненно способствовала сильная трещиноватость горных пород в районе. Однако главная причина возникновения Зыркузунской петли заключается в тектоническом сдвиге, который разорвал старую речную долину на три части: в начале, в конце и на вершине петли.

Зыркузунская петля исследована и описана многими геологами. Более 100 лет назад Н. Бакшевич (1856) считал ущелье Иркута в петле и далее до сел. Моты трещиной в земной коре. И. Д. Черский (1866) указал, хотя и не вполне определенно, признаки тектонического сдвига в древних кристаллических породах возле устья ручья Зубкогуна, рядом с Взъемным ручьем. Однако при этом он отметил только пассивную роль этого перемещения по отношению к современной конфигурации местности, считая происхождение рельефа исключительно эрозионным. И. В. Мушкетов (1905) обратил внимание на крайне сильную речную эрозию, а также «размягчение» и неустойчивость горных пород в речной петле.

На прямом продолжении в том же запад-северо-западном направлении от Зыркузунской петли в верховьях р. Белой расположены согласно один за другим левые зигзаги рек Китоя, Малой Белой, Онота, Урика, Большой Белой, сопровождающие полосу мощных милонитов докембрийского возраста, которая связана с краевым разломом платформы. Это видно на геологической карте, составленной под редакцией С. В. Обручева (1964). Ориентировка речных зигзагов свидетельствует о левом знаке сдвига. Размеры зигзагов: Китоя 8, Онота 3, Урика 6 км.

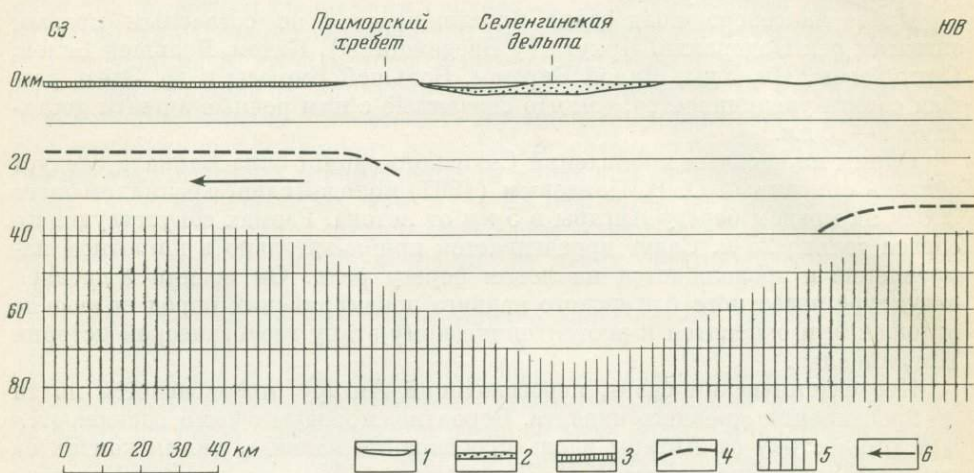


Рис. 1. Поперечный профиль Байкальской впадины и глубинного подкорового рва

(вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы)

1 — толщина байкальской воды; 2 — толщина байкальских осадков неогенового и четвертичного возраста; 3 — осадочный чехол Сибирской платформы; 4 — земная кора; 5 — мантия; 6 — направление горизонтального смещения мантии и земной коры

Левосторонние сдвиги Зыркузунский и в верховьях р. Белой зависят от замедленности северного смещения того угла Восточных Саян, который прилегает к Тункинской долине, составляющей звено Байкальской впадины. Здесь смещение нагорья уравнивается с платформенным.

В северной части Байкала на восточной стороне озера отчетливо проявляется Таркуликский сдвиг у мыса Валукан (рис. 1). Сдвиг прослеживается на 10 км по дну Байкала рядом с берегом. Он направлен к север-северо-западу и имеет левый знак. По этому сдвигу подводная Таркуликская банка смещена на 4 км к юго-востоку относительно Валуканского горного отрога, оконечностью которого она служит на дне озера. Сдвиг сопровождается сбросом с амплитудой 200—250 м, по которому банка опустилась под уровень воды.

На продолжении Таркуликского сдвига к север-северо-западу намечается правосторонний сдвиг противоположного берега Байкала в губе Бургунду с размахом 3—5 км. Характерно, что берег здесь особенно густо расколот короткими поперечными сбросами на мелкие глыбы, часть которых подвергается поднятию, тогда как другие опускаются. Подобное же явление наблюдается между истоком р. Ангары и мысом Соболевым, где берег озера тоже пересекается сдвигом.

Из губы Бургунду Северо-Байкальский сдвиг продолжается по ущелью Молокана и водораздельному гребню Байкальского хребта, следуя по древнему краевому разлому платформы, с которым здесь связана полоса каледонских порфиров.

К северу от Байкала молодые сдвиги по краевым разломам платформы выявляются зигзагами рек между Черепанихой и Чечуем. Зигзаги пока-

зывают левостороннее направление сдвигов. Они возникли вследствие северного раздвижения Северо-Байкальского нагорья при монолитности платформы.

Продольные неотектонические сдвиги существуют и в Средней котловине Байкала (Ламакин, 1963). Они продолжаются на юг вдоль Селенги в Забайкалье и Северную Монголию. Эти сдвиги имеют левый знак и объединяются под названием Байкало-Селенгинского сдвига.

Интересно, что очаги сильных землетрясений (от 5 баллов и выше) связаны в Байкальской впадине со сдвигами. В то же время Главный Байкальский, или Обручевский, сброс не вызывает землетрясений. На северо-западном берегу Байкала, где проходит этот действующий сброс, неизвестно ни одного очага сильных землетрясений. Не зависит ли это от особенно большого тектонического расщеления в полосе Обручевского сброса и от меньшего размаха сбросов по сравнению с горизонтальными сдвигами? Вообще же приуроченность к сдвигам очагов сильных землетрясений не может удивлять, так как известно, что при сильных землетрясениях горизонтальные смещения превосходят в размахе вертикальные подвижки (Рихтер, 1963).

Необходимо отметить, что описанные проявления горизонтальных неотектонических движений в Прибайкалье в общем соответствуют тем закономерностям горизонтальных блоковых смещений, которые недавно описаны А. В. Пейве (1961) в отношении древних структур.

Горизонтальные смещения земной коры направлены в общем к северо-западу на обширной площади Прибайкалья, Восточных Саян, Северо-Байкальского нагорья и Селенгинской Даурии. В этом же направлении смещается и огромная Сибирская платформа. Очевидно, такие смещения захватывают большие сегменты внешних сфер земного шара. Они могут быть объяснены общими планетарными причинами.

Согласно общей теории Земли, разрабатываемой Б. Л. Личковым (1960) и другими, вращение Земли вокруг оси постепенно замедляется вследствие торможения лунно-солнечными приливами. Торможение действует в западном направлении в теле Земли навстречу ее вращению. Оно приводит к смещениям и срывам земного вещества к западу. Не менее важно, что при замедлении вращения убывает центробежная сила и выправляется полярная сплюснутость земного шара. При этом происходит передвижение земного вещества к полюсам. Горизонтальные составляющие этого передвижения наибольшее значение имеют в средних широтах. Географическое положение Байкала благоприятствует смещениям к северу.

В отличие от сегментарных смещений, вызываемых общими планетарными причинами, местные смещения земной коры к югу и юго-востоку, свойственные Хамар-Дабану и Нерчинской Даурии (Ламакин, 1963), проявляются с гораздо меньшей силой. Они происходят в направлениях к соседним тектоническим впадинам: Северо-Монгольской и Далай-Норской. Сегментарное северо-западное смещение в Восточных Саянах усиливается тем, что оно направлено к Канской впадине и Западно-Сибирской низменности. Сегментарное смещение Северо-Байкальского нагорья к северу усиливается тем, что перед ним находится Вилюйская впадина.

Спрашивается, почему земная кора, смещаясь к северо-западу, настолько сильно разорвана под Байкальской впадиной, что здесь возникло глубочайшее озеро. Ответ на этот основной вопрос Байкальской неотектоники следует искать в глубоких недрах Земли (см. рис. 1).

Гравиметрические и сейсмологические исследования показывают (Гайский, 1950; Федьинский, 1961; Булмасов, 1959, 1960), что с юго-восточной стороны Байкала между Верхне-Ангарской долиной и озером Косоголом протягивается подземный глубокий ров, образовавшийся в поверхности мантии. Под Селенгинской дельтой он ближе всего к Байкалу. Оба фланга Байкальской дуги отклоняются от простирания глубинного рва в сторону

платформы. В то же время Верхне-Ангарская долина и Косогол отвернуты от концов дуги назад в сторону рва.

Мощность земной коры под Сибирской платформой 35—40 км, т. е. нормальная. В Селенгинской Даурии она больше (40—50 км). В отличие от этого в подкоровом рве мантия опускается больше чем на 70 км (считая от поверхности Земли). Глубина самого рва между соседними пространствами мантии равна в среднем 30—40 км при ширине между бровками около 100 км. С удалением от центра Байкальской дуги на северо-восток и юго-запад ров значительно расширяется.

Подкоровый ров оказывается в больших отрицательных аномалиях силы тяжести. Интересно, что полоса отрицательных аномалий силы тяжести протягивается и с восточной стороны оз. Талганьки в Африке.

Байкальский подкоровый ров, отличаясь от поверхностной впадины гораздо большей глубиной, похож на нее несколькими существенными чертами. Он тоже асимметричен, причем ориентировка у него такая же, как и у Байкальской впадины. По протяжению ров изогнут с разрывом подобно протяжению поверхностной впадины. Величина разрыва около 150 км. Его расположение совпадает с Поперечно-Байкальским сдвигом на поверхности.

Кроме того, Байкальская впадина смещена на несколько десятков километров к северо-западу относительно линии наибольших глубин подкорового рва и располагается над его крутым бортом. Это напоминает о северо-западной смещенности современного Байкала относительно первоначального положения в неогене (рис. 2).

Сходство морфологических черт и связь в расположении позволяют считать, что Байкальская впадина отражает на земной поверхности глубинные движения, которые происходят в верхней сфере мантии. По-видимому, возобновившееся в неогене развитие древнего глубинного рва служит причиной образования на земной поверхности сравнительно молодой и небольшой впадины.

Подкоровый ров возник до каледонской складчатости, по-видимому, в протерозое вследствие одностороннего разрыва поверхности мантии в северо-западном направлении. Тяжелая мантия на площади ее повышенного расположения под платформой сильнее реагирует на изменение общей формы Земли при замедлении ее вращения. Смещаясь быстрее, она тянет за собой северо-западный борт подкорового рва, а он увлекает находящийся на поверхности фронтальный сбросовый берег Байкала.

Продольное раздвижение Байкальской впадины следует связать с отклонением обоих флангов Байкальской дуги от простирания подкорового рва. Раздвижение средней части впадины напротив выступающего угла платформы почти исключительно поперечное. Оно направлено перпендикулярно простиранию рва. В то же время в отклонившихся флангах дуги оно становится диагональным и поэтому сказывается отчасти в их продольном раздвижении. Однако и здесь поперечное раздвижение главное. Но в оконечностях дуги, где края платформы слишком далеки от Байкала, поперечное раздвижение затухает. При этом Байкальская дуга обламывается, и от ее концов отходят назад котловины Верхней Ангары и Косогола.

В крыльях складчатой обоймы сегментарные смещения захватывают, по-видимому, менее глубокие сферы Земли, чем под платформой. Этим можно объяснить большую скорость смещений крыльев, которая приводит к сдвигам вдоль краевых разломов. При меньшей мощности сегмента он должен двигаться быстрее, чтобы передвинулась соответствующая масса земного вещества.

Одной из несбысленных до сих пор особенностей Прибайкалья является расположение осколков Сибирской платформы на юго-восточной стороне Байкала. Осколки состоят из архейских пород, таких же, какие слагают платформенный фундамент с северо-западной стороны озера. На юго-

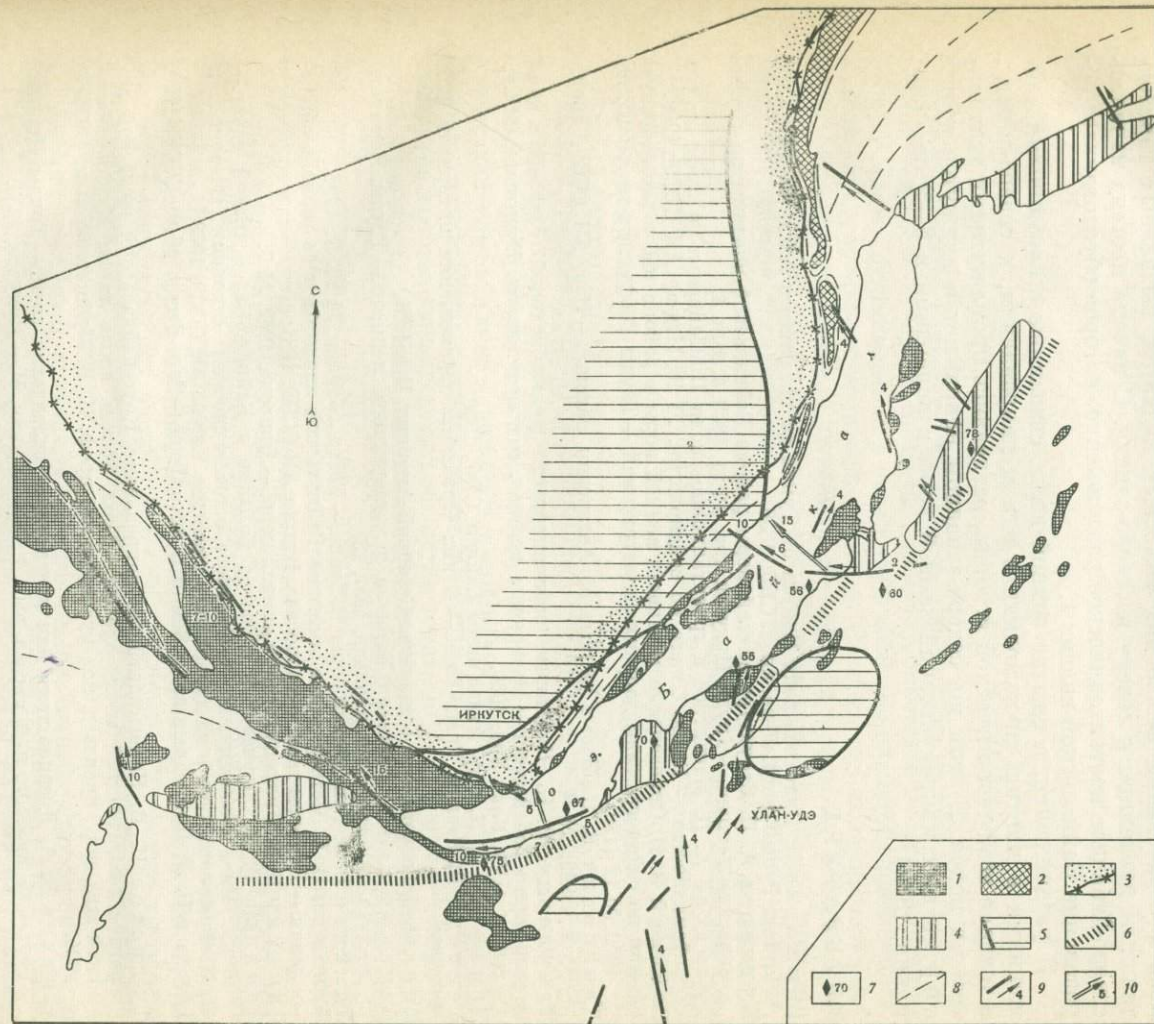


Рис. 2. Схема соотношения тектонических элементов земной коры и мантии в Прибайкалье

1 — архейские породы; 2 — поздние каледонские порфиры, внедренные вдоль «великого краевого разлома Сибирской платформы» (по Обручеву, 1953); 3 — граница осадочного чехла Сибирской платформы; 4 — обсохшие участки Байкальской впадины; 5 — площади земной коры мощностью менее 45 км; 6 — полоса наибольших глубин подкорового рва; 7 — глубины подкорового рва, км (по Будмасову, 1959, 1960); 8 — линии важнейших докембрийских надвигов зоны краевых разломов Сибирской платформы (по Обручеву, 1953); 9 — неотектонические сдвиги (стрелки показывают направления смещений, а цифры — размах смещений, км); 10 — величина раздвижения Байкальской впадины, км

востоке глыбы архейских пород разобщены на больших расстояниях. Крайние расположены цепочкой, протянувшейся к северо-востоку параллельно подкоровому рву в 100—120 км от Байкала. Глыбы вкраплены среди обширных полей протерозойского гранита.

Приняв во внимание горизонтальные составляющие неотектоники, мы вправе считать, что архейские осколки отстали на несколько километров в течение неогена и четвертичного периода от смещения сплошного массива платформенного фундамента. В начале развития, в протерозое, глубинный ров, по-видимому, особенно сильно раздался к северо-западу. При этом он широко раздвинул пространство между платформой и ее осколками.

Сильное раздвижение земной коры в протерозое способствовало образованию опломбированных гранитных интрузий. Одновременно происходило и глубокое геосинклинальное оседание и накопление мощных осадков.

Затем каледонская складчатость, образовав горы, замкнула геосинклиналь. Складки были нажаты и опрокинуты на северо-запад к платформе. В верхней коре опять произошло сжатие, но оно было невелико и выразилось в образовании небольших глыбовых надвигов, вызванных горизонтальным давлением к северу и северо-западу. С начала неогена началось северо-западное неотектоническое раздвижение, которое обуславливает образование Байкальской впадины.

И раздвижение, и сжатие земной коры, связанные с глубинными движениями в мантии, происходили в одном направлении, к северо-западу, в течение всей геологической истории, разделяясь промежутками тектонического покоя. В этом же северо-западном направлении движутся волны современных микропульсаций земной коры с периодами в 8—9 лет (Ламакин, 1962).

ЛИТЕРАТУРА

- Бакшевич Н. Описание реки Иркута от Тушки до впадения в Ангару.— Зап. Сиб. отдела Русск. геогр. об-ва, кн. 1. СПб., 1856.
- Булмасов А. П. Структура земной коры района Байкальской впадины по геофизическим данным.— Труды Иркутск. гос. ун-та, 1959, 4, вып. 4.
- Булмасов А. П. Магнитное и гравитационное поля Прибайкалья в связи с его сейсмичностью.— Бюлл. Совета по сейсмологии, № 10. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гайский В. Н. Определение мощности земной коры в районе наблюдающей станции по сейсмограммам далеких землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 12 (139).
- Данилович В. Н. Новые данные об Ангарском надвиге.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 4.
- Данилович В. Н. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники юго-западного Забайкалья.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР, вып. 1 (IV). Улан-Удэ, 1960.
- Дриженко Ф. К. и др. Атлас озера Байкал. СПб., 1908.
- Кеннеди В. Разлом Грейт-Глен.— В кн.: Проблемы перемещения материков. ИЛ, 1963.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. ИЛ, 1961.
- Ламакин В. В. О развитии Байкала в четвертичном периоде.— Труды Комитета по изучен. четвертич. периода, 1957, 13.
- Ламакин В. В. Тяньхойский берег Байкала.— Геогр. сборник, № 10. Л., 1958.
- Ламакин В. В. Четвертичная геология Байкальской впадины и ее горного обрамления.— Вопросы геол. антропогена. Изд-во АН СССР, 1961.
- Ламакин В. В. Микропульсации земной коры.— Природа, 1962, № 7.
- Ламакин В. В. Обручевский сброс на Байкале и Байкало-Селенгинский сдвиг.— В кн.: Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. Изд-во АН СССР, 1963.
- Личков В. Л. Природные воды Земли и литосфера.— Зап. Геогр. об-ва СССР, 1960, 19.
- Мушкетов И. В. Наиболее выгодное направление Кругобайкальской железной дороги с геологической точки зрения.— Геол. исслед. вдоль линии Кругобайкальской жел. дор., произвед. под руководством проф. И. В. Мушкетова, вып. 1. СПб., 1904.
- Обручев В. А. Древнее темя или каледонская складчатая зона?— Труды Первого Вост.-Сиб. краевого н.-и. съезда, вып. 1. Геол. секция. М.— Иркутск, 1932.

- Обручев С. В., Великославинский Д. А. Докембрий западного побережья Байкала.— Труды Лабор. геол. докембрия, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1953.
- Обручев С. В., Бузиков И. П., Никитина Л. П., Митрофанов Ф. П. и Авдонцев Н. А. Схематическая геологическая карта юго-восточной части Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана.— Прилож. к трудам Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 18. Докембрий Вост. Саяна. «Наука», 1964.
- Павлов О. В. Некоторые детали строения Ангарского надвига.— Проблемы тектоники. Госгеолтехиздат, 1961.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. ИЛ, 1963.
- Федьинский В. В. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях.— Сборник, посвящ. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, 1951.
- Черский И. Д. Отчет о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкала.— Зап. Вост.-Сиб. отдела Русск. геогр. об-ва, 12. Иркутск, 1886.
- Черский И. Д. 1. О результатах исследования озера Байкала. 2. Геологическая карта береговой полосы озера Байкала. Масштаб 1:420 000 (на 2 листах).— Материалы для геол. России, 13. Изд-во СПб. минерал. об-ва, 1889.
- Suess E. Das Antlitz der Erde, bd. 3, 1. Wien, 1901.

Н. В. ДУМИТРАШКО **НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА
ГОРНОЙ ЗОНЫ ЮГА СССР**

Неотектонические движения во многом определяют рельеф и структуры горной зоны юга СССР, которая, по существу, является неотектоническим сооружением, оформившимся в основном в плиоцен-плейстоценовое время. С этой точки зрения, горные поднятия юга Советского Союза разновозрастны в смысле совпадения проявления во времени основных рельефообразующих движений. В то же время они унаследованы от более древних эпох: альпийской складчатости (Карпаты, Крым, Кавказ, Копет-Даг, Памир), тихоокеанской мезозойской и кайнозойской (Восточное Забайкалье и Дальний Восток), палеозойской (Тянь-Шань, горы юга Западной Сибири), докембрийской (Саяно-Байкальское и Алданское нагорья). Камчатка и Сахалин относятся к современной геосинклинальной области, структурный план которой имеет ряд особенностей по сравнению с более древними зонами горообразования.

И. П. Герасимов (1959) подчеркивает, что связь морфоструктур и древнего тектонического плана в процессе их развития на территории СССР (прямая, обратная или же присутствие наложенных структур) тесно связана с длительностью истории их формирования. Наиболее ясные, прямые соотношения рельефа со структурами имеются в зоне альпийской складчатости, где хребты соотносятся с молодыми поднятиями, а впадины — опусканиями. Для зоны мезозойской складчатости характерны уже значительно сглаженные формы рельефа, и прямые его соотношения с тектоникой имеют подчиненное значение. В зонах палеозойской и особенно докембрийской складчатости преобладает несоответствие современного рельефа древним структурам и господствуют наложенные формы в мезорельефе.

Эти положения И. П. Герасимова для ряда территорий правильно отмечают связь между рельефом и структурами в процессе их длительного развития. Однако накопленные за последнее время фактические данные и новые работы по новейшей тектонике и геофизике, в частности карты новейших тектонических движений на территории СССР, показывают, что в действительности взаимоотношения рельефа и структур значительно сложнее и многообразнее.

Анализ новейшей тектоники и рельефа различных структурных зон Союза показывает, что вне зависимости от возраста древних структурных зон в их пределах имеется ряд однотипных, хотя и качественно различ-

ных морфоструктур, характерных для неотектонического этапа развития горной зоны юга СССР. В ее развитии определяющее значение имела серия субширотных, субмеридиональных и реже диагональных разломов.

Густая сеть и глубинный характер ряда разломов подтверждают мнение А. В. Пейве (1960) о том, что области горообразования представляют собой зоны гигантских брекчий. Глыбовая тектоника является одним из наиболее характерных элементов в новейшей структуре горной зоны Советского Союза, начиная от Крыма и Кавказа, Тянь-Шаня и Прибайкалья и кончая районами Камчатки и Сахалина, находящимися в условиях современного геосинклинального режима. Для всей зоны характерны горст-антиклинальные и горстовые хребты, а также обширные сводово-глыбовые поднятия.

Горст-антиклинальными являются крупнейшие хребты Большого Кавказа — Главный Водораздельный, Боковой и Передовой, а Приэльбрусский район Бокового хребта имеет характер сводово-горстового поднятия. Горстами являются также Сурамский и Зангезурский хребты в Закавказье, а многочисленные частные хребты Малого Кавказа принадлежат к различным блоковым, а также к сводово-горстовым. Аналогичные морфоструктуры имеет и ряд хребтов Юго-Западного Тянь-Шаня, представляющих собой горстовые и горст-антиклинальные поднятия. В то же время эти формы, связанные с густой сетью разломов древнего консолидированного фундамента, считались ранее характерными преимущественно для областей древней докембрийской складчатости, например для Саяно-Байкальского нагорья (Обручев, 1936). Довольно широко распространены они в Западных Саянах и встречаются в Казахстанском мелкосопочнике.

В области докембрийской байкальской складчатости, как и на Тянь-Шане, т. е. в зонах эпиплатформенного орогенеза, широко развиты сводово-глыбовые массивы. К ним относятся ряд хребтов Северного Тянь-Шаня, крупное нагорье Станового хребта, установленное В. А. Обручевым (1936) и Е. В. Павловским (1948), протянувшегося от Байкала до Олекмы, а восточнее хребты Зверева, Тукурингра-Джагды, Джугджур, Учуро-Горамский. Однако в отдельных древних тектонических зонах эти морфоструктуры имеют различные индивидуальные черты. В зоне докембрийской, байкальской складчатости господствует субмеридиональное и диагональное¹ направление хребтов, ограниченных многочисленными короткими, реже более протяженными и крупными разломами, и разделенных довольно узкими, хотя и длинными грабенами и грабен-синклинальными впадинами. Впадины заполнены аллювиальными, водно-ледниковыми и ледниковыми отложениями ограниченной мощности. В палеозойских сводово-глыбовых сооружениях Западной Сибири и Тянь-Шаня простираются морфоструктур субширотные; разделяющие их грабен-синклинальные впадины имеют субширотную ориентацию и отличаются значительной шириной, превосходящей в Тянь-Шане ширину хребтов. Впадины заполнены мощной аллювиальной и аллювиально-пролювиальной аккумуляцией.

Глыбовые нагорья встречаются в структурных зонах различного возраста. К ним относятся такие морфоструктуры, как Патомское и Алданское нагорья в зоне докембрийской, байкальской складчатости. В то же время сложным нагорьем с глыбовой структурой, разбитым крупными разломами, является Памир, относящийся к зоне молодой, альпийской складчатости, где нагорья, однако, встречаются скорее в качестве исключения в связи с крупным размахом вертикальных движений: поднятий вдоль разломов громадной амплитуды. Складчато-глыбовые горы со значительно денудированным скульптурным рельефом и пассивным отражением в нем тектонических структур характерны как в областях докембрийской и мезозойской складчатости (в Забайкалье, на Дальнем Востоке), так и в зоне па-

¹ По сравнению с субмеридиональным и субширотным.

леозойской складчатости Алтае-Саянского нагорья на юге Западной Сибири.

Следует подчеркнуть, что антиклинальные и моноклинальные хребты, существенно не нарушенные разломами, имеют подчиненное распространение и встречаются в основном, как правильно заметил И. П. Герасимов (1959), в молодых горных странах альпийской орогенической зоны: на Кавказе, Сахалине, Сихотэ-Алине, в Крыму. Здесь же преимущественно развиты и зоны молодой инверсионной складчатости, возникшей в краевых или межгорных прогибах и имеющей прямое отражение в рельефе. Для нее характерен дифференциальный характер новейших тектонических движений: поднятий антиклинальных и моноклинальных хребтов и плато и опусканий в пределах синклинальных котловин. Наиболее типичны эти морфоструктуры на Кавказе, где они довольно широкой полосой окружают Большой Кавказ и образуют увалы Таманского и Ашшеронского полуостровов и низкогорные хребты Терско-Сунженский, Аджинурских предгорий, брахискладчатые поднятия в восточной части Куринской впадины и т. п.

В меньшем масштабе этот тип морфоструктур наблюдается на Тянь-Шане. К нему относятся адыры и прилавки, расположенные во впадинах, в предгорьях примыкающих к ним хребтов. Особенно близкое сходство по характеру структур деформаций террас и всему облику рельефа имеется между адырами Ферганы и складчатыми низкогорными хребтами восточной части Куринской впадины. И те и другие представляют собой дислоцированные новейшими движениями древние конусы выноса и сухие дельты. Однако различием в структуре этих образований являются ядра кристаллических пород, составляющие основания некоторых адыров Ферганы.

Аналогичные молодые складчатые поднятия имеются как во впадинах в современной геосинклинальной зоне, на Камчатке и Сахалине, так и в Байкальской впадине в области байкальской древней складчатости. Как правило, в других впадинах этой области складчатые хребты отсутствуют, очевидно в связи с небольшими мощностями накопившихся в них осадков. Это обстоятельство указывает на прямую связь с образованием этих складчатых форм гравитационных явлений, что отмечали ранее С. С. Шульц (1948) для Тянь-Шаня и Н. В. Думитрашко (1952) для Байкальской впадины.

К районам периклинального погружения Кавказа и Копет-Дага к окружающим прогибам и зонам молодой складчатости и дифференциальных движений приурочены грязевые вулканы, которые присутствуют также на Сахалине, где имеют аналогичное положение в структурном неотектоническом плане. Они, по-видимому, связаны не только с нефтегазовыми месторождениями, но и с крупными разломами большой глубины, ограничивающими континентальную ступень на границе ее с морскими впадинами. На это указывает расположение грязевых вулканов на границе между областями суши и морскими бассейнами как на Кавказе и Копет-Даге, так и на Сахалине. Следует подчеркнуть, что морфоструктуры, сопровождающиеся грязевым вулканизмом, связаны также и с явлениями диапиризма в глинах.

В целом интересные и своеобразные проявления грязевого вулканизма изучены еще недостаточно. Отсутствует их сравнительный генетический анализ, основанный на выявлении общих закономерностей этого процесса, характерных для других стран мира. Разработка данной проблемы представляется исключительно нужной.

Не менее интересен анализ распространения и связи с древними структурами молодых вулканических излияний, возникших на неотектоническом этапе. Обращает на себя внимание то, что неоген-плейстоценовый эффузивный вулканизм характерен в основном для альпийской орогенической области Кавказа и особенно Закавказья и современной геосинклинальной зоны Камчатки, где он занимает обширные площади.

Различия в проявлении молодого вулканизма на этих территориях сказываются в преобладании вулканических линейно-вытянутых (на сотни километров) хребтов на Камчатке и горст-антиклинальных щитовидных вулканических массивов, окруженных лавовыми плато, в Закавказье. Это обстоятельство указывает на различный структурный план этих двух вулканических областей, а также на более интенсивную переработку плиоценовых вулканических форм новейшими тектоническими движениями в Закавказье (сводово-антиклинальными поднятиями по разломам, иногда кольцевым).

Проявления молодого вулканизма в более древних тектонических зонах — мезозойской тихоокеанской складчатости Дальнего Востока и докембрийской складчатости Байкальской горной области — существенно отличны от камчатского и закавказского их типов, так как представлены почти исключительно лавовыми плато и потоками. В Байкальской области они связаны с небольшими вулканами — центральными аппаратами излияний. Мощные вулканические хребты, как на Камчатке, или щитовидные вулканические массивы, как в Закавказье, здесь отсутствуют.

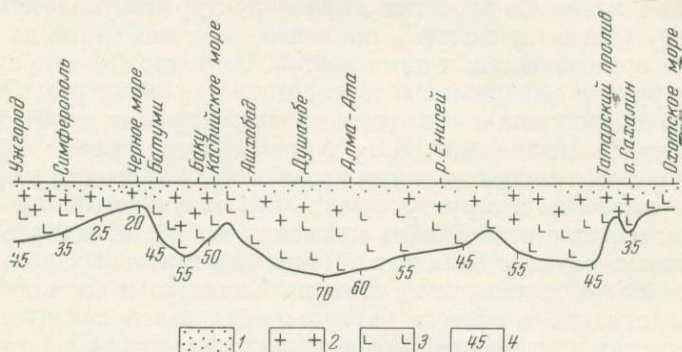


Схема мощностей земной коры горной зоны СССР от Ужгорода до о-ва Сахалина

(по Р. М. Деменицкой)

1 — осадочный покров; 2 — граниты; 3 — базальты; 4 — мощности земной коры (в км)

Обращает на себя особое внимание полное отсутствие явлений молодого эффузивного вулканизма в области палеозойской складчатости Тянь-Шаня, а также в складчатых областях альпийской орогенической зоны в Средней Азии (в Копет-Даге и на Памире). В зоне палеозойской складчатости Алтае-Саянского нагорья молодые лавы также не наблюдаются. Отсутствие эффузивного вулканизма в Тянь-Шане тем более загадочно, что в структуре его земной коры, по Р. М. Деменицкой, базальты преобладают над гранитами.

Дальнейшее изучение причин различного проявления новейшего вулканизма в областях с различным «древним» структурным тектоническим планом и их отсутствия, особенно в зонах палеозойской складчатости (Тянь-Шань, Алтае-Саянское нагорье), — чрезвычайно интересная проблема, подлежащая детальному изучению. Ее разрешение, несомненно, связано с более детальными исследованиями структуры земной коры и верхней части мантии.

Интересно также, что именно в области эпиплатформенного послепалеозойского орогенеза Тянь-Шаня преобладают максимальные для горной зоны СССР по амплитуде новейшие тектонические поднятия, достигающие 5—6, а местами 7 км, причем они приурочены к зоне наибольших мощностей земной коры (см. рисунок) и преобладания в ней базальтов.

Большой интерес представляет также расположение в плане и соотношение с другими структурами линий значительных горизонтальных перемещений. Крупнейший из них — Таласо-Ферганский надвиг. Надвиговые явления широко развиты в Карпатах, на Большом Кавказе, в Куринской пизменности, где наличие подвигек по надвигам (2—4 км) недавно выявил М. А. Мусейбов (Мусейбов и др., 1963), а также в ряде других районов. Несомненно, что образование крупных надвиговых явлений связано с давлением соседних платформ и срединных массивов на прилегающие подвижные пояса. Морфологически надвиговые зоны выражаются смещением долин и конусов выноса, а также интенсивными гравитационными явлениями (оползни, обвалы). Весьма характерно, что новейшие тектонические движения в горной зоне юга СССР тесно связаны с гравитационными перемещениями, усилением эрозии и выражаются интенсификацией экзогенных процессов. Таким образом, морфоструктуры выражаются через морфоскульптуры.

В заключение следует сказать несколько слов о наложенных морфоструктурах. Они преобладают в неотектонике горной зоны юга СССР в формировании ряда впадин, особенно крупных. Наиболее обширны из них впадины Черного и Каспийского морей, Байкальская, Алазано-Агричайская, ряд впадин Тянь-Шаня, особенно Северного, и т. п. На наложенный их характер указывает наличие разломов, ограничивающих эти впадины, несогласных с простираем складчатости в пределах соседних хребтов, которые также являются наложенными морфоструктурами. Таким образом, наложенные формы характерны для неотектонического развития как ряда древних зон (байкальская, палеозойская), так и для альпийской зоны. Наложный характер границ Черного и Каспийского морей возможно указывает на вторичный характер дифференциации земной коры в южной части этих впадин; причиной отсутствия в них гранитного слоя может быть отток гранитных масс в соседние растущие горные поднятия (Муратов, 1957, 1960). Но вторичный характер структуры земной коры в пределах морских впадин, прилегающих к Кавказу, вызывает возражения по сравнительному анализу и мощности осадков. На дне Каспийской впадины, где область с отсутствием гранитного слоя занимает обширное пространство в его южной части, дифференциация морфоструктур значительно сложнее, чем в пределах впадины Черного моря, что указывает на их разновозрастность.

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Изд-во АН СССР, 1959.
- Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1952, 10.
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, 32, № 5.
- Муратов М. В. Тектонические структуры Альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития.— Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Мусейбов М. А., Мамедов А. В., Ширинов Н. Ш. Антропогенные движения Куринской впадины.— Всес. совещ. по палеогеографии и геоморфол. Кавказа. (Тезисы докл.). Тбилиси, 1963.
- Николаев Н. И. и Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР. Госгеолтехиздат, 1959.
- Обручев В. А. Молодость рельефа Сибири.— Сборник, посвящ. акад. В. И. Вернадскому, т. 2. Изд-во АН СССР, 1936.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. Географгиз, 1948.

Сравнительное изучение геологического строения и рельефа эпи-платформенных горных сооружений Азиатского пояса свидетельствует о том, что в обобщенных очертаниях системы хребтов соответствуют новейшим поднятиям, а внутригорные орографические понижения — новейшим впадинам. К аналогичным выводам приходят исследователи Николаев, 1964; Мещеряков, 1963, и др.), изучающие рельеф платформенных областей. Это соответствие новейших структурных форм (поднятий и впадин) орографическим формам (возвышенностям и низменностям) особенно ярко выражено при сопоставлении обзорной карты неотектоники СССР (Николаев, 1962) и гипсометрической карты СССР (редактор И. П. Заруцкая).

Для Азиатского горного пояса наблюдается примерное совмещение крупных орографических и структурных форм при различии в масштабах и контрастности вертикальных движений в пределах всего орогенического пояса. Его западная часть, особенно система Тянь-Шаня, характеризуется наибольшей контрастностью вертикальных движений, выраженных в рельефе в виде линейно вытянутых высочайших систем хребтов и разделяющих их глубоких межгорных впадин, которые представляют области абсолютных прогибаний (Ферганская, Таджикская, Иссык-Кульская и др.). Центральная часть Азиатского пояса (к востоку от Зайсанской межгорной впадины), включающая Алтае-Саянскую горную страну, в целом является областью неравномерных суммарных поднятий, в которой межгорные впадины (в отличие от Тянь-Шаньских) представляют только области относительного опускания. Восточная часть Азиатского горного пояса, от Восточного Саяна до Витимо-Патомского нагорья и Станового хребта включительно, характеризуется однородными устойчивыми поднятиями. Здесь межгорные и внутригорные впадины еще менее отчетливо выражены в рельефе, за исключением некоторых наиболее крупных впадин (Байкальская, Баргузинская, Муйская и др.). В новой структуре они представляют области устойчивых поднятий, лишь незначительно отстоящих от воздымающегося горного обрамления. Дальневосточная часть Азиатского пояса на окраине Евразийского материка вновь характеризуется повышением контрастности вертикальных движений и наличием обширных межгорных впадин, которые в центральных районах представляют области абсолютных опусканий. В целом эта часть Азиатского пояса по общему характеру новейших суммарных вертикальных движений до некоторой степени напоминает Алтае-Саянскую горную страну.

Дальнейшее обоснование основных положений авторов приводится на материале, полученном в результате многолетнего изучения различных районов разновозрастных горных сооружений Азиатского пояса: Тянь-Шаня, сформировавшегося на эпигерцинской и эпикаледонской платформах, Памира — на весьма разнородных платформах от эпимезозойской до эппротерозойской, Саян — на эпикаледонской и эпикалькской платформах и Витимо-Патомского нагорья, геосинклинальное развитие которого закончилось на рубеже нижнего и среднего кембрия (Казакевич, 1960_{1,2}, 1961, Костенко, 1961, 1964_{1,2}).

Время оживления вертикальных движений в этих горных странах, по-видимому, также несколько различно. Для Тянь-Шаня в среднем оно определяется поздним олигоценом — ранним миоценом, но его общее интенсивное воздымание приходится на поздний плиоцен — ранний плейстоцен. Для Восточного Саяна и Витимо-Патомского нагорья начало интенсивных вертикальных движений датируется поздним плиоценом.

Сопоставление новейших и древних структурных форм эпи-платформенных горных сооружений устанавливает значительную унаследованность

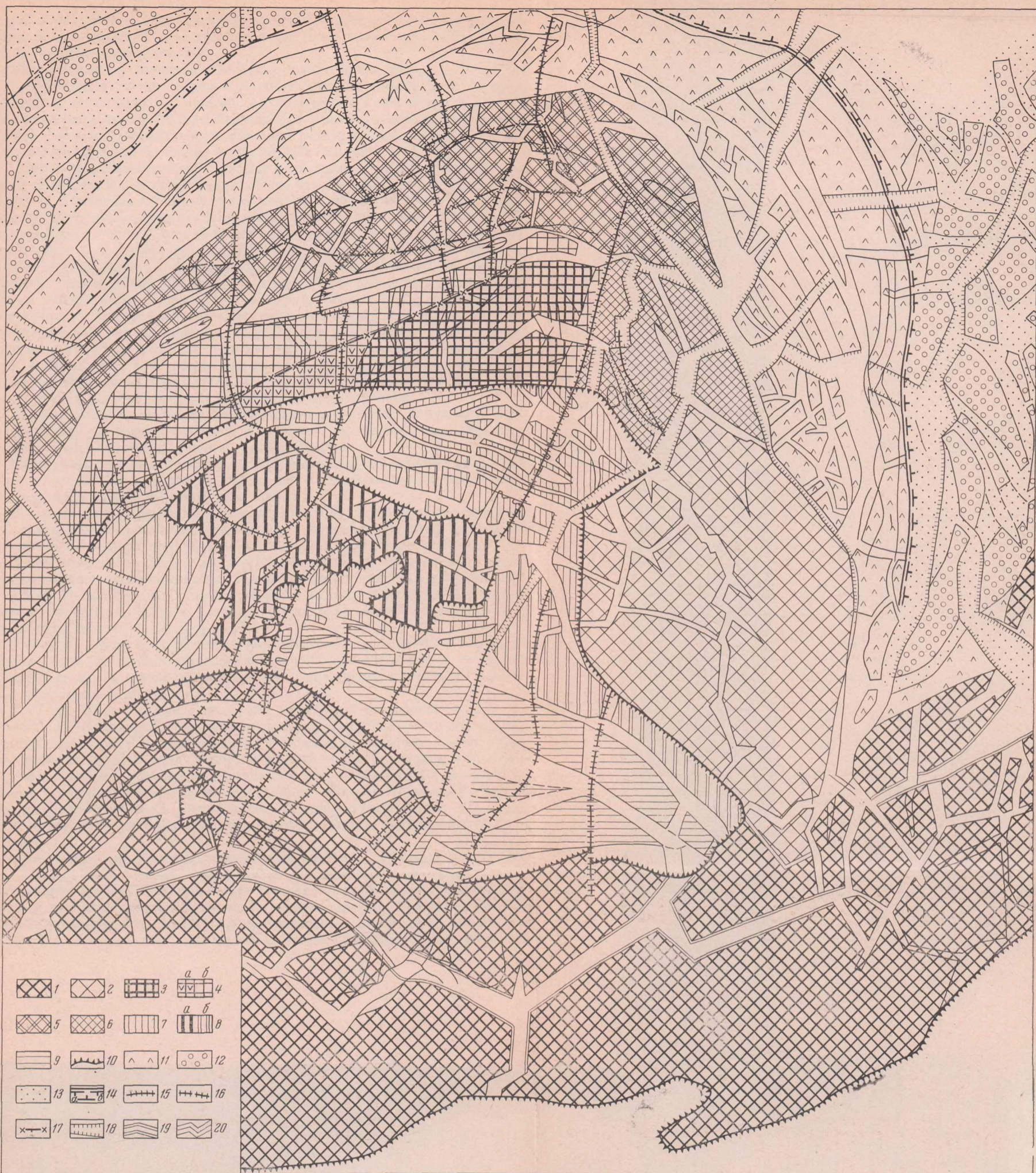


Рис. 1. Схематическая карта основных новейших структурных форм Витимо-Патомского нагорья, определяющих главные области четвертичной денудации и аккумуляции (по Костенко, 1963, с использованием геологических материалов Т. П. Жадновой, Ю. П. Казакевич, С. А. Салопа)

Значительно поднятые горные массивы (2000—1800 м), неравномерно раздробленные, глубоко и] дробно расчлененные преимущественно по системам трещин и разрывов; системы поднятий: 1 — Делюн-Урянская; 2 — Лонгдорская.

Умеренно поднятые горные массивы (1500—1300 м): 3, 4 — Чипикетский массив, слабо раздробленный с крупноблоковым строением: 3 — участок поднятого древнего остаточного массива; 4а — область его погружения; 4б — склоны Саталах-Хайваргинской впадины, втянутые в поднятие; 5 — Пурпольское поднятие, значительно раздробленное и расчлененное.

Слабо поднятые горные массивы (1300—1000 м) — системы отрогов основных поднятий, остаточно горные впадины: 6 — Хомолхинская; 7 — Крапоткинская; 8 — Энгажимо-Бодайбинская: а — наиболее поднятые участки, б — участки относительного погружения; 9 — Жуинско-Витимская.

Области относительных опусканий (1000—800 м): 10 — горные впадины, испытавшие общие поднятия (субширотные Виче-Патомская, Витимо-Бодайбинская и субмеридиональная Жуинская); 11 — зона предгорий, значительно и дробно расчлененная.

Сопредельные области платформы и периферические районы предгорья, испытавшие общие неравномерные поднятия: 12 — умеренные (1000—750 м); 13 — слабые (500—400 м); 14 — обобщенные границы горообразования: а — резкий переход к предгорью, б — постепенный переход, местами ступенчатый; зоны дробления (безамплитудные и со смещением на отдельных участках), а также повышенной трещиноватости; 15 — установленные по аэро- и топомагериалам, 16 — установленные по ряду косвенных признаков; 17 — участки резкого изменения направления долин, приуроченных к разрывам; 18 — сквозные долины, приуроченные к зонам дробления и разрывам; 19 — крупные плоскодонные долины, приуроченные к зонам разрывов и грабенам (предполагаемым по геоморфологическим данным); 20 — долины и долинообразные понижения, структурно обусловленные

общего структурного плана и направленность развития при ведущем значении положительных структурных форм и их территориальном расширении за счет смежных впадин.

Унаследованное развитие новейших структурных форм не представляет повторения процесса формирования древних деформаций. Сравнительный анализ позволяет считать, что наследуются преимущественно общие тенденции вертикальных движений и основные простирации структурных форм, предопределенные системой региональных разломов, на участках их омоложения в течение этапа горообразования.

Примером исключительно большой длительности унаследованного развития положительных структурных форм для Витимо-Патомского нагорья являются Тонодская и Лонгдорская системы поднятий, которые уже в верхнем протерозое представляли собой области денудации (рис. 1). По их периферии местами шло формирование моласс, в том числе и грубых (конгломераты и гравелиты балаганахской свиты). В кембрийское время поднятия расширились как в результате причленения новых областей денудации (Чишикетский массив), так и за счет расчленения крупных межгорных впадин (Бодайбинский синклиниорий) поднятиями (Кропоткинско-Аунакитское). Отсутствие коррелятивных отложений в пределах Витимо-Патомского нагорья и широкое развитие кор химического выветривания позволяют полагать, что вплоть до неотектонического этапа вся эта область была возвышенной с устойчивыми восходящими движениями, интенсивность которых могла изменяться, но все время оставалась незначительной, о чем свидетельствует сохранность кор выветривания.

В неотектоническом этапе область протерозойской денудации вновь превратилась в сводово-глыбовое и глыбовое поднятия, выраженные в рельефе в виде систем массивов и горных хребтов.

Протерозойский синклиниорий также испытывал обновление, превратившись в область относительного опускания, расчлененную системой блоковых поднятий на ряд внутригорных впадин.

В герцинских сооружениях Тянь-Шаня и Северного Памира также наблюдается значительная унаследованность крупных областей поднятий и впадин. К последним приурочены и толщи с повышенной мощностью мезозойских отложений. Примерно к этим же впадинам приурочены и толщи пород орогенического комплекса. Несовпадение контуров верхнепалеозойских и более молодых впадин определяется их последовательным сокращением и перекосами, которые развиваются на фоне общего углубления этих отрицательных структурных форм.

Изучение общего характера вертикального расчленения позволяет предполагать увеличение интенсивности общего воздымания и соответствующего процесса становления горных сооружений в позднем плиоцене — раннем плейстоцене.

На Тянь-Шане и Памире величина суммарных площадей и резкое изменение интенсивности движений в позднем плиоцене обусловили ярусное строение горного сооружения. В Восточном и Западном Саянах ярусное строение горного сооружения выражено менее отчетливо вследствие отсутствия резкого изменения (скачка) скорости воздымания. Но и в этих горных сооружениях отчетливо выделяются области значительно поднятого, умеренно или слабо расчлененного рельефа с реликтовым типом развития и молодого рельефа (обрамляющего древний), значительно расчлененного.

Изменение (возрастание) скорости расчленения сказалось и в морфологии поперечных сечений горных долин-впадин с отчетливо выраженным двучленным врезом. В большинстве горных стран Азиатского пояса двучленное строение долин выражено отчетливо, но при ярусном строении рельефа различия в морфологии разновозрастных долин очень резкие. Это обстоятельство позволяет проследить древние долины — пути переноса

третичных моласс и металлоносных компонентов — из области денудации (горные сооружения). При поисках погребенных россыпей реконструкция древней гидросети и ее сравнение с современной дают ценный материал для прогноза и направленных поисков локализации металлоносного аллювия.

Становление сопряженных систем поднятий и впадин в рельефе горного сооружения определило направленность, интенсивность и пространственное распределение процессов денудации и аккумуляции на всем протяжении кайнозойского этапа горообразования. Поэтому накопление рыхлых пород повсеместно тяготеет к внутригорным впадинам, но пути переноса и связь отложений с соответствующими областями денудации часто утрачиваются или значительно осложняются в процессе формирования горного сооружения из-за перестройки гидрографической сети.

Основной причиной иногда значительного изменения общего характера горизонтального расчленения является региональное изменение наклонов земной поверхности в связи со становлением в рельефе общего сводообразного поднятия (горного сооружения). На многочисленных профилях, проведенных вкрест простирания широтно вытянутых горных сооружений Памира, Юго-Западного и Центрального Тянь-Шаня, а также Западного Саяна и Витимо-Патомского нагорья (см. рис. 1), отчетливо выражен общий сводообразный характер поперечных сечений горных сооружений. В соответствии с наклоном и крутизной склонов этих сводов происходит перестройка гидрографической сети, отражая изменение региональных наклонов земной поверхности. Поэтому при реконструкции древних путей сноса очень важно учитывать сложные соотношения, которые возникают в результате сочетания региональных и локальных наклонов, образующихся вследствие развития в пределах общего свода горного сооружения и на его склонах систем хребтов-поднятий и внутригорных впадин. Весьма яркий образец перестройки древней субширотной сети на новую (радиальную по отношению к общему поднятию) представляет гидрографическая сеть линейно ориентированных горных стран Тянь-Шаня и Саян. На Памире и Витимо-Патомском нагорье процесс общей перестройки гидрографической сети широко развивался преимущественно на склонах этих обширных сводообразных поднятий, т. е. по периферии горных сооружений.

Методика палеогеографической реконструкции рельефа и определения древних направлений и источников сноса для областей преобладающего поднятия (горных сооружений) и опускания (межгорных и предгорных впадин) различна. В первом случае большое значение имеет сравнительный геоморфологический анализ структурных форм и возраста рельефа, во втором — детальное изучение стратиграфии, генезиса и литологии рыхлых отложений для восстановления очертаний древних погребенных долин.

Горные реки наиболее чутко реагируют на общие и частные изменения наклонов земной поверхности, поэтому их геологическая деятельность косвенно отражает морфологическое оформление тектонических деформаций. Это свойство горных рек может быть использовано при поисковых работах на долинные и русловые россыпи. Рекомендуются составление предварительных карт геологической деятельности рек с выделением различных типов участков, на которых происходят эрозия и аккумуляция.

Литолого-структурный фактор часто определяет заложение отдельных участков долин. Для горных сооружений Азиатского пояса характерно широкое развитие различно поднятых пород фундамента. В этих условиях первостепенное значение в формировании рисунка гидрографической сети в плане приобретает пространственное положение ослабленных зон, которые представляют собой системы трещин растяжения, зон дробления и различных разрывов со смещением, омоложенных и вновь возникших в результате неравномерного воздымания отдельных блоков на протяжении этапа горообразования (см. рис. 1).

Как известно, коренные источники питания россыпей золота (например, для Витимо-Патомского нагорья кварцевые жилы и зоны сульфидных вкрапленников) также бывают приурочены к разрывным нарушениям. Аллювий рек, избирательно размывающих ослабленные зоны с продуктивной минерализацией, обогащается металлоносным компонентом. Поэтому изучение рисунка гидрографической сети и связи этого рисунка с геологией фундамента и особенно с размещением минерализации приобретает большое значение. Нами преимущественно рассматриваются некоторые особенности Витимо-Патомского нагорья, наиболее перспективного в золотоносном отношении.

Витимо-Патомское нагорье на гипсометрической и неотектонической картах СССР представляет собой ярко выраженный в плане почти правильный овал и в поперечном сечении своеобразный весьма пологий «мегакупол» с относительно опущенной центральной частью и поднятыми склонами. Южнее выделяется более контрастными формами рельефа и градиентами суммарных поднятий Северо-Байкальская горная страна.

В пределах наиболее золотоносной структуры Витимо-Патомского нагорья — Бодайбинского синклинория — наблюдается развитие прямоугольного типа гидрографической сети. Долины меридионального простирания заложены по зонам повышенной трещиноватости и сбросо-сдвигам, секущим складчатые структуры. К этим же зонам приурочена продуктивная на золото минерализация. В мезозойское время район пережил эпоху глубокого химического выветривания. Вполне естественно, что этот процесс наиболее глубоко проник по зонам трещиноватости и в результате металлоносный компонент был освобожден из коренной породы.

Врезание долин в раздробленные, ослабленные выветриванием тектонические зоны сопровождалось формированием золотоносных россыпей на разных гипсометрических уровнях. Долины широтного направления часто следуют по тектоническим зонам (в основном согласным надвигам), но степень минерализации в этого рода нарушениях значительно слабее. Поэтому долины меридионального направления наиболее перспективны на золотоносные россыпи.

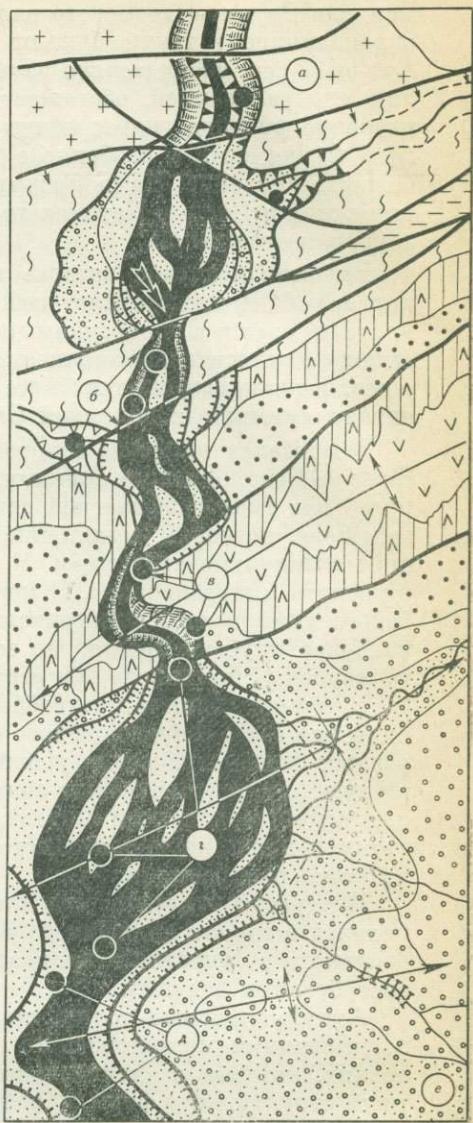
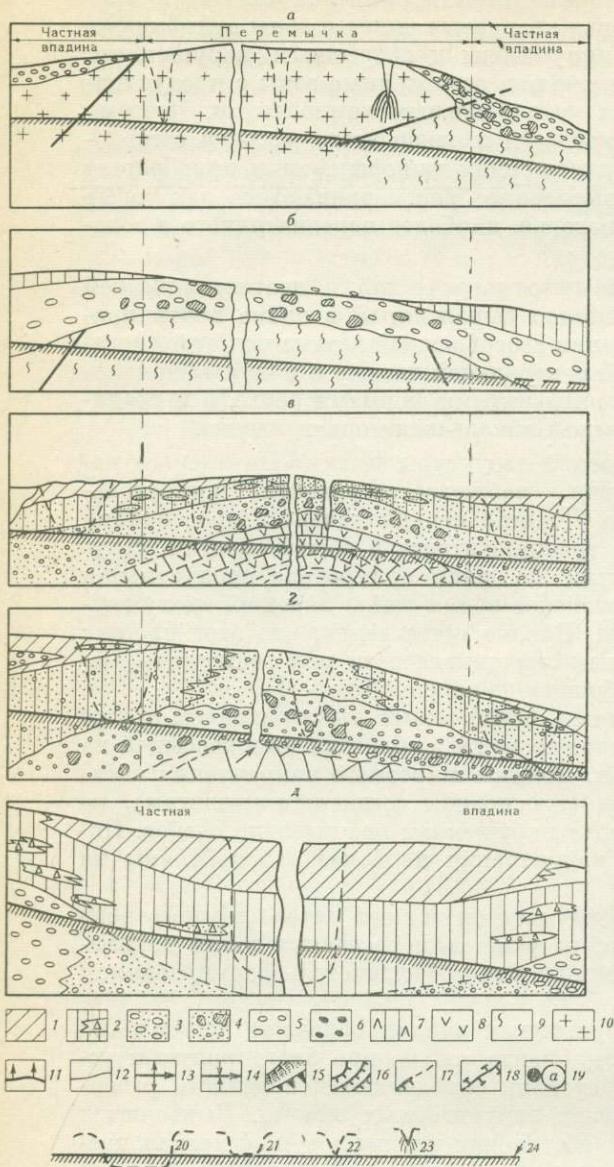
Интересно отметить, что максимумы содержания металлоносного компонента в горном аллювии падают на участки пересечения долин меридионального и широтного направлений. Это объясняется формированием своеобразных ловушек.

Аккумулятивные толщи внутригорных впадин обладают локальными накоплениями металлоносного компонента только при благоприятных условиях, которые в значительной степени определяются новейшим развитием структурных форм в пределах внутригорных впадин. Выделяются следующие наиболее характерные обстановки и типы ловушек металлоносного компонента аллювиальных толщ.

При всем разнообразии ловушки могут быть объединены в две крупные группы: экзогенные и связанные с новейшими движениями. Экзогенные ловушки возникают в результате подпруживания долин конусами выноса, обвалами, ледниками, лавовыми потоками, а также селективной эрозии пород, обусловленной либо различием литологического состава, либо наличием ослабленных зон повышенной трещиноватости и дробления пород.

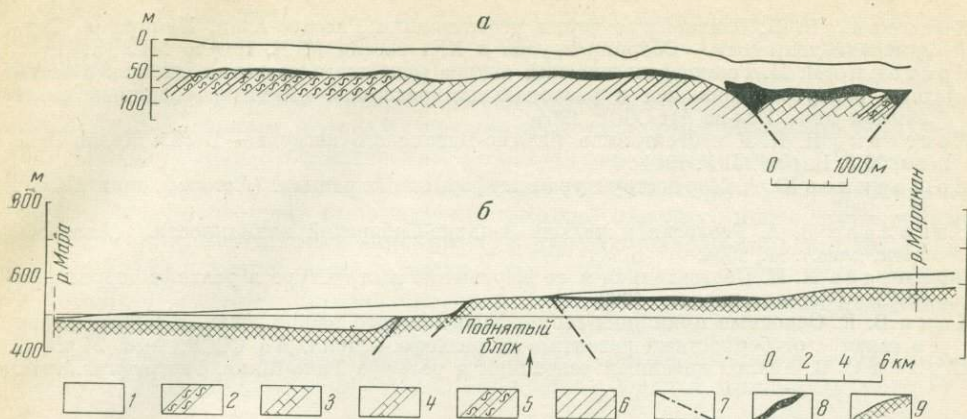
Наиболее надежны ловушки экзогенной группы, связанные с пересечением пород неодинаковой устойчивости к процессам эрозии. Накопление металлоносного аллювия здесь происходит на участках, сложенных мягкими породами, там, где возникают «обратные» уклоны плотика.

Ловушки, связанные с тектоническими движениями, также весьма широко распространены. Они могут возникать как при мелкоблоковой структуре, так и при наличии активно развивающихся складок. В данной об-



Р и с. 2. Типы эндогенных перемычек, обусловленных новейшим развитием структурных форм (по Н. П. Костенко)

Схемы а — д показывают изменение строения речных долин в районе воздымающихся блоков (а, б) и складок (в, г), а также в пределах частных впадин (д). На схеме е выделены различные типы перемычек (а — г) и частной впадины (д); 1 — отложения конусов выноса; 2 — пойменный аллювий с линзами погребенных конусов выноса; 3 — русловый аллювий; 4 — русловый аллювий, обогащенный плохо окатанными обломками местных пород; породы: 5 — неогена, 6 — олигоцена и эоцена, 7 — палеоцена, 8 — мела, 9 и 10 — палеозоя; 9 — метаморфический комплекс, 10 — гранитные интрузии; 11 — надвиги; 12 — сбросы; 13 — оси антиклиналей; 14 — оси синклиналей; 15 — ущелистые врезы; 16 — расщепление террас на ряд дополнительных уровней; 17 — снижение и исчезновение террасового уступа; 18 — местные углубления вреза; 19 — точки, для которых построены схемы а — д; сопряжение долин притоков с главным потоком; 20 — в районе впадин; 21—23 — в районе перемычек — поднятий; 24 — продольный профиль дна долины главного потока



Р и с. 3. Примеры условий формирования россыпей перед эндогенными перемычками (металлоносные ловушки, по Ю. П. Казакевич, на участках с обратным уклоном в руслах рек)

a — формирование россыпей, связанное с опусканием отдельного блока; 1 — рыхлые отложения; 2 — кристаллические сланцы; 3 — крупнозернистые мраморы; 4 — мраморы; 5 — пачка переслаивания мраморов и кристаллических сланцев; 6 — сланцы углистые; 7 — древние разрывы, подновленные в четвертичное время; 8 — золотоносный пласт;
б — формирование россыпей перед локально воздымающимся блоком; 9 — коренные породы

становке неперменным условием для формирования металлоносных пластов также является возникновение «обратного» уклона плотика (рис. 2).

Для Витимо-Патомского нагорья неотектонические ловушки связаны с поднятиями и опусканиями единичных блоков.

На рис. 2 изображена конкретная россыпь, в нижнем отрезке которой в период ее формирования произошло опускание блока размером $2 \times 1,5$ км. Наклон перекоса оказался обратным течению. В ослабленной зоне разрыва (по границе опускания) возникли карстовые полости. Это указывает на то, что опускание блока было частным и происходило на фоне общего поднятия. Доказательством этого неотектонического режима является закономерное изменение мощностей аллювия в продольном профиле долины. Именно выше разрыва мощность металлоносного аллювия не превышает 3—4 м. В пределах относительно опущенного блока она возрастает до 25 м и достигает максимума в карстовых воронках (до 45 м).

Богатые металлоносным аллювием ловушки формируются и в условиях локального поднятия блоков. В качестве конкретного примера на рис. 3 показана россыпь, в которой «обратный» уклон плотика возник перед поднятым блоком, расположенным поперек долины.

Таким образом, приведенные примеры подтверждают генетическую связь морфологического становления структурных форм и накопления металлоносного аллювия промышленного значения.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры.— Активизированные зоны земной коры. Изд-во АН СССР, 1964.
 Гипсометрическая карта СССР. Под ред. И. П. Заруцкой. Изд-во ГУГК, 1949.
 Казакевич Ю. П. О формах проявления неотектоники в Ленском золотоносном районе и ее влияние на условия залегания золотоносных россыпей.— Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 30.
 Казакевич Ю. П. Золотоносные россыпи Витимо-Патомского нагорья, условия их формирования и размещения.— Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4. Россыпи. Госгеолтехиздат, 1960.
 Казакевич Ю. П. Структурные поисковые критерии на золото в условиях Ленского золотоносного района.— Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 40.

- Костенко Н. П. Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии.— Сборник трудов к XXI сессии МГК. Изд-во МГУ, 1961.
- Костенко Н. П. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов.— Активизированные зоны земной коры. Изд-во АН СССР, 1964.
- Костенко Н. П. К неотектонике Витимо-Патомского нагорья.— В сб.: Жизнь Земли, № 3. Изд-во МГУ, 1964.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура платформенных равнин. (Автореф. докт. дисс.). М., 1963.
- Николаев В. А. Геология и рельеф Западно-Сибирской низменности. (Автореф. докт. дисс.). М., 1964.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Хаин В. Е. Основные принципы геоморфологического районирования горных стран в связи с особенностями развития их рельефа.— Докл. АН СССР, 1950, 74, № 3.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня. Географгиз, 1948.

И. А. РЕЗАНОВ СРАВНИТЕЛЬНАЯ НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Неоднократно подчеркивалось, что в различных горных странах неотектонические движения проявили себя по-разному. Это нашло отражение в разной интенсивности неотектонических поднятий и вследствие этого в различной высоте возникших горных хребтов; в разной мощности осадков, накопившихся во впадинах; в различной роли разломов в формировании новейшей структуры; в различной сейсмичности и т. п. (Кропоткин, 1960; Николаев, 1962; Хаин, Милановский, 1956; Шульц, 1958).

Нами делается попытка продолжить сравнительное рассмотрение неотектоники на примере четырех горных стран, знакомых автору по собственным наблюдениям (Тянь-Шань, Алтай, горы Северо-Востока СССР и Копет-Даг). Необходимость ограничения районами, по которым имеются личные полевые наблюдения, вызвано различным подходом разных исследователей к изучению новейших движений. Если при изучении коррелятивных рельефу молодых осадков применяются обычные методы стратиграфии, то при изучении рельефа исследователи обращают внимание на разные черты и особенности его строения. Разнообразие методических приемов при изучении рельефа нередко является причиной различных выводов по одному и тому же региону.

При изучении неотектоники рассматриваемых четырех горных стран основное внимание обращалось на выделение и прослеживание в плане ярусов рельефа: регионально развитых ступеней, обусловленных былым существованием нескольких разновысотных и разновозрастных поверхностей выравнивания. Эти полигенетические, но в основном эрозионные ступени являются, как подчеркнул Ю. А. Мещеряков (1960), своеобразными фиксированными в рельефе стратиграфическими уровнями. Выявление и прослеживание таких уступов в пределах той или иной горной страны позволяет после сопоставления с коррелятивными отложениями последовательно восстановить этапы неотектонического развития.

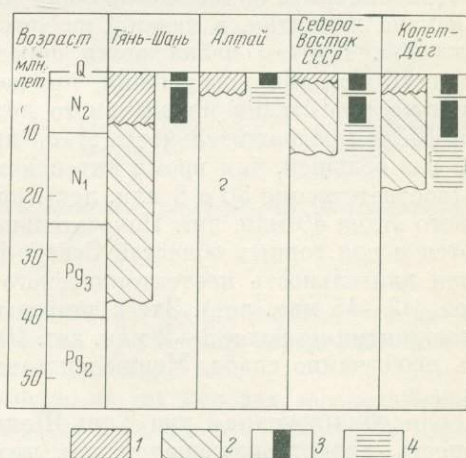
Приступая к сравнительной характеристике неотектоники горных областей, необходимо условиться о времени начала неотектонического этапа. Неотектонический этап в первом приближении может быть подразделен на две стадии. В течение первой закладываются основные впадины и преобладает опускание. Во впадинах накапливаются преимущественно мелкозернистые глинистые и песчаные осадки, что свидетельствует об отсутствии близлежащих поднятий. Второй этап характеризуется интенсивными поднятиями, приводящими к формированию современного рельефа. Большая часть впадин в это время продолжает прогибаться, однако в это время в их пределах накапливаются преимущественно грубообломочные отложения.

Отсюда видно, что возможны два различных подхода: начинать новейший этап со времени первого сколько-нибудь значительного поднятия или относить к нему весь отрезок времени с начала мощного накопления осадков. Второй подход нам представляется более правильным, но он применим только к горным странам, где неотектоническому этапу предшествовал относительный тектонический покой (Тянь-Шань, Алтай, Верхояно-Колымская горная страна). В альпийских геосинклиналях, в частности в Копет-Даге, по второму признаку невозможно отделить неотектонический этап, так как прогибания, мигрируя в пространстве, происходили здесь постоянно по крайней мере начиная с мезозоя. В этом случае начало неотектонического этапа приходится определять по времени начала интенсивных поднятий.

Сравним время начала неотектонических движений рассматриваемых четырех горных стран, используя поочередно оба эти признака (рис. 1).

Р и с. 1. Время начала неотектонического этапа в различных горных странах

1 — продолжительность стадии преобладания опускания (волнистой линией показано начало этой стадии); 2 — длительность стадии преобладания поднятия (ломаной линией показано начало этой стадии); 3 — периоды усиления тектонических поднятий; 4 — периоды относительного тектонического покоя



Время начала накопления мощной толщи континентальных, преимущественно мелкозернистых осадков во впадинах Тянь-Шаня приходится на олигоцен, в течение которого во многих впадинах этой горной страны накопилось осадков до 1000 м, а иногда и более (Петрушевский, 1955).

Менее определенная картина получается для Алтая. Незначительная мощность олигоценовых и миоценовых осадков во внутригорных впадинах этой горной страны и по ее периферии (десятки метров) не позволяет проводить границу неотектонического этапа по подошве олигоценовых осадков. Хотя осадконакопление и началось здесь одновременно с Тянь-Шанем, движения значительного размаха, свойственные неотектоническому этапу, начались значительно позже: в конце миоцена — начале плиоцена (Резанов, 1960, 1965). Нетрудно видеть, что время начала прогибания оказывается в сопоставляемых горных странах различным.

Теперь сравним время начала стадии поднятий. Изучение разреза впадин Тянь-Шаня показывает, что значительное увеличение крупнообломочного материала в осадках, вызванное резко усилившимися поднятиями, наблюдается в верхней части разреза в третьей, так называемой серой свите, возраст которой определяется как плиоцен-нижнечетвертичный (Горячев, 1959; Петрушевский, 1935; Попов, Резанов, 1955). Таким образом, этап интенсивного воздымания Тянь-Шаня начался приблизительно 10 млн. лет назад.

На Алтае грубообломочные отложения появляются в кызылгирской свите, возраст которой, по последним данным (Девяткин, 1963), определяется как нижнеолейстоценовый. Следовательно, на Алтае поднятия, возможно, начались позже, чем на Тянь-Шане, хотя при настоящей изу-

ченности континентальных толщ этот вывод не может считаться окончательным.

Значительно позже, чем в Средней Азии, начались поднятия в горных областях Северо-Востока СССР. Как показали наши исследования (Резанов, 1960, 1965), первая фаза поднятия, приходящаяся на конец миоцена и большую часть плиоцена, была очень слабой (амплитуда за все это время не более 300 м). Основное поднятие (до 1000 м) и формирование современного рельефа приходится на четвертичный период, т. е. по продолжительности измеряется 1 млн. лет. В Копет-Даге интенсивное воздымание началось после формирования верхнеплиоценовой Коштамырской поверхности, т. е. в самом конце плиоцена, и поэтому оно может быть несколько более ранним, чем на Северо-Востоке СССР.

Сопоставление времен начала прогибания и поднятия позволяет прийти к некоторым интересным выводам. Длительность неотектонического этапа, если измерять ее как по времени начала прогибания, так и по времени начала поднятия, в каждой из четырех горных областей оказывается различной. Причем наблюдается определенная зависимость между длительностью стадии погружения, предшествовавшей поднятию, и продолжительностью стадии интенсивного поднятия. Из рис. 1 видно, что на Тянь-Шане продолжительность этапа прогибания оказывается примерно в 4—5 раз большей, чем время интенсивного воздымания этой горной страны (соответственно 30 и 8 млн. лет), при общей длительности неотектонического этапа 40 млн. лет. Показательно, что такие же соотношения получаются и для горных областей Северо-Востока СССР, несмотря на то, что общая длительность неотектонического этапа сокращена приблизительно втрое (12—15 млн. лет). Здесь длительность стадии прогибания 10, а стадии поднятия не более 1—2 млн. лет. На Алтае стадия прогибания проявилась необычайно слабо. Можно сказать, что там она практически отсутствовала.

Если обнаруженная для Тянь-Шаня и Северо-Востока СССР закономерность, характеризующаяся тем, что длительность стадии погружения примерно в 4 раза превосходит длительность последующего интенсивного воздымания, является общей, свойственной и другим горным странам, то можно попытаться определить время начала неотектонического этапа в Копет-Даге по длительности этапа интенсивного воздымания. В Копет-Даге основное поднятие приходится на конец плиоцена и четвертичный период, т. е. длилось не более 2—3 млн. лет. В таком случае общая длительность неотектонического этапа должна измеряться 10—15 млн. лет, т. е. он начался во второй половине миоцена. Заметим, что приблизительно в это время (в сармате) в Копет-Даге начался крупный этап погружения, захвативший не только окружающие Копет-Даг впадины, но и периферийные участки будущих поднятий.

Уже обращалось внимание на то, что интенсивность прогибания в первый период неотектонического этапа в разбираемых нами горных странах была существенно различной. В Тянь-Шане большинство впадин возникло в олигоцене. Величина прогибания в олигоцене и миоцене (т. е. без плиоцен-четвертичных осадков) составила 2000 м, а в некоторых местах и около 3000 м. На Алтае обстановка была принципиально иной. Здесь мощность олигоцен-миоценовых осадков составляет 20—50 м в Чуйской впадине и до 500 м в Зайсанской, т. е. уже на границе с Тянь-Шанем.

Небольшие величины прогибаний характерны и для немногочисленных впадин Северо-Востока СССР. Средние мощности здесь 100—300 м, изредка превышают 500 м.

Величина прогибания определяет величину последующего поднятия. Достаточно сравнить (рис. 2) относительные или абсолютные величины прогибаний в первую стадию неотектонического этапа и последующего поднятия во вторую его стадию. Устанавливается прямая зависимость меж-

ду интенсивностью прогибания и величиной последующего поднятия. Эта зависимость стадии поднятия от характера движений в предшествующую стадию прогибания особенно наглядна, если сравнить отношение объемов накопившихся осадков к объемам новейших поднятий. Как видно из таблицы, в Тянь-Шане это отношение равно 1/10, а на Алтае (даже если включать Зайсанскую впадину) и особенно на Северо-Востоке СССР оказывается во много раз меньше; оно может служить своеобразной мерой

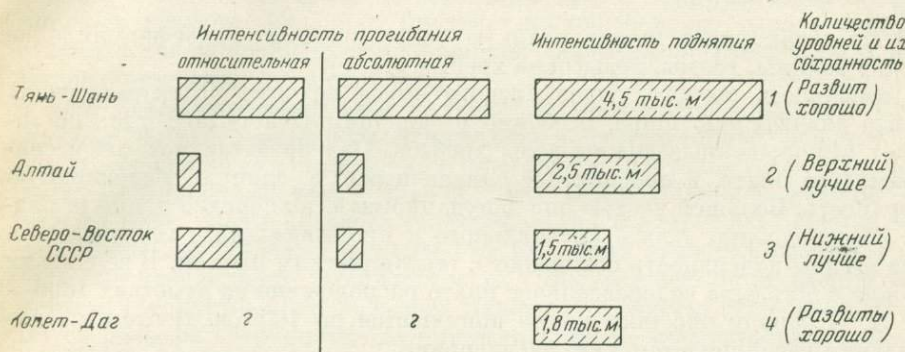


Рис. 2 Сравнение интенсивности прогибания и величины последующего неотектонического поднятия

контрастности неотектонических движений. Нетрудно видеть, что размеры впадин, их число и особенно величина прогибания определяют интенсивность и контрастность последующего поднятия.

Мы останавливались преимущественно на тех выводах, которые можно сделать, изучая разрезы впадин. Рассмотрим теперь основные черты строения рельефа сравниваемых нами четырех горных стран. Начнем с тех горных областей, где ярусность рельефа развита лучше всего. В Копет-

Т а б л и ц а. Характер проявления новейших тектонических движений в различных горных странах

Различные производные неотектонических движений	Тянь-Шань	Алтай	Горы Северо-Востока СССР	Копет-Даг
Начало прогибания	Pg ₃	N ₂	N ₂	N ₁ ?
Начало интенсивного поднятия	N ₂	N ₃ -Q ₁	Q ₁ -Q ₂	N ₂ -Q ₁
Величина прогибания, м	1000—4000	20—200	100—500	
Величина поднятия, м	3000—5000	1000—3000	1000—2000	500—2000
Число поверхностей выравнивания	1	2	2	3
		(верхняя преобладает)	(нижняя преобладает)	(средняя преобладает)
Степень деформации поверхности выравнивания	Большая (5—10° и более)	Очень слабая (1—2°)	Почти нет	Слабая (1—3°)
Роль впадин	Площади примерно равны	Поднятия резко преобладают	Впадин почти нет	Площади примерно равны
Отношение объемов впадин и объемов поднятий	1/10	1/50	1/200	1/2
Распространение молодых разломов и их протяженность, м	Часты (до 100 и более)	Относительно редки (100—500)	Редки — только в отдельных зонах 100—500	
Сейсмичность, балл	9—10	6—7	6—7	7—9

Даге исследованиями Г. И. Каляева, В. А. Растворовой (1958) и автора (Резанов, 1959) установлены три яруса рельефа. К верхнему, наиболее древнему ярусу принадлежат высокие хребты центральной и восточной частей Копетдагского мегантиклинория с отметками 2500—2900 м, развитые главным образом к югу от государственной границы. На советской территории верхний ярус рельефа сохранился на небольшом участке к югу от Ашхабада, в районе вершины Риза. Для Ризского плато характерен слабо расчлененный выположенный рельеф с округлыми пологими формами.

В пределах плато видны реликты более древнего рельефа: широкие плоские долины, холмы, невысокие хребты.

Поверхность второго, более низкого яруса рельефа (Коштамырская) развита значительно шире, особенно в западном Копет-Даге, где она занимает выположенные водоразделы хребтов. Она представляет собой слабохолмистое плато, в перспективе сливающееся в единую выровненную поверхность. Большей частью она денудационная, но нередко покрыта плащом лёссовидных пород элювиального и пролювиального генезиса. Пологие изгибы поверхности совпадают с тектоническим планом. В верховьях Сумбара и Чандыра водораздельное плато расположено на отметках 1800—1600 м. К западу оно постепенно понижается до 1000 м. В этом же направлении увеличивается и его расчленение.

В центральном Копет-Даге эта поверхность наиболее четко выражена в районе сел. Рабад, где она образует обширное Рабадское плато, представляющее собой почти совершенно плоскую равнину. Его постепенный переход в Коштамырскую поверхность хорошо виден с вершины горы Душак. Отсюда же можно наблюдать, что в восточном направлении Рабадское плато переходит в долину, которая врезана в более высокий ярус рельефа, возвышающийся над плато на 300—500 м. На вершинах этого яруса развита Ризская поверхность. Это убеждает нас в разновозрастности Ризской и Коштамырской поверхностей. Наблюдения показывают, что Коштамырская поверхность нередко состоит из ряда отдельных уровней, приподнятых один над другим на некоторую высоту. Особенно сильно увеличивается их число в центральном Копет-Даге, где амплитуда новейшего поднятия была максимальной.

В западном Копет-Даге развит еще один, более низкий ярус рельефа — Ходжакалинский, срезающий дислоцированные палеогеновые отложения. Во многих местах на этих эрозийных площадках лежит покров песчано-глинистых и валунно-галечных отложений мощностью до 10 м, иногда больше. В настоящее время на разных участках Ходжакалинская поверхность приподнята на различную высоту и расчленяется. На западном погружении Копет-Дага останцы этого денудационно-аккумулятивного уровня расположены на абсолютных отметках 200—300 м. В более восточных районах западного Копет-Дага поверхность расположена на отметках 400 м, а в восточной части Ходжакалинской долины поднимается до 600—800 м. В долине Сумбара можно проследить соотношение Ходжакалинской и более высокой Коштамырской поверхности. Террасовые уровни в долинах Сумбара и Чандыра высотой 100—200 м над руслом реки в западном направлении переходят в Ходжакалинскую поверхность. Выше по реке эти террасы врезаны в Коштамырскую поверхность (выположенные водоразделы хребтов).

Поверхности, соответствующие Ходжакалинскому уровню, развиты на эродированных третичных отложениях северных предгорий хребта, в том числе в центральном и восточном Копет-Даге. Абсолютные отметки поверхностей здесь постепенно понижаются до 500 м.

Кроме трех рассмотренных ярусов рельефа, Копетдагский мегантиклинорий с запада на север окружает обширная предгорная равнина, представляющая собой пологий шлейф слившихся воедино конусов выноса.

Сопоставление выделенных ярусов рельефа с коррелятивными отложениями во впадинах приводит к выводу, что формирование Ризской поверхности произошло в миоцене. Поднятие ее должно было произойти во время отложения казганчайских конгломератов, т. е. в нижнем плиоцене. Формирование Коштамырской поверхности и Рабадского плато приходится на верхний плиоцен. В верхнем апшероне (время отложения надакчагыльской и кененынбаирской свит) вновь усилились тектонические движения, и затем в нижне- и среднечетвертичное время сформировался Ходжакалинский уровень. Наконец, предхвалынские конусы выноса свидетельствуют о новом поднятии, сменившемся хвалынской трансгрессией и формированием предгорной равнины.

На Северо-Востоке СССР в пределах Верхоянского хребта, Сунтар-Хаята, Охотско-Колымского водораздела и других горных районов нашими исследованиями установлено и прослежено несколько повсеместно развитых ступеней рельефа (Резанов, 1959, 1960). Наиболее древний — четвертый ярус, следы которого сохранились на высоте 2000—2200 м в виде отдельных выровненных площадок на вершинах наиболее высоких гранитных массивов (Чьорго, Оханджа и др.). Значительно шире распространен третий (верхний) ярус рельефа. Даже в тех местах, где реликты этого яруса рельефа сохранились лучше всего, они не представляют единой поверхности. В ее пределах видны реликты древней речной сети с фрагментами долин. Преобладающие высоты этого уровня 1300—1500 м. Областью наиболее широкого его распространения являются высокогорный массив Сунтар-Хаята и значительный район западной части Охотско-Колымского водораздела.

Верхний ярус широко развит и в Южном Верхоянье, где им образованы две субмеридиональные полосы протяженностью несколько сот километров. Значительные массивы сильно расчлененного верхнего яруса рельефа выделены в восточной части Охотско-Колымского водораздела в верховьях рек Армани, Олы, Ямы, где сохранение его обусловлено высококопечными верхнемеловыми и третичными покровами эффузивов. Наконец, областью широкого распространения верхнего яруса являются цепи хребтов Черского, Сарычева и область междуречий Неры и Аян-Юряха. В последнем районе развиты большие массивы этого яруса с хорошо сохранившейся привершинной поверхностью.

Следующий, второй, более низкий ярус рельефа расположен в предыдущем. Поверхность его даже в тех местах, где она лучше всего сохранилась, имеет размах высот 70—100 м. Часто можно наблюдать древнее днище, фрагменты террас и другие формы древнего рельефа. Границы между ярусами, как правило, эрозионные, а не обусловлены разрывами. В пределах третьего яруса рельефа более низкий второй ярус имеет характер широких речных долин, открывающихся затем в область сплошного развития этого яруса. Области максимального развития второго яруса являются одновременно областями относительных опусканий. Таковы Оймяконская впадина, бассейн р. Алдана, северное побережье Охотского моря, среднее течение р. Колымы.

Наконец, первый (нижний) ярус, если исключить долины рек, развит в областях максимальных опусканий: в бассейне р. Алдана, в Тасканской, Сеймчано-Буюндинской и особенно в Индигиро-Колымской впадинах, в наиболее крупных впадинах побережья Охотского моря.

Рассмотренная система разновозрастных ярусов отражает последовательные стадии развития рельефа этой обширной горной страны. Сопоставление с коррелятивными отложениями во впадинах показывает, что время формирования поверхности, развитой на третьем ярусе рельефа, происходило в миоцене. Конец миоцена и первая половина плиоценовой эпохи были временем некоторого поднятия и расчленения этой поверхности. Формирование поверхности второго яруса завершилось к концу плио-

пена, а время ее расчленения и наиболее интенсивные поднятия приходится на четвертичный период.

Большинство исследователей выделяют на Алтае одну регионально развитую поверхность выравнивания, а выровненные участки, встречающиеся ниже или выше этого уровня, объясняют деформацией, смещением этой поверхности по разломам. Исследованиями Н. Н. Зарудного и автора в 1961—1962 гг. было показано наличие в Горном Алтае нескольких разновозрастных эрозионных уровней.

Привершинные части Катунского и Чуйского хребтов, начиная с отметок 3000—3100 м, принадлежат древнему останцовому рельефу, резко (иногда более чем на 1000 м) возвышающемуся над пенеппенизированной поверхностью. Длительная сохранность этого верхнемезозойского — палеогенового рельефа объясняется в первую очередь тем, что здесь развиты преимущественно наиболее прочные изверженные и контактово-измененные породы. Ниже на отметках от 3000 м в верховьях Чуи и Катунки до 2000 и 1500 м в Рудном Алтае и Нарымском хребте развита основная пенеппенизированная поверхность. В Горном Алтае, где размах новейшего поднятия был максимальным, она состоит из двух уровней, разделенных эрозионным уступом в несколько сот метров.

Формирование этой поверхности, судя по возрасту развитых на ней отложений, закончилось в олигоцене — миоцене, причем верхний уровень имеет в основном олигоценовый возраст, а формирование нижнего (судя по развитию Бертекской котловины) продолжалось большую часть миоцена. Эта сложно построенная олигоцен-миоценовая поверхность была затем приподнята и расчленена. Ниже нее, отделяясь уступом не менее чем 500 м, сформировалась еще одна выровненная поверхность. Развита она далеко не повсеместно. В высокогорных районах ей синхронны хорошо разработанные высокие террасы. Они хорошо сохранились в Нарымском хребте (оз. Марка-Коль, древняя долина Курчума и т. п.). В большинстве районов Рудного Алтая этот уровень становится господствующим. Он необычайно сильно расчленен, и только приблизительная одновысотность вершин свидетельствует о былом существовании выровненной поверхности на отметках 500—1000 м.

Тянь-Шань можно назвать классическим примером горной страны, где развита только одна основная поверхность выравнивания. Начиная с работ С. С. Шульца (1948), эта особенность его подчеркивалась подавляющим большинством исследователей. Наблюдения в различных районах Тянь-Шаня показывают, что эта пенеппенизированная поверхность даже в период максимального выравнивания не представляла плоской равнины. В ее пределах изредка возвышались отдельные пики и гребни более древнего останцового рельефа, как правило, приуроченные к наиболее прочным к размыву изверженным породам. Общий размах рельефа достигал в ряде мест 200—300, реже 500 м.

Подчеркивая наличие в Тянь-Шане одной повсеместно развитой поверхности выравнивания, необходимо привести факты, указывающие на существование в некоторых районах этой горной страны нескольких разновысотных уровней. Если в пределах высокогорных районов Тянь-Шаня практически невозможно найти даже одиночные фрагменты каких-либо уровней, не связанных с речными долинами, то по периферии его картина существенно иная. Здесь в ряде мест можно наблюдать несколько разновысотных уровней или даже целую их «лестницу».

Этот факт уже давно известен, но объяснялся по-разному. Сторонники одной поверхности видели в этом свидетельство блоковой тектоники, когда по системе разломов единая эрозионная поверхность оказалась смещенной на разную высоту. Действительно, такие факты наблюдаются. Однако в ряде случаев разновозрастность разновысотных поверхностей выравнивания в предгорьях и особенно на периклинальных окончаниях новейших

поднятий Тянь-Шаня доказывается однозначно. Можно привести немало примеров, например в изучавшихся автором районах восточного окончания Заилийского Алатау, Кунгей-Алатау, Кетменского хребта Тарбагатай и т. п., где разновозрастность поверхностей доказывается сохранившимися на них отложениями.

В одних случаях пенецинизированная поверхность перекрывается согласно лежащими на ней красноцветными олигоценовыми глинами, в других — она перекрыта более молодой неогеновой толщей, в третьих — предгорные ступени оказываются покрытыми верхнеплиоценовыми или нижнечетвертичными галечниками и т. п. Таким образом, мы вынуждены заключить, что если в высокогорных районах Тянь-Шаня существует одна поверхность выравнивания, то по его периферии и особенно на периклинальных окончаниях новейших поднятий число уровней возрастает: здесь появляются более молодые эрозионно-аккумулятивные поверхности.

Если теперь сравнить особенности строения рельефа четырех кратко рассмотренных горных стран, то напрашиваются следующие выводы. В Копет-Даге и в несколько меньшей степени на Северо-Востоке СССР устанавливается широкое развитие нескольких разновозрастных и разновременных поверхностей выравнивания (ярусы рельефа), не считая подгорной равнины. В Копет-Даге намечается три таких уровня, из которых максимально развит средний (Копштамырская и другие одновозрастные ей поверхности). В горных областях Северо-Востока СССР, если не считать единичных фрагментов самого высокого четвертого яруса рельефа, развито два региональных уровня, из которых более низкий (второй ярус) развит наиболее широко. На Алтае картина оказывается уже несколько иной. Здесь ярусность рельефа выражена значительно хуже. Преобладает основная наиболее древняя олигоцен-миоценовая поверхность. Более низкие эрозионные ступени рельефа располагаются преимущественно по периферии этой горной страны.

На Тянь-Шане мы видим распространение лишь одной олигоценовой поверхности выравнивания. И только на периклинальных окончаниях новейших поднятий, где суммарная амплитуда воздымания значительно меньше, появляется несколько разновозрастных уровней.

Нетрудно видеть (см. таблицу), что число поверхностей выравнивания, их сохранность и площадное распространение зависят от общей амплитуды неотектонического поднятия. Это объясняется следующим. Ярусность рельефа является следствием неравномерности неотектонического поднятия, и образование каждой следующей поверхности выравнивания связано с очередной остановкой в поднятии или его относительным замедлением. Очевидно, что чем менее интенсивно проявилась неотектоника, тем более длительно и полно сказалась эта остановка в поднятии и тем полнее и четче сформировалась поверхность выравнивания. В условиях же необычайно интенсивного по величине неотектонического поднятия Тянь-Шаня эти колебания проявляются в таком незначительном замедлении непрекращающегося поднятия, что условий для формирования поверхности выравнивания там нет. Лишь на периферии Тянь-Шаня, где размах неотектонических движений резко падает, колебательный характер неотектонического процесса выявляется полнее и фиксируется образованием нескольких разновозрастных уровней.

Рассмотрим, были ли эти колебания, сопровождающие поднятия, одновременно во всех рассматриваемых нами регионах или же они автономны по площади. Надежность наших выводов зависит в первую очередь от разработанности стратиграфии молодых осадков. В последние годы сделаны значительные успехи в этой области, и сейчас, хотя бы в первом приближении, мы попытаемся сравнить время образования поверхностей выравнивания в рассматриваемых нами горных странах. Как видно

из рис. 1, чередование эпох поднятий и относительных опусканий во всех четырех рассматриваемых горных областях происходило приблизительно одновременно. Так, везде выделяется последняя крупная эпоха поднятия, продолжающаяся в настоящее время. На Копет-Даге, Алтае и Северо-Востоке СССР, судя по имеющимся стратиграфическим материалам, она началась во второй половине верхнего плиоцена (в эоплейстоцене). Этой последней стадии поднятия повсеместно предшествует стадия относительного замедления восходящих движений, приведшая к формированию пенеупониженной поверхности или определенной ступени в рельефе. В Копет-Даге и на Северо-Востоке СССР время максимального выравнивания (т. е. окончания стадии относительного замедления поднятия) приходится на начало верхнего плиоцена. Нижний и большая часть среднего плиоцена — это время усиления тектонического поднятия.

Миоцен, может быть исключая лишь самое его окончание, — это эпоха длительного и повсеместного выравнивания, вызванного относительным замедлением поднятий во всех четырех рассматриваемых горных странах.

Синхронность колебательного процесса наблюдается в пределах трех стран. Посмотрим, сохраняется ли она в Тянь-Шане, резко отличающемся от других общей интенсивностью неотектонического процесса. Несмотря на то, что промежуточные поверхности выравнивания на Тянь-Шане не возникли, у нас нет оснований считать, что в этой горной стране не было такой же пульсации вертикальных движений, как и в расположенном западнее Копет-Даге или восточнее — Алтае.

Обратим внимание, что интенсивное поднятие наступило здесь в плиоцене после длительной миоценовой эпохи относительного опускания (одновременно с другими рассматриваемыми горными областями). Время начала интенсивного поднятия Тянь-Шаня совпадает со временем усиления восходящих движений в других рассматриваемых горных странах. Тянь-Шань отличается тем, что в его рельефе не фиксируются поверхности выравнивания, отвечающие замедлению тектонических движений в верхнем плиоцене. Это объясняется высокой интенсивностью роста гор. В предгорьях и на периклинальных окончаниях неотектонических поднятий Тянь-Шаня имеются промежуточные поверхности выравнивания, покрытые континентальными осадками, возраст которых вполне может быть и верхнеплиоценовым. Таким образом, у нас нет оснований считать, что цикличность движений, установленная в других горных областях, отсутствовала в Тянь-Шане. Вывод о синхронности неотектонических пульсаций и об одновозрастности поверхностей выравнивания в горных странах, достаточно удаленных друг от друга, не нов. В свое время такие представления были сформулированы Б. Л. Личковым (1934), затем к нему присоединились Н. И. Николаев, Ю. А. Мещеряков, В. Е. Хаин, Е. Е. Милановский (1956), П. Н. Кропоткин (1960) и др.

Однако наряду с синхронными (или почти синхронными) движениями достаточно отчетливо проявляется и метахронность движений в рассматриваемых областях. Она выражается в том, что в разных горных странах различные эпохи усиления новейших поднятий были основными. Если для гор Северо-Востока СССР основную роль сыграли четвертичные (антропогеновые) поднятия, когда и был создан современный рельеф, то в Тянь-Шане основные поднятия начались и произошли раньше, в плиоцене. В Копет-Даге обстановка была также несколько отличной от названных двух горных стран. Хотя здесь максимальные движения, как и на Северо-Востоке СССР, приходятся на последнюю четвертичную эпоху поднятий, роль предшествовавших эпох, в частности нижнеплиоценовой, была более значительной. Если на Северо-Востоке СССР за конец миоцена — нижний плиоцен величина поднятия составила не более 200—300 м, т. е. 15—20% от общего поднятия, то в Копет-Даге она составила 500—800 м, или 40—50%. В этом отношении Алтай стоит ближе к Копет-Дагу.

Таким образом, на фоне синхронного колебательного процесса, охватывающего континент Евразии, а может быть и весь земной шар, проявляется индивидуальное асинхронное развитие отдельных регионов, предопределяющееся местными особенностями. Местные особенности выражаются разным временем начала неотектонического процесса и различной его интенсивностью. Вероятно, не последнее место занимают здесь особенности развития предшествовавшего неотектоническому этапу периода развития. В связи с этим следует обратить внимание на необычайную молодость неотектонических движений в горных странах, расположенных по периферии Тихого океана. Автор видит здесь связь с развитием впадины Тихого океана, молодость образования которой в последнее время неоднократно подчеркивалась В. В. Белоусовым и другими исследователями. К выводу о необычайной молодости поднятий, обрамляющих Тихий океан, автор пришел, изучая неотектонику Северо-Востока СССР (Резанов, 1960). Относительную молодость новейших движений на Дальнем Востоке отметил недавно Н. И. Николаев (1962).

Одной из важнейших черт неотектоники является контрастность движений, выражающаяся в более или менее резком сочленении областей поднятия и опускания. В этом отношении сопоставляемые нами горные области резко различны. Рассчитаем средние и максимальные градиенты новейших движений отдельно по степени деформации олигоцен-миоценовой и средне-верхнеплиоценовой поверхностей выравнивания. Как видно из таблицы, максимальные и особенно средние градиенты новейших движений закономерно уменьшаются при переходе от Тянь-Шаня к Алтаю и особенно к Северо-Востоку СССР.

Проведенный нами сравнительный анализ четырех горных стран, характеризующихся различным режимом неотектоники и разной предысторией, позволяет сделать следующие выводы.

1. Время начала неотектонического этапа, измеряемое как по времени начала интенсивного прогибания, так и по времени начала значительного поднятия, оказывается различным.

2. Устанавливается определенная связь между временем начала прогибания и временем начала поднятия. Области, ранее вовлеченные в прогибание, раньше испытывают интенсивное поднятие. Длительность стадии прогибания оказывается в 4—5 раз больше длительности стадии поднятия.

3. Величина последующего поднятия находится в прямой зависимости от величины предшествующего прогибания.

4. Устанавливается колебательный характер неотектонических движений, проявляющийся в чередовании эпох усиления и ослабления интенсивности поднятия. В рельефе это фиксируется образованием нескольких поверхностей выравнивания.

5. Устанавливается приблизительная синхронность крупных колебаний в пределах всех четырех регионов.

6. Число поверхностей выравнивания и их площадное распространение и сохранность определяются интенсивностью (размахом) новейших поднятий. Чем поднятие выше, тем поверхности лучше развиты.

7. Наряду с синхронностью колебательных движений устанавливается и метахронность, выражающаяся в том, что в разных горных странах наибольшие поднятия произошли в различные эпохи усиления тектонических движений.

8. Сравниваемые горные области резко различаются по отношению объемов впадин к объемам поднятий, по градиенту, степени деформации поверхностей выравнивания, роли разломов и их амплитуд, сейсмичности.

То, что большинство перечисленных признаков, характеризующих новейшую тектоническую структуру, различно проявилось в рассмотренных горных областях, следствие прежде всего разной интенсивности прогиба-

ния на первой стадии неотектонического этапа. Интенсивность прогибания, а возможно, и время его начала являются определяющими во всех остальных проявлениях неотектонического процесса.

ЛИТЕРАТУРА

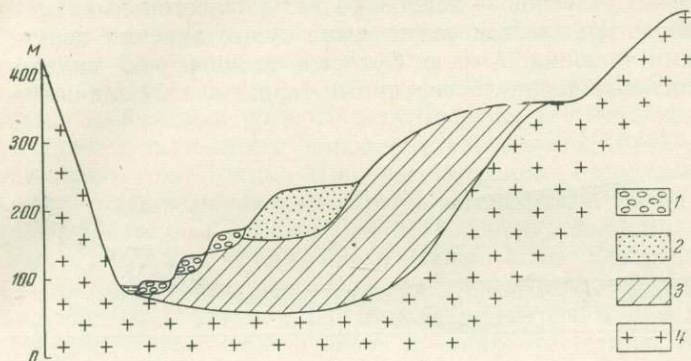
- Горячев А. В. Мезо-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района оз. Иссык-Куль. Изд-во АН СССР, 1959.
- Девяткин Е. В. Эоплейстоцен Юго-Восточного Алтая.— Труды Комиссии по изучен. четвертичн. периода, 1963, вып. 22.
- Карта новейшей тектоники СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Кропоткин П. Н. Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформации земной коры.— Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Личков Б. Л. Об эпейрогенических движениях земной коры на Русской равнине.— Труды Геоморфол. ин-та АН СССР, 1934, вып. 10.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. Изд-во АН СССР, 1960.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью.— Вопр. геол. Азии, т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Растворова В. Н. О новейшей тектонике Юго-Западной Туркмении.— Сов. геология, 1958, № 6.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. Изд-во АН СССР, 1959.
- Резанов И. А. О новейшей тектонике и сейсмичности Северо-Востока СССР.— Бюлл. Совета по сейсмологии, № 10. Изд-во АН СССР, 1960.
- Резанов И. А. Новейшая тектоника Северо-Востока СССР. «Наука», 1965.
- Хаин В. Е., Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника.— Бюлл. МОИП, 1956, № 3, 4.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географгиз, 1948.
- Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры.— Научные докл. Высш. школы. Геол.-геогр. науки, 1958, № 1.

С. С. ВОСКРЕСЕНСКИЙ **ОДНОВРЕМЕННОСТЬ
ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА
И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ
НА ТЕРРИТОРИИ СССР**

Основной задачей геоморфологического исследования любой территории является реконструкция истории развития ее рельефа, служащая теоретической основой при решении практических задач. Основные рубежи истории развития рельефа фиксированы или толщами рыхлых отложений, или поверхностями денудации (в том числе и поверхностями выравнивания). В них запечатлены и движения земной коры, и различия в физико-географической обстановке минувших эпох.

В настоящее время основные рубежи истории развития рельефа намечаются по крупным изменениям климата, вызывавшим оледенения и возникновение в низких широтах перигляциальных условий, а на ныне аридных территориях — плювиальные эпохи. Изменения в ходе развития рельефа, вызванные неотектоническими движениями, при определении исторических рубежей развития рельефа отступали на второй план. Привнималось, что тектоническая жизнь отдельных регионов слишком различна, чтобы можно было наметить черты общности для целого континента или всей планеты. К тому же геоморфолог детально расшифровывал только историю развития рельефа четвертичного периода.

Между тем к настоящему времени накопился обширный материал, который показывает, что наиболее существенные особенности строения рельефа уходят корнями в более ранние эпохи, а именно к началу нового этапа тектонической жизни Земли: к началу новейших тектонических движений, т. е. к концу палеогена — началу неогена.



Р и с. 1. Схематический профиль долины р. Амур перед пересечением Малого Хингана

1 — аллювий поймы и верхне-среднеплейстоценовых террас; 2 — белогорская свита (главная терраса); 3 — сазанковская свита; 4 — докайнозойские образования

Для территории СССР можно наметить следующие этапы формирования рельефа, обусловленные изменениями направления тектонических движений:

- 1) этап выравнивания, закончившийся к началу неогена;
- 2) этап глубокого эрозионного расчленения, закончившийся на рубеже среднего и верхнего плиоцена;
- 3) этап заполнения эрозионных врезов, закончившийся к середине четвертичного периода;
- 4) этап нового врезания, не достигшего, однако, еще масштабов среднеплиоценового. Этот этап продолжается и в настоящее время.

Указанные этапы прослеживаются в пределах равнин, плоскогорий, низких и средних гор. В высоких горах и на интенсивно погружающихся территориях они затושеваны, поскольку в пределах первых расчленение продолжалось без перерывов, а в пределах вторых лишь несколько ослабевала аккумуляция на втором и четвертом этапе.

Предложенная схема разделения на этапы кайнозойской истории развития рельефа опирается на материалы достаточно многочисленных геоморфологических исследований. Необходимость обзора громадной территории заставляет излагать фактический материал в предельно сжатом виде. Начнем рассмотрение с востока.

Малый Хинган. На поперечном профиле долины р. Амура, там, где он вступает в пределы горной страны Малого Хингана, можно видеть (рис. 1) довольно плохо сохранившуюся палеогеновую поверхность выравнивания, на которой местами уцелела палеогеновая кора выветривания. Толщи песков и галечников сазанковской свиты мощностью до 350 м выстилают долину древнего Амура, более широкую и глубокую, чем современная.

Отложения сазанковской свиты контактируют с отложениями белогорской свиты, представляющей собой аллювий очень широкой «главной» террасы р. Амура высотой в Малом Хингане 160—170 м. Сазанковская и белогорская свиты (по нашим данным, соответственно средний плиоцен и нижний плейстоцен — нижняя половина среднего плейстоцена) фиксируют

этап мощной аккумуляции. Эти рыхлые отложения выполняют древнюю долину, разработанную несравненно лучше, чем современная. Следовательно, этапу аккумуляции предшествовал длительный этап глубокого расчленения.

В одной из многочисленных межгорных впадин горной страны Малого Хингана — Сутарской — хорошо развиты палеогеновые коры выветривания. Наблюдаются две генерации ныне существующих долин, выполненные толщами аллювия. А на р. Сutare — главной реке впадины — отмечаются две молодые верхнечетвертичные террасы, аллювиальные отложения

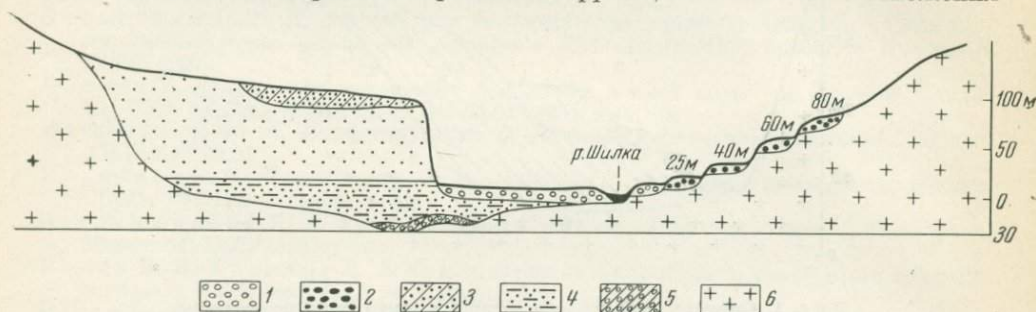


Рис. 2. Схематический профиль долины р. Шилки у г. Шилки

1 — голоценовый аллювий поймы и первой надпойменной террасы; 2 — верхнеплейстоценовый аллювий террас высотой 25, 40, 60 и 80 м; 3 — среднеплейстоценовый аллювий 100-метровой террасы («рыжая толща»); 4 — «белесая толща»; 5 — неогеновый аллювий этапа глубокого врезания; 6 — докайнозойские образования

которых сопоставляются с отложениями сазанковской и белогорской свит р. Амура. Таким образом, этапы выветривания, глубокого расчленения, аккумуляции и повторного расчленения захватывают не только долину важнейшей эрозийной артерии, но и разветвление эрозийной сети, проникая и в межгорные впадины. При этом, как и на Амуре, этап аккумуляции распадается на два подэтапа, разделенных относительно незначительным подэтапом размыва.

Верхнее Приамурье. В долине Амура и прилегающих между-речьях (в 120 км западнее г. Благовещенска) сазанковские отложения также выполняют понижения глубоко расчлененного эрозийного рельефа, сформировавшегося на месте пенецелизированной поверхности, фиксированной мощными корами выветривания. Расчленение перед отложением сазанковской свиты было более глубоким, и долины лучше разработаны, чем в настоящее время. Прослеживается и белогорская свита, привязанная к широкой 120-метровой террасе Амура. Отмечаются и узкие террасы средне-верхнечетвертичного возраста. Сазанковская долина Амура прослежена по его левобережью от начала до г. Благовещенска.

Восточное Забайкалье. По всем долинам Восточного Забайкалья удается проследить распространение так называемых белесой и рыжей толщ рыхлых отложений. В долине р. Шилки у г. Шилки (рис. 2) мощность «белесой» толщи достигает 120 м. Подошва ее опускается на 20 м ниже уреза реки. Отложения «белесой» толщи прослеживаются по всем разветвлениям сети долин Восточного Забайкалья, за исключением эпигенетических участков долин. Древние выполнения достигают самых верховьев рек. Сравнивая ширину древних долин, выполненных «белесой» толщ, разработанных до ее отложения, с шириной эпигенетических участков тех же долин, сформированных во время нового, средне-верхне-четвертичного врезания, можно убедиться в том, что последние в 10 раз уже и, следовательно, разрабатывались в течение намного более короткого промежутка времени.

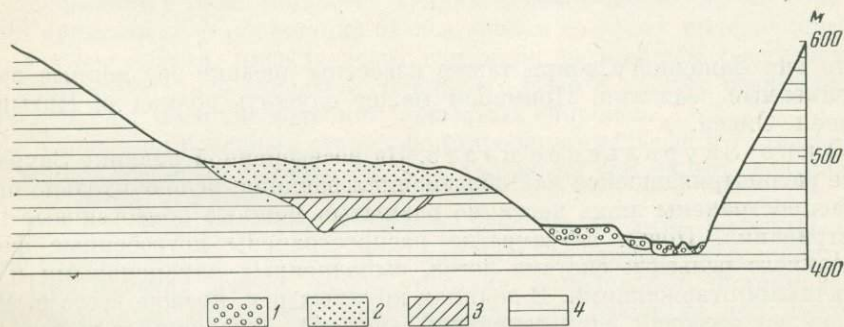
Отложения «рыжей» толщи в Забайкалье, приуроченной к главной 80—120-метровой террасе рек Шилки, Аргуни, Онона, датируются как нижне-среднеплейстоценовые. «Белесая» же толща, по данным спорово-пыльцевого и минералогического анализа, имеет плиоценовый возраст. Вниз по течению был прослежен непосредственный переход толщи в сазанковскую свиту Приамурья. Таким образом, в Восточном Забайкалье также устанавливаются четыре этапа кайнозойской истории рельефа. Так же как и в Приамурье, этап аккумуляции распадается на два подэтапа.

Алдан. На Алдане известен более глубокий, чем современный, древний неогеновый эрозионный врез. Констатированы и толщи выполнения. На нижнем Алдане в знаменитом обнажении «Мамонтова гора» исследователями установлены две толщи. При рассмотрении спорово-пыльцевых данных по этим толщам невольно напрашивается мысль об их аналогии с сазанковской («белесой») и белогорской («рыжей») толщами.

Бассейн р. Вилюя. В бассейне р. Вилюя М. В. Реввердатто описана древняя гидрографическая сеть. По всем современным долинам, а местами и по брошенным долинам, уходящим на междуречья, прослеживаются мощные среднечетвертичные и более древние отложения. На междуречьях местами сохранились древние (палеогеновые) коры выветривания. Молодые врезы менее глубоки, чем древние.

Средняя Лена. На участке долины р. Лены ниже устья р. Витима известны огромные песчаные массивы. Мощность песков превышает 100 м. Хотя данных о возрасте этих песков пока недостаточно, все же бесспорен факт наличия здесь древнего мощного вреза, в котором позднее (N_2-Q_2) отложились толщи песков. Древние врезы, глубокие тальвеги, выполненные рыхлыми толщами, давно известны в Ленском золотоносном районе.

Бассейн р. Ангары. В бассейне верхнего течения р. Ангары нами были описаны мощные толщи рыхлых отложений, выполняющие древние эрозионные врезы (рис. 3), а местами перекрывающие и междуречья



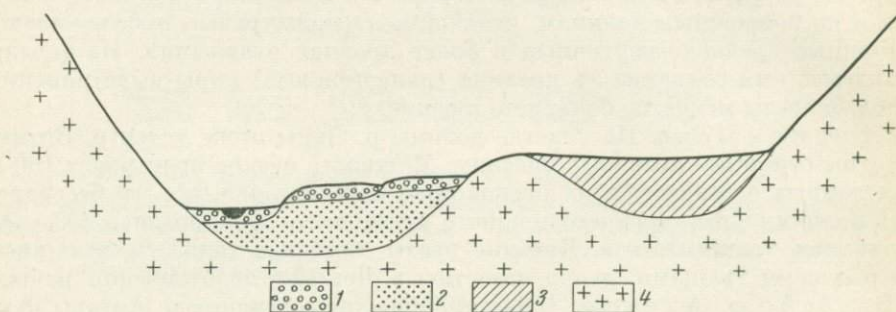
Р и с. 3. Схематический профиль долины р. Ангары близ г. Усолье

1 — аллювий поймы и верхне-среднеплейстоценовых террас р. Ангары; 2 — отложения 500-метрового уровня; 3 — отложения древних эрозионных врез; 4 — юрские отложения

(500-метровый уровень). Верхняя из этих толщ, по данным спорово-пыльцевого анализа (и отчасти фауны позвоночных), имеет нижне-среднечетвертичный возраст. Под нею во врезе лежат пески, содержащие остатки более древней флоры. Возможно, к этому возрасту относятся «олонкские» конгломераты, озерные отложения в бассейне р. Куды. Если реконструировать палеогеографическую обстановку времени накопления этих толщ с учетом местных географических особенностей, вряд ли может сохраниться сомнение в одновозрастности этих отложений с соответствующими (сазанковскими, или белесыми, и белогорскими, или рыжими) толщами Забайкалья и Приамурья. Мощные толщи рыхлых отложений известны на

р. Ангаре выше устья р. Каты, на р. Илеме. При бурении в Енисейском золотоносном районе в бассейне среднего течения р. Чадобец были вскрыты коры выветривания, древние врезы и толщи рыхлых отложений, vyplняющие их, а также свежий средне-верхнечетвертичный врез, отмеченный серией верхнечетвертичных террас.

Север Западно-Сибирской низменности. На Севере Западно-Сибирской низменности, в пределах которой общая тенденция к погружению констатируется от юры и до наших дней, все же отмечаются древние врезы. Параллельно современной долине р. Енисея несколько западнее нее протягивается древняя глубоко врезанная долина, заполненная осадками. Обширное понижение, выполненное рыхлыми отложениями мощностью около 300 м, расположено по нижнему течению р. Оби. Возраст нижних горизонтов vyplняющих отложений служит в настоящее время предметом споров. Однако все большее количество данных свидетельствует об их верхнеплиоценовом (акчагыльский) возрасте.



Р и с. 4. Схематический профиль р. Урал выше устья р. Суундук

1 — аллювий поймы и низких террас; 2 — аллювий древнего выполнения; 3 — аллювий древней долины; 4 — докайнозойские образования]

На юге Западной Сибири также известны древние эрозионные врезы, выполненные осадками. Примером может служить долина р. Иртыша в районе г. Омска.

Южно-Зауральское плато. На возвышенной равнине Зауралья, ранее рассматривавшейся как абразионная равнина, исключительно широко распространены лишь частично размытые мощные донеогеновые коры выветривания. Почти повсеместно распространены погребенные формы эрозионного рельефа: система логов, выполненных плиоценовыми и четвертичными отложениями. В долинах крупных рек, прежде всего р. Урал, сохранился аллювий двух генераций (рис. 4), относящийся к верхнему плиоцену и первой половине четвертичного периода. Время наиболее глубокого вреза долин и расчленения междуречий вплоть до самых водоразделов относится к границе среднего и верхнего плиоцена. Исключительно отчетливо выражено погребение склоновыми отложениями вершинных разветвлений эрозионной сети, причем мощности выполнения достигают 15 м.

Южная половина Русской равнины. В бассейне рек Волги и Камы уже давно известен очень глубокий преакчагыльский врез, распространявшийся вплоть до городов Уфы и Горького. В верхнем плиоцене и начале четвертичного периода здесь имела место аккумуляция (акчагыл, апшерон), разделенная на отдельные подэтапы краткими эпохами размыва. Наличие мощных размывов и накоплений установлено для Дона («Ергень»-река и ергенинские пески) и для Днепра («Полтавская» терраса с ее специфическими отложениями).

Окраинные части Каспийской и Черноморской впадин. По данным О. К. Леонтьева, древние эрозионные врезы наблюдаются по

периферической части плато Устюрт и плато Тарханкутского полуострова. Они выполнены отложениями акчагыльского возраста. Свежий верхнечетвертичный врез еще не достиг здесь той глубины, какую имели долины преакчагыльского времени.

Северная половина Русской равнины. В последние годы получены многочисленные данные о глубоких дочетвертичных врезках и выполнении в бассейне рек Печоры, Северной и Западной Двины, Долодниковые врезки, выполненные то аллювиальными песками, то комплексом ледниковых отложений, известны в Смоленской, Московской, Костромской и других областях. Они известны и на зарубежных территориях. По-видимому, опускания и поднятия охватывали не только север континента Евразии, но и другие континенты.

Смена врезания аккумуляцией в таких широких масштабах не может быть вызвана климатическими изменениями. Смещение географических зон к северу и югу (в результате изменения климата) в одних зонах приводит к усилению эрозии, а в других к усилению аккумуляции. Конечно, изменения влажности климата вносили свои изменения в соотношения склоновых и флювиальных процессов, что приводило к врезанию или аккумуляции. Но эти явления только усложнили картину, частично затушевывая основные черты истории развития рельефа, обусловленные крупными неотектоническими ритмами.

В свою очередь движения земной коры, изменяя конфигурацию водных бассейнов, высоту горных барьеров, влияют на климат и ландшафт территории. Изгибание продольных профилей рек внутренних частей Азии первоначально привело к широкому развитию озер. А затем, когда горные массивы достигли большой высоты, циркуляция влажных воздушных масс стала более затрудненной, что привело к окончанию озерного периода. Интенсивное врезание долинной сети в конце среднего плейстоцена невозможно представить без понижения уровня моря. Можно предположить, что в это время в результате разного направления движений океанических и платформенных глыб «емкость» впадин океанов возросла, что означало весьма существенное понижение базиса эрозии со всеми вытекающими из этого последствиями, прежде всего глубоким эрозионным расчленением. При этом обнажились склоны материковых глыб и на них возникли эрозионные рубцы, носящие названия подводных каньонов.

Из изложения основных этапов формирования рельефа в кайнозойе следуют многочисленные выводы. Укажем только на три из них, как нам кажется, особенно важных.

1. Изучая геоморфологию любого района, необходимо выяснить отражение перечисленных этапов в строении рельефа исследуемой территории.

2. При поисках золота, олова, хрусталя, алмазов и т. п. геоморфолог сейчас вынужден искать древние россыпи. Они возникли при перемыыве кор выветривания в преакчагыльский (предсазанковский) этап расчленения рельефа и приурочены к днищам эрозионных врезок второго этапа. Эксплуатирующиеся и эксплуатировавшиеся четвертичные долины россыпи, по существу, паразитирующие, так как они возникли в результате перераспределения материала древних россыпей.

3. Концепция о непрерывном росте гор и все нарастающем увеличении рельефа неверна. В основном неровности рельефа, горы, плоскогорья, равнины и впадины уже были сформированы к середине плейстоцена. Затем произошло выравнивание: выполнение и врез. И теперь эрозия стремится к рубежам, достигнутым ею в плейстоцене. Но до этого еще далеко.

Основой для настоящей статьи послужили наблюдения и выводы автора, сделанные при работах в пределах Алданского щита, в Забайкалье, Приамурье, на Урале и в других областях Союза, и литературные данные.

Некоторые соотношения сводовых и разрывных структур. Морфотектоника любой территории должна анализироваться как результат комбинаций движений — планетарных, региональных разных порядков и местных — на основе представления о единстве глыбово-волновой структуры земной коры (Хаин, 1958; Флоренсов, 1954, и др.).

В схеме изгибы, очевидно, предваряют разрывы, возникающие при исчерпании способности структур к пластичной деформации. В длительном же развитии систем структур изгибы и разрывы, как причина и следствие, могут чередоваться. Именно общие деформации Земли (для объяснения которых мы принимаем ротационную гипотезу), вызывая пологие деформации земной коры и более глубоких оболочек, создают, как следствие, разрывы растяжения и сколы сжатия разных порядков. Разрывы становятся в дальнейшем зонами концентрированных проявлений тектоморфогенеза, почему часто и отмечается их «активность». Но действительно активны лишь те достаточно глубокие разрывы, которые из-за ослабленности и проницаемости создают по простиранию особый ход подкорových процессов. Так, очевидно, в условиях общих растяжений, уплотнения и оттока подкорových масс (?) вдоль таких разрывов развиваются опускания и образуются различные прогибы и впадины, в условиях же притока и разуплотнения масс (?) вдоль них, наоборот, формируются поднятия. Возможно, что для этого необходимо общее сжатие, которое, препятствуя прорыву магмы на поверхность, заставляет ее приподнимать земную кору. Масштаб этих явлений меняется от геосинклиналей и соответствующих им горных сооружений до небольших впадин и сводов.

Образование этих впадин и поднятий в свою очередь вызывает образование местных разрывов. Очень часто при этом используются системы разрывов главных разломов, что служит примером другого типа «активного» проявления разрывов, которое по сути дела, наоборот, пассивно (его можно называть псевдоактивным). Здесь ранее образованные разрывы являются просто механически слабыми зонами; по ним разрешаются напряжения, которые не обусловлены этими разрывами и центры которых могут находиться вне зоны разрывов. Так, жесткий блок может испытывать вертикальные усилия, сосредоточенные в его середине, но деформироваться очень слабо. Наибольшее выражение эти усилия получают по краям блока, ограниченного разломами, где могут образовываться резкие уступы и дислокации пород.

Явления псевдоактивного омоложения разрывов ставят вопрос о «прочностной» передаче усилий и о компетентности блоков. Понятие компетентности как способности прочных пластов передавать усилия при складчатости подвергалось критике, но представляется применимым к явлениям сводово-глыбовой тектоники. Блочные дислокации обусловлены тем, что прочные блоки могут передавать вертикальные и горизонтальные усилия, испытывая лишь относительно малые пластические деформации, т. е. будучи компетентными. Динамический анализ сводово-блоковой тектоники и должен показывать, какие элементы обусловлены усилиями, действующими на данный блок или его участок, а какие — усилиями, действующими на соседние блоки и другие участки того же блока и механически передающимися благодаря прочности блоков и трению между ними.

Значение прочностной передачи усилий наглядно показывают отскакающие разломы в районах отчетливых проявлений новейшей сводово-блоковой морфотектоники. По одну сторону таких разломов наблю-

даются сводово-блоковые дислокации, выраженные в виде хребтов, гряд, сбросовых ступеней и грабенов, обычно поперечных к отсекающему разлому. По другую сторону последнего новейшие дислокации резко ослабевают, иногда почти исчезают. Очевидно, дифференциальные напряжения, создавшие такой рельеф, ослабевают в сторону отсекающего разлома и отражение их в рельефе распространяется до него в основном путем прочностной передачи в виде перемещений цельных компетентных блоков. Поперечные же разломы, обрезаая блоки и облегчая дифференциальные их движения (поскольку в этом случае блоки не должны увлекать свое пассивное продолжение), в то же время отсекают прочностную передачу усилий тем полнее, чем больше ослаблены, приоткрыты эти разломы. По другую их сторону дислокации могут продолжаться по мере передачи через них усилий вследствие трения и заклинивания разрывов и по мере местных усилий.

«Готовая» сетка разломов, облегчая разрешение напряжений, а тем самым позднейшие дифференциальные движения, с другой стороны, придает вновь образующимся структурам отчасти «принудительные» очертания и искажает картину ореолов напряжений. Грубо говоря, если, например, жесткая структура разбита на ромбы, то и поднятия и впадины будут представлять горсты и грабены с очертаниями в виде ромбов и их систем, в то время как в пластичной структуре это могли бы быть своды и брахисинклинали овальных очертаний.

Поэтому рисунки омоложенных разломов могут отчасти маскировать истинное, характерное простираие новых деформаций. Так, проявления неотектоники — уступы, прямые участки долин, седловины и т. п. — нередко явно нанизываются на общие линии, которые при исследовании выделяются как омоложенные «активные» разломы.

Однако единство и «активность» таких линий могут быть различными. Они могут быть действительно общими линиями движений, как мы их называем, если совпадают с простираием новейших морфоструктур и зоны деформаций, в основе чего может лежать локализация вдоль них глубинных явлений. Но разломы могут быть омоложены более или менее непрерывно и как общие линии свободы движений, т. е. как пассивные слабые зоны, по которым разрешаются напряжения в нескольких морфоструктурах, оказавшихся на этих линиях, но в общей системе возникших, расположенных и ориентированных вне связи с ними.

Омоложение разломов образованием ряда морфоструктур, расположенных по простираию разломов, которое последовательно как бы подхватывается этими морфоструктурами, можно называть эстафетным. В отличие от омоложения на более или менее длинном участке образованием лишь одной морфоструктуры общие линии свободы движений омолаживаются всегда эстафетно. Омоложение общих линий движений также может быть эстафетным, если оно обусловлено образованием цепочки морфоструктур.

Зубчатые и ломаные рисунки разрывных нарушений. Если элементарные участки разрывов обычно отличаются характерной прямизной (по которой они и дешифрируются на картах и аэрофотоснимках), то системы их (всех масштабов от планетарных до размеров обнажения), как правило, образуют зубчатые и ломаные рисунки. Это очевидно связано с тем, что в основе сетка нарушений представляет собой системы сколов и трещин растяжения, развивающиеся при общем сжатии и, как известно, построенные очень сложно (Муди и Хилл, 1962, и др.). При дальнейшем развитии часть отрезков линий сколов обычно объединяется в зубчатые линии взбросов (Белоусов, 1962; Гзовский, 1953, 1963). При давлении, направленном в плоскости земной коры, взбросы согласно обычной схеме должны падать под углом 45° . Фактически же они падают круче ($60-70^\circ$), очевидно потому, что усилия имеют вертикальную слагающую и образуется пара сил между смежными дифференциально дви-

гающимися структурами. Действительно, взбросы образуются, как правило, на швах поднимающихся структур.

Если уже одностороннее, однократное давление создает сложную сетку разрывов, то тем более сложные сетки образуются при пересечении ряда таких систем разного простирания и возраста. Этим, в частности, объясняется чрезвычайная сложность разрывных нарушений в пределах Алданского щита. Вертикальные усилия, характерные для сводово-блоковой тектоники, проявившейся на щите в мезо-кайнозое, вообще способны создавать рисунки разрывов рваных в плане очертаний. В ранее раздробленной жесткой структуре с широким развитием прямых участков сколов здесь создавались очень запутанные зубчатые рисунки омоложенных разрывов.

Одним из элементарных рисунков в подобных условиях является комбинация прямой разлом — омоложенный зигзаг. Она иногда наглядно видна на аэрофотоснимках в виде прямого древнего разлома, не выраженного в рельефе, и проходящей рядом в общем параллельно ему зигзагообразной долины. Нередко поперек таких долин наблюдается перепад высот водоразделов, указывающий на то, что долина следует новейшему сбросу. Аналогичное происхождение имеют уступы горного рельефа, прямые в целом и зубчатые в крупных деталях. Таковы, например, уступы, окаймляющие депрессии Нижнего Приамурья; особенно хорошо выражена их зубчатость в Чукчагыр-Эворонской депрессии.

Описанную комбинацию можно объяснить повторными движениями по крупным разломам, причем по их прежним основным разрывам смещения по каким-то причинам отсутствуют или слабы и напряжения разрешаются «разборкой» мелкоблоковой структуры по линиям наименьшего сопротивления, по разрывам, частью оперявшим основные, частью, возможно, принадлежащим к позднейшим поперечным разломам. В нижнем Приамурье есть хорошие приметы того, как крупные дифференциальные двигающиеся блоки «выдергивают» один из другого мелкие пограничные блоки. Так, некоторые долины горного окаймления депрессий образуют в приустьевых частях при впадении в депрессию короткие расширения — грабены, в которых разведкой россыпей устанавливается резко повышенная мощность аллювия.

Перекрещивание зон деформаций. Раньше, когда важнейшее значение придавалось складчатости, считалось, что складчатые зоны создают основные и устойчивые черты структурного плана. Они сравнивались с гофрированным железом, которое трудно перегнуть поперек гофрировки. Сейчас устанавливается, что, во-первых, сами складчатые зоны формируются по глубинным разломам, а во-вторых, что сеть долгоживущих глубинных разломов и мозаично-блоковое строение земной коры допускают одновременное или близкое во времени проявление *пересекающихся* глыбово-волновых деформаций, в том числе и пересекающих складчатые зоны, участки которых относительно легко перемещаются по сквозным разломам без существенных поперечных изгибов складок. Возможность таких перекрещиваний должна приниматься во внимание при анализе плана сводово-глыбовой тектоники.

Проблема сжатия и ослабления разрывов, связь долин с разрывами и типы грабенов. Одной из задач морфотектонического анализа является изучение закономерностей сжатия и растяжения в пределах отдельных морфоструктур и их систем и соответственно зажимания и притирания и, наоборот, приоткрытия разрывов. От этих явлений зависят: выветривание по разрывам, выражение их в рельефе, вулканизм, гидрогеологические, мерзлотные, инженерно-геологические условия и т. п. Здесь изучение новейшей тектоники смыкается с изучением древнего вулканизма, оруденения и структур рудных полей, взаимно обогащая друг друга.

Отражение проявлений неотектоники в рельефе дает возможность предварительного, но быстрого обзора и суждения об общих закономерностях

стях сжатия и растяжения в элементах морфоструктурного плана. Что касается признаков сжатия и растяжения, то можно считать, что сбросовые уступы, вдоль подножия которых не проходят долины, связаны с зажатыми разломами. Напротив, разломы, которым закономерно следуют долины, в той или иной степени ослаблены.

Развитие долин по разрывным нарушениям распространено очень широко. Рисунки и формы долин этого типа очень характерны, и нарушения, намеченные по таким долинам по геоморфологическим признакам, неизменно подтверждаются, в частности геофизическими работами. Поэтому картирование разрывов по долинам — очень эффективный прием, который должен быть узаконен как кондиционный при геологической и геоморфологической съемке. Для этого необходимо установить надежные признаки связи долин определенного типа с определенными типами разрывов (Чебаненко, 1963). До решения этой задачи следует без чрезвычайного скептицизма картировать разрывы по долинам, указывая лишь соответствующими знаками, что они показываются по морфологическим признакам. Это важно потому, что часто именно самые крупные и наиболее сильно омоложенные разломы используются долинами и в своих главных частях под аллювием.

Кроме того, в склонах долин продольные нарушения, по-видимому, обнаруживаются труднее, чем поперечные. Поэтому при геологической съемке иногда пропускаются даже региональные разломы, которые легко намечаются геоморфологическим анализом проявлений неотектоники.

По механизму связи долин с разрывами можно выделить следующие их типы:

1) долины, разработанные по зонам трещиноватости и разломам путем препарировки, в том числе в слабо сцементированных породах осадочного покрова, по зонам «раструски» над разломами фундамента (Воронов и Егорова, 1958);

2) долины, заложенные и разработанные по зонам приоткрытых трещин, намеченные в рельефе в виде рвов;

3) долины, заложенные по мелким грабенам (или по слабым понижениям осадочного покрова над грабенами фундамента) с последующей эрозией их разработкой;

4) долины-грабены с небольшой эрозией разработкой.

Наблюдения на Алданском щите показали, что главную роль в заложении долин по разрывам играет омоложение разрывов. Даже крупные разломы с мощной линейной корой выветривания оказываются не затронутыми эрозией, если они не омоложены. Эти наблюдения привели автора к выводу о широком распространении третьего и четвертого типов долин, т. е. значительной роли новейшей тектоники в образовании форм долин. Долинная сеть как бы «отштампована» в своих очертаниях и формах разрывной тектоникой, омоложенной в соответствии с планом мезо-кайнозойской сводово-блоковой тектоники.

Долины сходятся на участках наибольших относительных блоков опусканий, очевидно обусловленных наибольшими растяжениями. При этом для многих долин намечаются формы грабенов. Вверх по течению долины суживаются, но это объясняется не только обычным ослаблением эрозии, но и ослаблением растяжений в этих направлениях и переходом долин-грабенов в долины, разработанные по линиям разрывов, омоложение которых уже не создает грабенов и постепенно затухает. Таким образом, закономерности чисто эрозийного развития долин имитируются и совпадают с закономерностями тектонических форм. Сводово-горстовые поднятия образуют здесь узловое водоразделы.

Мезозойские и кайнозойские грабены и долины-грабены, наблюдающиеся в пределах Алданского щита, можно разделить на следующие основные типы:

1) межзонные грабены, образованные опусканиями блоков между несколькими самостоятельными разломами. К ним принадлежат, например, части крупных юрских брахисинклиналей-грабенов. Формы их в плане разнообразны, часто изометричны;

2) грабены одиночных зон параллельного дробления, образованные опусканием блоков между приблизительно параллельными частными разрывами одной зоны разлома. Профили грабенов обоих этих типов приближаются к обычным для грабенов ящикообразным формам;

3) грабены одиночных зон перекрестного дробления, отличающиеся неравномерными опусканиями блоков к осевому разлому по сетке пересекающихся разрывов. Борты и внутренние ступени таких грабенов очерчены зигзагами, а поперечные профили могут быть различны, вплоть до ступенчатых V-образных.

Долины-грабены всегда зигзагообразны в плане. Долины выделяемого нами якобитского типа — это грабены одиночных зон параллельного дробления, по строению напоминающие уменьшенную копию Рейнского грабена. Длина их составляет многие десятки километров при ширине до 5 км, плоское дно их выполнено мощным (15—60, иногда до 100 м) неоген-четвертичным аллювием. Долины тимптонского типа представляют собой относительно мелкие грабены перекрестного дробления, по оси которых, очевидно по главным разломам, врезаются глубокие каньоны, местами с расширениями, приуроченными к дифференциально опущенным мелким блокам. Горные долины-грабены, характерные для сводов-горстов, представляют собой зигзагообразные каньоны с отчетливо прямыми параллельными в плане склонами, часто представляющими срез боковых водоразделов в виде ровных треугольников — фацеток (большинство долин, которые обычно дешифрируются по аэрофотоснимкам как «разломные» и характеризуются чертами этого типа). Боковые водоразделы и иногда склоны описываемых долин образуют явно сбросовые ступени, так что общий характер понижений, в которые врезаются долины, как грабенов часто не вызывает сомнений. Но неизвестно, образованы ли сами долины горного типа опусканием заклинивающих блоков или только эрозионной разработкой омоложенных разломов. Этот же вопрос остается для каньонов тимптонского типа и многих других долин (в том числе крупных), явно следующих разломам, но не имеющих отчетливых форм грабенов. Судя по тому, что на Алданском щите в структуре покрова юрских и кембрийских осадочных пород установлены узкие блоки-клинья, по упомянутым расширениям каньонов и распространению явных долин-грабенов других типов можно предполагать, что прямая роль блоковых опусканий в формировании описанных долин весьма вероятна, хотя количественные соотношения ее с эрозионной разработкой еще не ясны. Этот вопрос заслуживает изучения, поскольку подобные долины (как и остальные перечисленные типы грабенов и долин) универсальны также и для Забайкалья, Приамурья и многих других территорий с аналогичным типом морфотектоники.

Для типов долин, выделенных по механизму их связи с разрывами, естественно считать, что растяжения по разрывам возрастали от первого к четвертому типу. Однако это не означает подобного же возрастания современной приоткрытости трещин. Именно образование грабенов, обусловленное максимальным в данных условиях растяжением, в то же время представляет собой результат заклинивания ослабленных трещин оседающими блоками. При этом могут создаваться сложные и разнообразные комбинации из участков притертых, зажатых и, наоборот, различно приоткрытых трещин, обусловленные неравномерностью заклинивания, различиями наклона трещин, неровной их поверхностью, разными размерами блоков и т. п. Поэтому зоны разломов на участках умеренных растяжений, не испытавшие заклинивания, могут остаться в общем более приоткрытыми, чем зоны максимального растяжения.

Так, на Алданском щите наледи, связанные с трещинными водами, распространены в долинах-грабенах хотя в общем и широко, но локализованы в определенных местах. В то же время на ровных водоразделах Алданского плоскогорья скважинами и шахтами установлены зоны разломов, почти не выраженные в рельефе, но сильно обводненные и с трещинами шириной до 0,5 м, зияющими или заполненными льдом.

Конформные и поперечные разрывы. Конформными (термин предложен М. Ф. Микуновым) мы называем разрывы, образующие границы морфоструктур или параллельные им. Таковы, например, разрывы между поднятиями и впадинами. Конформные разрывы образуются действием пары сил, возникающих вследствие разной величины, а часто и направления вертикальных усилий, действующих на данный участок земной коры. В простейшем случае такая пара сил вызывает перекокс участка, в более сложных — образование сводов или впадин, часто смежных и сопряженных друг с другом (перекошенные участки также обычно оказываются по сути частями крыльев сводов и впадин разных порядков). Когда прочность земной коры оказывается превзойденной, образуются взбросы или сбросы, ориентированные поперек тектонического склона, с уступами, обращенными по его падению. Существование «готовых» более древних разрывов резко облегчает такие смещения. Подчеркивая морфоструктурное положение таких разрывов, мы называем их *поперечно-склоновыми*.

Поперечные (к границам морфоструктур) разрывы образуются вследствие дифференциальных напряжений, ореолы которых ориентированы под разными углами к этим границам.

Сводово-блоковым структурам свойственны и плавные изгибания, которые нередко видны в рельефе по общему профилю морфоструктур, и не менее отчетливые блоковые перемещения, осложняющие эти профили. Поэтому поднятия определяются как своды и антиклиналы (горсты), а впадины как прогибы (синклинали — грабены). Для сводово-блоковых морфоструктур (начиная от таких, как щиты, антеклизы и синеклизы и кончая небольшими сводами и впадинами) основной системой разрывов является черепаховая структура, состоящая из концентрических кольцевых и радиальных разрывов. Кольца — это частный случай конформных поперечно-склоновых разрывов. Для мезозойских и новейших сводов-горстов и брахисинклиналей-грабенов Алданского щита характерны, как нами установлено, три главных кольца. Внутреннее ограничивает центральные части морфоструктур с резкими блоковыми перемещениями. Эти части представляют собой в поднятиях отчетливые горсты, а во впадинах — резкие грабены. В сводах-горстах кольцо выражено взбросными уступами. Вдоль их подножия долины не разрабатываются (кроме небольших отвершков). Поэтому можно думать, что эти взбросы зажаты. Среднее кольцо в поднятиях очень хорошо выражено «горными» долинами-грабенами, что указывает на сильные растяжения, о чем говорит также отсутствие крупных взбросовых уступов с внутренней стороны кольца. Казалось бы, что своды-горсты должны повышаться к своим центрам уступами по каждому кольцу. Но по среднему кольцу таких взбросов не образуется, очевидно потому, что прилегающие к нему с внутренней стороны блоки отстают при поднятии, заклинивая растяжение кольца.

Наконец, на растяжения указывает и резкое отсекающее действие среднего кольца. Внутри него в средней зоне сводов-горстов (между средним и внутренним кольцами) и в центральной зоне (во внутреннем кольце) резко выражено радиальное расчленение в виде «горных» долин-грабенов, блоковых гряд и хребтов и иногда хорошо сформированы осевые долины-грабены со сбросовыми ступенями склонов. Это расчленение бывает обусловлено, как известно, растяжениями сводов, вызванными их выпуклым изгибанием, и усиливается местной дифференциацией этих растяжений. Наружу от среднего кольца расчлененность рельефа резко уменьша-

ется, очевидно частично потому, что уменьшаются изгибание и растяжение, а отчасти вследствие того, что дифференциация напряжений и прочностная ее передача отсекаются ослабленными разрывами среднего кольца.

Внешнее кольцо очерчивается сбросами или взбросами небольшой амплитуды, у новейших морфоструктур слабо выраженными в рельефе мелкими уступами или долинами, а иногда почти совсем не выраженными. Зона между средними и внешними кольцами представляет собой *краевые склоны* сводов, характеризующиеся пологим наклоном и слабым проявлением блоковых движений. Часто исследователи даже не описывают эти склоны как части сводов, ограничиваясь только отчетливо выраженными их частями внутри среднего кольца.

Закономерности разрывной тектоники юрских впадин Алданского щита в общем аналогичны описанным для новейших сводов. Некоторые данные о впадинах нами приводятся.

Образование колец, отрыв по ним внутренних зон частей морфоструктур от расположенных к периферии и резкое нарастание амплитуд и сложности блоковой тектоники к центрам морфоструктур указывают на то, что вертикальные усилия, создающие своды-горсты и синклинали-грабены, этносительно резко локализованы в их центрах и быстро слабеют к периферии. Центры морфоструктур активны и передают часть напряжений к периферии, эта передача ослабляется образованием колец разрывов. Судя по отсутствию признаков растяжений по внутреннему кольцу, оно образуется не в результате растяжений в зоне крутого изгибания, а вследствие резкого изменения градиентов усилий. Среднее кольцо, наоборот, связано, вероятно, с зоной наиболее крутого изгибания. Возможно также, что действие последнего соединяется и с быстрыми изменениями градиента усилий.

Описанные кольца и радиальные разрывы в условиях сложной древней сетки разрывов Алданского щита формируются по зубчатым и ломаным комбинациям участков этой сетки. Кольца в действительности представляют собой сложные незамкнутые многоугольники.

Ломаные очертания некоторых сводов Алданского щита и их групп местами повторяются вокруг них очертаниями долинной сети, идущей по омоложенным разломам. Случаи параллельности очертаний долин вообще отмечались в литературе. В принципе это явление объясняется, по-видимому, так. Если имеется сетка параллельных многократно повторяющихся разломов нескольких направлений и если из этой мозаичной структуры поднятием или опусканием вырван достаточно крупный блок, то его движение вследствие трения и заклинивания в зонах ограничивающих его разломов создает ореол напряжений, приблизительно повторяющий очертания блока. Очертания могут быть несколько раз повторены в пределах ореола линиями омоложенных разрывов, поскольку везде есть набор участков разрывов тех же направлений, которыми очерчены границы самого блока. Примеры этих явлений на Алданском щите показали, что рисунки, повторяющие очертания разных морфоструктур, могут пересекаться и накладываться друг на друга подобно кругам на воде от брошенных в разные места камней. Изучение ореолов напряжений по таким рисункам представляется весьма интересным для целей динамического анализа сводово-блоковой неотектоники.

Поперечно-склоновые долины. Долины среднего кольца сводов-горстов являются наглядным примером поперечно-склоновых тектонически обусловленных долин. Действительно, они идут поперек общего наклона поверхности сводов, перехватывая сток по этой поверхности и направляя его параллельно очертаниям сводов подобно желобу вдоль края крыши. Изучение Алданского щита, а также рисунков речной сети Виллойской впадины привело к выводу о широком распространении и большой важности поперечно-склоновых долин. Их размеры колеблются от не-

скольких до сотен километров. На Алданском щите поперечно-склоновые долины отчетливо связаны с омоложенными разломами на участках, перекошенных мезозойскими и новейшими движениями, причем часто по этим разломам наблюдаются новейшие сбросы и взбросы с амплитудой от десятков до сотен метров. Заложение по ним долин указывает на растяжения и ослабление разломов. Для малых долин можно предполагать открытые трещины и образование небольших рвов, улавливающих сток. Для больших долин таких рвов недостаточно, так как в отдельных местах здесь сток опять прорывался бы из них по падению склона.

Следует предполагать осложнение сбросов и взбросов длинными грабенами. Это и подтверждается блоковыми ступенями на склонах многих долин, которые таким образом можно назвать поперечно-склоновыми долинами-грабенами. Для крупных и крупнейших долин выровненного рельефа с очень пологими уклонами (Лено-Алданское плато) можно предполагать образование мелких грабенов и прогибов осадочного чехла над грабенами фундамента. В таком рельефе подобные понижения, очевидно, достаточны для того, чтобы собрать сток и направить его поперек общего наклона территории.

Некоторые черты мезо-кайнозойского морфоструктурного плана Алданского щита. Основные черты этого плана определяются решеткой зон поднятия и зон отставания в поднятии (а местами и временем опускания). Зоны имеют широтное простирание, соответствующее простиранию Станового хребта и южной ветви Верхоянского хребта, и меридиональное или север-северо-восточное, соответствующее северной ветви последнего. Заложение зон, по-видимому, унаследовано от весьма древних элементов структуры щита. Широтные зоны следующие:

- 1) северный склон Алданского щита, погребенный под кембрийскими осадочными породами, — отстающая зона;
- 2) сводовая зона щита, преимущественно обнаженная, — поднятая зона;
- 3) южный склон, превращенный в зону предгорного юрского прогиба Станового хребта (тип системы бассейнов, по Ю. М. Пушаровскому), — отстающая зона. Сводовая зона и северный склон щита разделены Главным уступом — ступенчатым сбросом фундамента с амплитудой около 300 м. Он погребен под кембрийскими породами, а в современном рельефе местами отражен сбросово-флексурным склоном Лено-Алданского плато высотой до 100 м, образованным новейшими движениями.

Близмеридиональные зоны: 1) Чарско-Олекминское плоскогорье — поднятая зона; 2) Алдано-Чульманская отстающая зона; 3) Тимптоно-Гонамская поднятая зона; 4) Алдано-Токинская отстающая зона; 5) Верхне-Учурская поднятая зона.

Изложенная морфоструктурная схема Алданского щита оказалась близкой к схеме Л. М. Минкина (1962). Схематическая карта морфоструктурных и структурных элементов щита, приложенная к рукописному экземпляру статьи Л. М. Минкина, к сожалению, стала известной мне лишь после написания данной статьи. Поэтому в ней используются названия некоторых структурных элементов, введенные Л. М. Минкиным.

В зонах поднятия распространен горный рельеф и сокращаются по площади и повышаются участки плоскогорья и плато, юрские впадины отсутствуют или резко сокращаются, на участках с осадочным покровом фундамент залегает высоко. В зонах отставания широко распространен осадочный покров, слагающий обширные участки плато, которые, так же как и участки плоскогорья, имеют меньшие высоты, чем в зонах поднятий. Снижается и частью оказывается глубоко погребенным архейский фундамент. Горный рельеф относительно снижается и в общем является подчиненным, многие участки его образованы инверсионными поднятиями юрских впадин.

Выделенные зоны осложнены зонами второго порядка, расположенными в виде такой же решетки. В частности, изученная нами Алдано-Чульманская зона осложнена идущими по краям ее близмеридиональными юрскими прогибами: Чугинским и Централно-Алданским. Пересечения зон поднятия образуют области и районы горного рельефа (узловые поднятия), пересечения зон опускания отмечены глубокими юрскими впадинами (узловые впадины), пересечения зон поднятия и отставания образуют области или районы относительно слабо деформированного плоскогорья или плато (на участках с осадочным покровом) — нейтральные пересечения. Так, на пересечении Алдано-Чульманской отстающей зоны с предгорным прогибом образовалась крупная Чульманская впадина. Пересечение с предгорным прогибом отстающих зон второго порядка Чугинского и Централно-Алданского прогибов обусловило образование расширения Чульманской впадины. Севернее нее имеются две пары юрских впадин, образовавшихся на пересечениях указанных прогибов с намеченной нами широтной Чуга-Томмотской отстающей зоной и со швом северного склона щита, непосредственно под Главным уступом. Расположение этих впадин, с одной стороны, подчинено близмеридиональным прогибам, а с другой стороны, они представляют собой ослабленные аналоги расширения Чульманской впадины — затухающие к северу отзвуки широтного предгорного прогиба.

Узловые впадины представляются самыми подвижными или во всяком случае принадлежат к самым подвижным структурным элементам щита. На это указывают, во-первых, значительные юрские опускания, затем приуроченность к впадинам наиболее сильных проявлений мезозойского вулканизма и, наконец, образование в их пределах инверсионных сводово-горстовых поднятий в нижнемеловой и новейший этапы тектогенеза. Кроме того, рядом с ними закономерно образуются сводово-горстовые поднятия прилежащих к ним участков щита. Этот комплекс юрских впадин, инверсионных и привпадинных поднятий мы называем комплексом подвижных морфоструктур Алданского типа. Подвижность узловых впадин, по-видимому, объясняется тем, что они связаны с пересечениями глубинных разломов, которым следуют отстающие зоны.

Для некоторых новейших сводово-горстовых поднятий, как инверсионных, так и привпадинных, установлено наследование ими нижнемеловых поднятий, что доказывается совпадением колец интрузий с кольцами разломов, омоложенных новейшими движениями. Распространение интрузий от центра к периферии морфоструктур отсекается этими кольцами так же, как отсекаются ими формы новейшего интенсивного расчлененного блокового рельефа.

Инверсионные поднятия впадин, нижнемеловые и новейшие, примерно наполовину компенсировали юрские опускания. Поэтому инверсионным поднятиям, выраженным в рельефе, соответствуют впадины фундаментов. В частности, инверсионное поднятие представляет собой центр «Южного поля осадочных пород» Алданского горнопромышленного района (в верховьях р. Якокита), названного так Ю. А. Билибиным, который объяснял его рельеф поднятием осадочного покрова лакколитами, что на самом деле имело лишь местное небольшое значение. Примыкающие к «Южному полю» с востока Эльконский свод-горст и с запада Верхне-Селигдарский свод представляют собой привпадинные поднятия. Впадины Чугинского прогиба также, очевидно, испытали инверсионное поднятие. Из всех четырех отмеченных впадин не испытала его лишь Куранахская, но рядом с ней образовался привпадинный Баянайский свод-горст.

Средняя амплитуда общих новейших поднятий Алданского щита в пределах Алдано-Чульманского горнопромышленного района (слабо деформированные участки) приблизительно равна 500—800 м, однако разница высот, обусловленная пологими дифференциальными деформациями этих

участков, местами достигает 500 м. Относительная высота новейших сводов-горстов, как инверсионных, так и привпадинных, также около 500 м. Она почти целиком обусловлена новейшими движениями, так как нижнемеловые своды-горсты, хотя и были унаследованы новейшими, но ранее были в основном сnivelированы.

Меридиональная долина верхнего течения р. Алдана следует восточному краевому разлому Чугинского прогиба. Широтная часть долины в общем следует Главному уступу. Соотношения долины с мезозойскими интрузиями позволяют предполагать, что долина заложена в результате омоложения разломов нижнемеловыми движениями; новейшие движения обусловили повторное их омоложение.

Характерно, что долина р. Алдана пересекается с Главным уступом, проходя то к северу от него, то к югу. Это обусловлено тем, что очертания уступа отражают очертания общего ореола напряжений, связанного с главными чертами рельефа щита, отступая к северу в поднятых меридиональных зонах и к югу — в отстающих. Долина же р. Алдана между Чугинским прогибом и устьем р. Тимптона явно повторяет очертания группы сводов-горстов Центрально-Алданского района, следуя рисунку разломов, омоложенных в соответствии с ореолом напряжений вокруг этой группы. Контуры этого ореола пересекаются с контурами общего ореола щита. Резко выраженная поперечно-склоновая долина-грабен р. Тимптона намечает древний омоложенный региональный разлом, по которому при новейших поднятиях Тимптоно-Гонамская поднятая зона с горным рельефом оторвалась от плоскогорья отставшей Алдано-Чульманской зоны, образовав уступ высотой до 600 м.

Долины рек Амги и Лены, параллельные широтному участку р. Алдана, как мы предполагаем, также являются поперечно-склоновыми и могут следовать погребенным поперечно-склоновым сбросам фундамента, конформным очертаниям Алданского щита и Вилуйской впадины. Следует предполагать возможное осложнение этих сбросов грабенами, которые могли отразиться в поверхностном рельефе слабыми прогибами, направившими сток указанных рек.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы неотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Воронов П. С., Егорова И. С. Анализ ориентировки спрямленных участков речных долин юго-восточного Таймыра для изучения неотектоники.— Труды НИИ-геологии Арктики, 1958, 80.
- Гзовский М. В. Волнистость простираения крупных тектонических разрывов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1953, № 2.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. 3—4. Изд-во АН СССР, 1963.
- Минкин Л. М. Закономерности размещения и возраст мезозойских интрузий Алдана.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1962.
- Муди Дж. и Хилл М. Сдвиговая тектоника.— В сб.: Вопросы современной зарубежной тектоники. ИЛ, 1962.
- Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 28.
- Субботин С. И. О причинах и механизме образования прогибов земной коры.— Междунар. геол. конгр., XXI сессия, докл. сов. геологов. Пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского типа.— В сб.: Вопросы геологии Азии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Хайн В. Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 33, вып. 4.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной структуры земной коры.— Труды Ин-та геол. наук АН УССР, серия геотект., 1963, вып. 12.

В последнее время блоковые дифференциальные неотектонические движения привлекают все большее внимание исследователей. Разбивая территорию на сравнительно небольшие участки длиной от нескольких до десятков километров, эти движения накладываются на региональные, местами усиливая, местами ослабляя их, иногда же приводят к обратному направлению в развитии рельефа по отношению к основной тенденции. Развитие рельефа внутри каждого блока одновременно с подчинением общей направленности имеет ряд специфических черт, что непосредственно влияет на распределение областей сноса и аккумуляции рыхлых отложений и приводит к созданию большого разнообразия типов и форм рельефа.

Настоящее сообщение основано на материале исследований, проведенных в горной части бассейнов рек Колымы и Индигирки, где на фоне общего восходящего движения территории выделяются участки относительно больших или меньших поднятий, а также участки относительного опускания, приводящего в ряде случаев к образованию межгорных неотектонических впадин.

Блоковые движения могут быть выявлены путем анализа мощностей рыхлых отложений и характера рельефа. Изменение мощностей рыхлых отложений отчетливее всего может быть прослежено по изменению мощности аллювия в пойменных частях долин, вскрытого искусственными горными выработками. Это объясняется тем, что закономерности накопления аллювия изучены детальнее, чем закономерности накопления других генетических типов рыхлых отложений. Сущность метода изучения изменений мощности аллювия с целью выявления блоковых движений заключается в выявлении незакономерных изменений мощности вдоль по долине. Вместо постепенного возрастания мощности аллювия от истоков к устью, что наблюдается при нормальном, ненарушенном неотектоническими движениями выработанном профиле равновесия реки, наблюдаются резкие скачки мощностей аллювия некоторых рек.

Это явление впервые было обнаружено нами на реках Берелехского бассейна, в частности на самой р. Берелех (верховья р. Колымы). Помогло то обстоятельство, что через долины бассейна р. Берелех пройдены многочисленные шурфовочные и буровые линии, позволяющие детально проследить изменения мощностей аллювия.

На рис. 1 видно, как меняются мощности аллювия по долине р. Берелех, где можно выделить до 12 участков с различной мощностью отложений. Изучение характера рельефа, литологии, продольного уклона поймы и влияния притоков позволяет утверждать, что колебания мощности аллювия в долине р. Берелех объясняется именно блоковыми дифференциальными подвижками. Подобная картина наблюдается по р. Эльгиз (бассейн р. Индигирки), в ряде других рек бассейнов Колымы и Индигирки, а также, по-видимому, широко распространена на всей исследуемой территории.

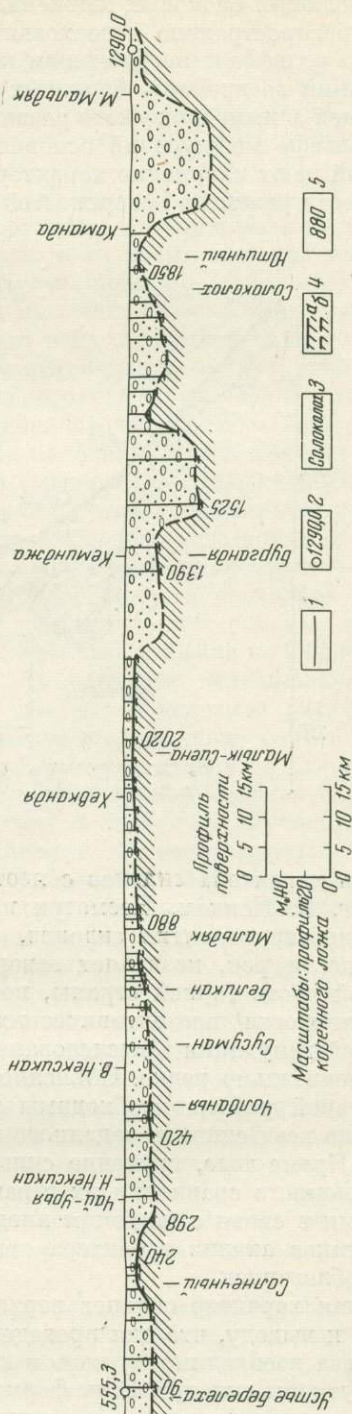
Особый интерес представляет выявление в пределах долин участков молодых впадин, выполненных аллювиальными отложениями повышенной мощности. Их возникновение приурочено к позднемеловому времени (Аркагалинская впадина Колымского бассейна). Однако есть впадины среднечетвертичного (верховья руч. Промежуточного Эльгинского бассейна) и даже позднечетвертичного возраста (Талонская и, возможно, Верхне-Берелехская).

Очевидно, что при общем восходящем развитии рельефа, обусловленном колебательными движениями, такие межгорные впадины могли быть созданы лишь при энергичных отрицательных блоковых движениях. Отрицательный режим большинства межгорных впадин в пределах горной части бассейнов рек Колымы и Индигирки неустойчив во времени. Так, территории позднемиоценовых Аркагалинской и Средне-Берелехской впадин испытывают в настоящее время энергичное поднятие и эрозионное расчленение, о чем свидетельствуют наличие смешанных террас четвертичного возраста и малые мощности аллювия в поймах рек. В аккумулятивные отложения впадин позднечетвертичного возраста речная сеть со времени среднетертичного оледенения врезалась на 180—200 м. Изменение знака движения блоков достаточно определенно фиксируется и по эрозионному расчленению коренных днщ впадин, которое свидетельствует о поднятии, предшествовавшем опусканию.

Анализ рельефа для выявления блоковых движений имеет преимущество перед анализом мощностей рыхлых отложений в том отношении, что он может проводиться на любой, даже очень слабо обнаженной территории. При этом интерес представляют как долины, так и междуречья.

В рельефе долин о блоковых движениях позволяют судить (при исключении других факторов) изменение ширины днщ долин, степень меандрирования русла, а также изменение характера террас по их протяжению. Так, превращение одной и той же террасы из высокококольной в низкококольную, а затем в аккумулятивную указывает на изменение неотектонического режима в пространстве в сторону уменьшения активности положительных движений, предшествовавших времени образования уступа террасы.

Об изменении характера блоковых движений во времени свидетельствует эволюция террас, когда их уступы энергично разрушаются в районах интенсификации поднятия или, наоборот, погребаются под от-



Р и с. 1. Продольный профиль р. Берелех, составленный по данным буровых и шурфовочных линий

1 — линия рельефа поверхности; 2 — абсолютные отметки по данным нивелирования; 3 — места впадения притоков и их названия; 4 — линия рельефа коренного ложа; 5 — установленная; 6 — предполагаемая; 7 — шурфовочные или буровые линии и их номера

ложениями поймы и склонов в районах уменьшения амплитуды поднятия или возникновения относительного опускания. Другим доказательством эволюции блоковых движений служит наложенность гидросети, что широко распространено в верховьях Колымы и Индигирки. Образование сложного рельефа с погребенным каньоном (рис. 2) является следствием чередования во времени блоковых поднятий и опусканий в сочетании с тенденцией асимметричного развития долины.

В рельефе междуречий основной материал для изучения блоковых движений дают изменения характера склонов, а также различная степень сохранности реликтов поверхностей выравнивания.

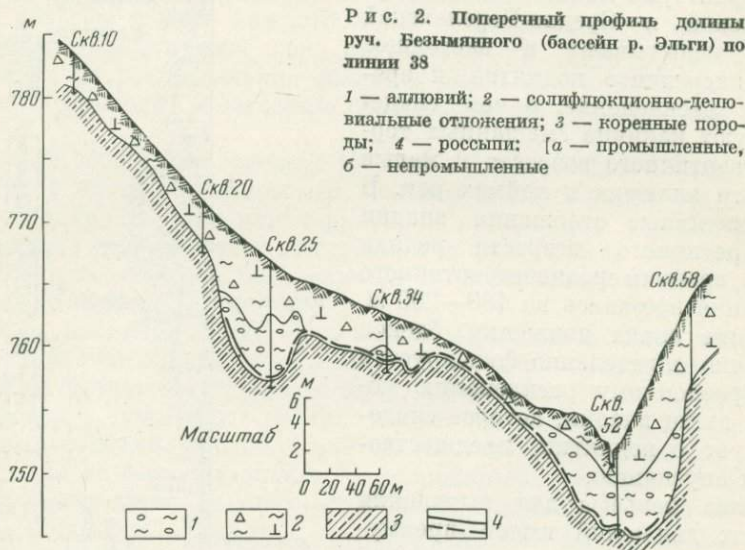


Рис. 2. Поперечный профиль долины руч. Безымянного (бассейн р. Эльги) по линии 38

1 — аллювий; 2 — солифлюкционно-делювиальные отложения; 3 — коренные породы; 4 — россыпи; а — промышленные, б — непромышленные

Связь характера склонов с неотектоникой была впервые установлена в 1924 г. В. Пенком. Несмотря на то, что изучение направленности и интенсивности развития склонов, как и изучение рельефообразующей деятельности рек, позволяет говорить о неотектоническом режиме той или иной части горной страны, полный анализ взаимосвязи и взаимообусловленности неотектонических движений с характером склонов и склоновой денудации в исследованиях на Северо-Востоке СССР проводится исключительно редко. Объясняется это, очевидно, тем, что для проведения такой работы необходимы тщательное изучение и картирование буквально всех склонов заданного района, а это чрезвычайно трудоемкая работа. Кроме того, изучение склонов сильно затрудняет невозможность одновременного сравнения их в различных частях территории. В последнее время в связи с широким внедрением метода дешифрирования аэрофотоснимков анализ характера склонов на больших территориях значительно облегчился.

Изучая характер склонов верховьев Колымы и Индигирки, авторы пришли к выводу, что для проведения более детального неотектонического анализа необходимо изучать и картировать не только форму, но и степень крутизны склонов. Если форма склонов позволяет говорить о направленности в развитии рельефа (однообразное, восходящее или нисходящее), то их крутизна показывает интенсивность проявления этой направленности. Определению различной степени крутизны склонов помогает изучение характера денудационных склоновых процессов, которые хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Сущность склоновой денудации за-

ключается в том, что обломочный материал, образующийся в результате химического и физического выветривания на вершинах и самих склонах, сносится на поверхности склона к его подножию. Форма и скорость движения, зависящие от крутизны склонов, являются основными определяющими моментами морфологических особенностей склонов.

Самыми распространенными формами склоновой денудации в верховьях Колымы и Индигирки являются: 1) массовое плоскостное гравитационное сползание; 2) солифлюкция, смывание дождевыми и тальными снеговыми водами (делювиальное движение).

Упомянутые процессы развиваются на всех склонах, независимо от крутизны, однако на склонах разной крутизны главную роль играет только одна определенная группа процессов, в то время как другие группы имеют подчиненное значение. На крутых склонах и склонах средней крутизны в основном участвуют процессы массового плоскостного сноса камне-щебневого материала. Интенсивность этих процессов зависит от крутизны склонов. Чем круче склон, тем интенсивнее он разрушается, тем быстрее протекает на нем камне-щебнепоточковый снос. На очень крутых склонах наряду с процессами камне-щебнепоточкового сноса большое участие принимают процессы осыпания. На пологих и очень пологих склонах основная роль принадлежит процессам смывания и солифлюкции, остальные же виды склоновых процессов играют резко подчиненную роль и на развитие пологих склонов не оказывают почти никакого влияния.

Используя принцип классификации склонов, предложенный А. И. Спиридоновым (1952 г.), авторы находят возможным в верховьях Колымы и Индигирки по ведущим процессам, формирующим склоны, выделить гравитационные склоны, включающие осыпные и камне-щебнепоточковые, и делювиальные (солифлюкционные). Объединение делювиальных и солифлюкционных склонов объясняется тем, что в условиях развития вечной мерзлоты процессы смывания и солифлюкции тесно связаны и проявляются совместно. К гравитационным склонам относятся склоны очень крутые, средней и малой крутизны, к делювиально-солифлюкционным — пологие и очень пологие. Таким образом, в пределах изучаемой территории выделяются следующие типы склонов: 1) очень крутые осыпные; 2) крутые камне-щебнепоточковые; 3) склоны средней крутизны камне-щебнепоточковые; 4) склоны малой крутизны камне-щебнепоточковые; 5) пологие делювиально-солифлюкционные; 6) пологие делювиально-солифлюкционные, аккумулятивные (шлейфы).

Все выделенные склоны хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках.

Естественно, что в природе, кроме выделенных простых, имеется масса более сложных склонов, представляющих собой сочетание участков простых склонов. Сложные склоны в различных частях имеют разный характер. Это может объясняться либо неоднородностью литологического строения склона, либо сложной историей развития рельефа, когда происходила смена во времени неотектонического режима. Если для простого склона характерными признаками являются однообразие крутизны и единство процессов, происходящих на всей поверхности, то сложный склон отличается изменением крутизны и характера денудации в различных частях.

При сложном склоне всегда можно определить характер соотношения выносной способности реки и интенсивности склоновой денудации, наблюдающегося в настоящее время, а также изменение характера развития склона во времени. Например, возникновение сложного вогнутого склона объясняется преобладанием в настоящее время интенсивности склоновой денудации над выносной способностью водотока; в то же время наличие верхней крутой части свидетельствует о том, что в прошлом данный склон развивался при ином режиме, когда выносная способность водотока уравновешивалась интенсивностью склоновой денудации.

Изучение площадного распространения различных участков сложных склонов позволяет решить вопрос о том, насколько далеко зашло развитие рельефа в том или ином направлении. Поэтому нам представляется целесообразным сложные склоны картировать как сочетание простых участков, причем эти участки необходимо наносить на карту с наибольшей точностью. Такой подход не только дает возможность судить об истории развития рельефа данного участка территории, но и помогает определить направленность неотектонических процессов в пространстве.

Так, если при детальном изучении склонов и нанесении их на карту видно нарастание площади распространения пологих и очень пологих делювиально-солифлюкционных склонов (шлейфов) за счет уменьшения площадей распространения крутых камне-щебнепотоковых склонов в каком-то направлении, то можно говорить об уменьшении в этом направлении амплитуды поднятия. Если вместе с тем на отдельных участках нижняя часть склонов значительно круче верхней, то это свидетельствует о росте активности восходящих движений данного блока во времени.

Естественно, прежде чем пользоваться приведенной классификацией склонов для выяснения роли неотектоники в развитии рельефа, необходимо выяснить, насколько велика в формировании склонов данной территории роль других факторов. Очевидно, что в том случае, когда различия в форме склонов, их крутизне и характере склоновых процессов не могут быть объяснены климатическими, литологическими и структурными особенностями, можно утверждать, что характер склонов является показателем неотектонических движений.

Хорошими примерами зависимости крутизны склонов от интенсивности неотектонических движений служат единые в литологическом и структурном отношении районы развития гранитных батолитовых интрузий цепи Чьорго и гор Оханджа. Центральная часть цепи Чьорго характеризуется резкими альпийскими формами рельефа и самыми высокими абсолютными отметками (2320 м). К периферийным частям цепи вместе с уменьшением абсолютных высот уменьшается и крутизна склонов. Очевидно, центр неотектонического поднятия, возможно унаследованный от более ранних этапов геологической истории, совпадает с центральной частью цепи Чьорго.

В тех случаях, когда изучается участок территории пестрого литологического строения, причем отдельные литологические разности резко различно противостоят процессам денудации, геоморфологический анализ значительно усложняется. Нет возможности перечислить все разнообразные случаи влияния литологии на формирование склонов, однако наметить определенную закономерность взаимосвязи неотектоники, литологии и формы склонов все же можно. Авторам представляется, что в случае продолжающегося энергичного поднятия пестрота литологического строения территории не будет особенно заметно сказываться на форме и крутизне склонов. Склоны будут в общем крутые как на участках, сложенных породами, малоустойчивыми по отношению к процессам денудации, так и на участках распространения пород, устойчивых к процессам денудации, хотя степень крутизны будет несколько различна. При очень слабых поднятиях или опусканиях различие в литологии опять-таки не будет фактором, резко меняющим облик склонов: очень пологие прямые или вогнутые склоны будут развиваться на участках, сложенных различными породами, и лишь степень пологости или размеры и мощности делювиально-солифлюкционных шлейфов не менее устойчивых пород будут больше, чем у более устойчивых.

Однако между крайними случаями может иметь место такой тектонический режим, когда фактор литологии будет выступать отчетливо, обуславливая различную крутизну и форму склонов. Это, по-видимому, режим

поднятия средней интенсивности. При нем в районе развития одних пород (допустим, песчаников) могут создаться условия равновесия между выносной способностью водотока и энергией склоновой денудации, когда будут развиваться прямые склоны. В других районах, сложенных более стойкими породами (например, роговиками), создадутся условия недосыщенности водотоков рыхлым материалом, поступающим со склонов, что приведет к образованию крутых выпуклых склонов. Наконец, в районах развития малоустойчивых пород (допустим, глинистых сланцев) энергия склоновой денудации будет превышать энергию выноса реки, что приведет к образованию пологих вогнутых склонов. Именно при таком тектоническом режиме отчетливо выделяются в рельефе микроформы, связанные с литологией: отпрепарированные гребни слоев песчаников среди глинистых сланцев или чередование вдоль гребня вершин и седловин, обусловленное чередованием пород различных литологических разностей, простирающихся вкрест водораздельному гребню. Остановимся на конкретных примерах, подтверждающих приведенные соображения.

Бургандинские альпийские горы (бассейн р. Берелех) имеют довольно сложное литологическое строение. Юго-восточная часть гор представлена Бургандинской гранитной интрузией, к ней примыкают слабо метаморфизованные породы осадочного комплекса, а северо-западная часть гор сложена нормальными осадочными породами юрского и триасового возраста, представленными чередованием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Однако пестрота литологического строения почти совершенно не отражается в рельефе. В геоморфологическом отношении это единый комплекс резко расчлененных гор с очень крутыми, часто обвально-осыпными склонами, узкими гребневидными водоразделами и пикообразными вершинами. Характер склонов, как и речных долин, свидетельствует о том, что весь этот горный комплекс испытывает в настоящее время энергичное поднятие. Заметим, что северо-восточная граница гор, идущая параллельно течению руч. Бурганди, приурочена к глубинному разлому, очевидно, активному в настоящее время.

Другую картину можно наблюдать в той части Неро-Колымского среднегорья, которая расположена в вершинах речек Эликап, Левый Мукалкан (система р. Индигирки) и Команды (система р. Колымы). Этот район представляет собой чередование более высоких горных гряд альпийского облика с менее высокими грядами более выположенных гор. Направление отдельных гряд совпадает с направлением простираения осадочных свит. Рельеф всего этого горного участка развивается на осадочных породах верхоянского комплекса, но альпийские гряды приурочены к выходам на дневную поверхность преимущественно массивных мелкозернистых и среднезернистых песчаников, а пологосклонные гряды — преимущественно к выходам только рассланцованных глинистых сланцев. В данном примере имеется ярко выраженная зависимость крутизны склонов от литологических особенностей пород.

Изучение блоковых неотектонических движений в верховьях Колымы и Индигирки с применением указанной методики показало следующее.

1. В направлении от блоков активного поднятия к блокам устойчивого опускания растут мощности аллювиальных отложений, достигая во впадинах более сотни метров. Увеличиваются площади, занятые солифлюкционно-делювиальными плейфами и возрастают мощности отложений, слагающих их. Меняется характер склонов и процессов, происходящих на них, от очень крутых обвально-осыпных до пологих склонов солифлюкционно-делювиального сноса. Меняются относительные высоты террас, а также их характер от смешанных с высоким цоколем до аккумулятивных и погребенных. Колеблются относительные и абсолютные высоты поверхностей выравнивания, и меняется степень их сохранности, возрастая в районах менее интенсивных движений.

2. Блоковые движения изменяются не только в плане, но и во времени. Это удается проследить во впадинах, коренное ложе которых несет следы эрозионного расчленения, происшедшего при ином неотектоническом режиме, по направлению эволюции террас, которые, будучи созданы при режиме умеренных восходящих движений, в дальнейшем местами погребаются под отложениями аллювия повышенной мощности или под отложениями склонов (изменение движения на отрицательное), местами же интенсивно уничтожаются денудацией (возрастание активности поднятия); по сложному рельефу наложений гидросети с развитием погребенных каньонов и изменению характера склонов по вертикали.

3. Интенсивность блоковых неотектонических движений связана в общих чертах с планом тектонического строения территории, являясь таким образом унаследованной от мезозойского времени. Однако прямой связи блоковых структур со складчатыми структурами мезозоя не наблюдается, и в пределах одной антиклинали или синклинали часто располагаются несколько блоков различного неотектонического режима.

Изучение блоковых неотектонических движений в золотороссышных районах, к которым относятся верховья Колымы и Индигирки, имеет большое практическое значение. Блоковые движения определяют условия сноса и накопления в каждом конкретном районе, создавая сложную мозаичную картину распределения участков денудации и аккумуляции рыхлых отложений на фоне общей преобладающей денудации, обусловленной восходящими региональными колебательными движениями верховьев рек Колымы и Индигирки. Естественно, что при образовании россыпей решающее значение имеют условия различного режима накопления рыхлого материала именно в этих небольших и конкретных районах.

П. Н. НИКОЛАЕВ **ВЛИЯНИЕ ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
НА СЕЙСМИЧЕСКУЮ АКТИВНОСТЬ
(НА ПРИМЕРЕ ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ)**

Повышенная сейсмическая активность какого-либо района с достаточной долей вероятности определяется по сочетанию различных факторов (Белюсов, 1954; Белоусов, Гзовский, 1954; Губин, 1960; Гзовский, 1957, 1960_{1, 2}, 1963_{1, 2}, 1964, и др.; Гзовский и др., 1958, 1960; Крестников, 1954, 1957_{1, 2}, 1962; Петрушевский, 1955₂, 1960_{1, 2}, и др.). Как известно, относительная роль этих факторов в разных местах различна. Рядом авторов (Белюсов, Гзовский, 1954; Крестников, 1962; Петрушевский, 1960₁, и др.) уже давно отмечалось влияние истории развития района на современный уровень его сейсмической активности.

Было предложено выделять различные геологические критерии сейсмичности для тектонически разнородных областей, переживших различную историю развития (Петрушевский, 1960₁). Однако выделенные закономерности носили чисто эмпирический характер и не получали количественного выражения.

На примере Ферганской впадины, геологически и геофизически достаточно хорошо изученной (Борисов и др., 1960; Бутовская и Колпаков, 1961; Бутовская и др., 1961, 1964; Вольвовский и др., 1962; Косыгин, 1958; Коньков, 1960; Крестников 1962; Нерсесов и др., 1960; Николаев, 1964; Орловский, 1964; Рыжов, 1959; Симаков и др., 1947; Суворов, 1954, и др.), нами делается попытка количественно охарактеризовать историю тектонического развития, установить характер влияния ее на сейсмичность района и подойти к вопросу о механизме возникновения землетрясений.

Как известно, средние градиенты скорости вертикальных тектониче-

ских движений характеризуют изменение тектонических движений по площади за определенный промежуток времени. Поскольку средние градиенты скорости связаны со скоростью деформирования земной коры и с касательными напряжениями, обуславливающими эту деформацию (Гзовский, 1957, 1963^{1,2}, 1964; Гзовский и др., 1958, 1960), карты градиентов характеризуют площадную картину деформации за определенный период, и, следовательно, можно проследить по ним историю деформации какого-либо участка земной коры за рассматриваемый промежуток времени.

Для выяснения истории тектонического деформирования Ферганской впадины в течение мезозоя и кайнозоя нами были построены карты средних градиентов скорости вертикальных тектонических движений. Карты строились на основании схем изопахит, составленных для этого района (П. Н. Николаев, 1964, и др.), а также вновь составленной карты новейшей тектоники Ферганской впадины (рис 1. и 2).

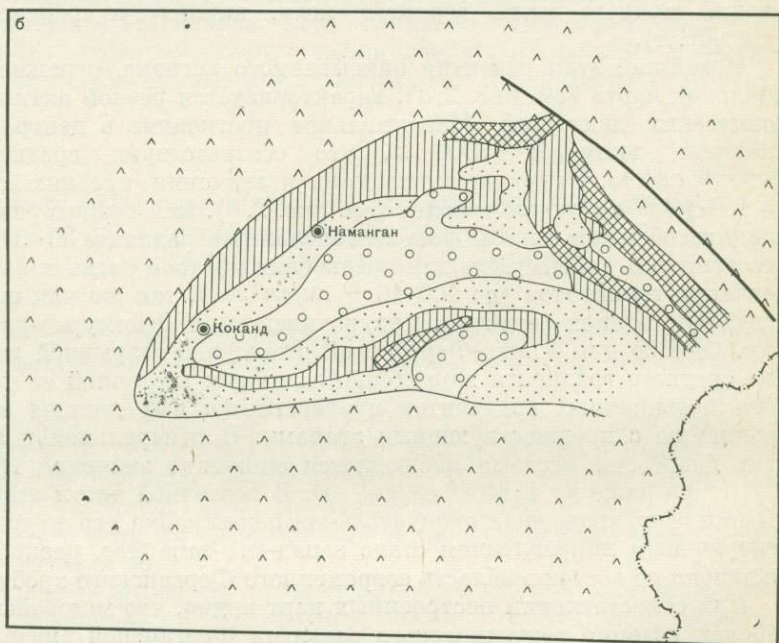
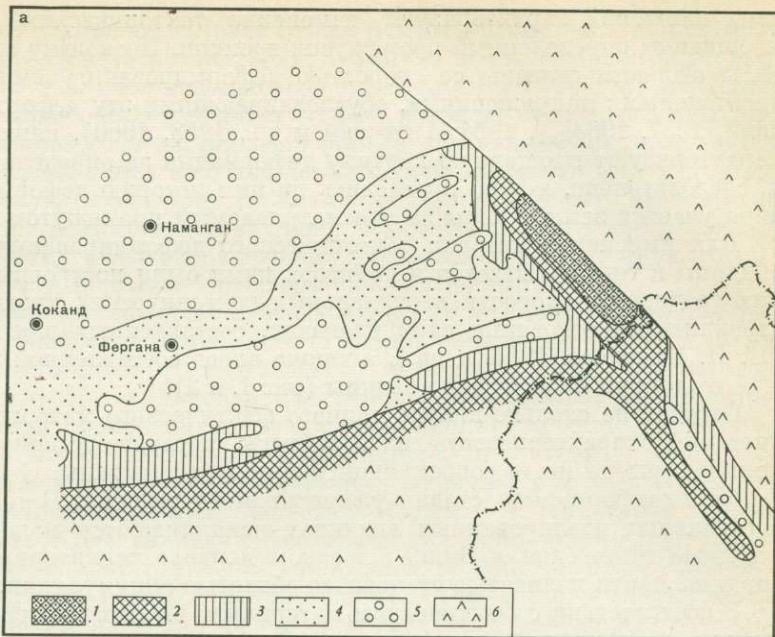
Отсутствие сколько-нибудь полного фактического материала не позволяет нам охарактеризовать палеозойскую историю деформаций участка земной коры на месте современной Ферганской впадины. С мезозоя начинается платформенная стадия развития этого региона. В течение триаса в отдельных изолированных впадинах накапливаются маломощные терригенные отложения и лишь в юрском периоде территория Ферганской впадины почти полностью становится областью аккумуляции.

В соответствии с фактическим материалом были построены карты градиентов скорости вертикальных тектонических движений для юрского периода, нижнего мела, верхнего мела, нижнего и среднего палеогена (см. рис. 1).

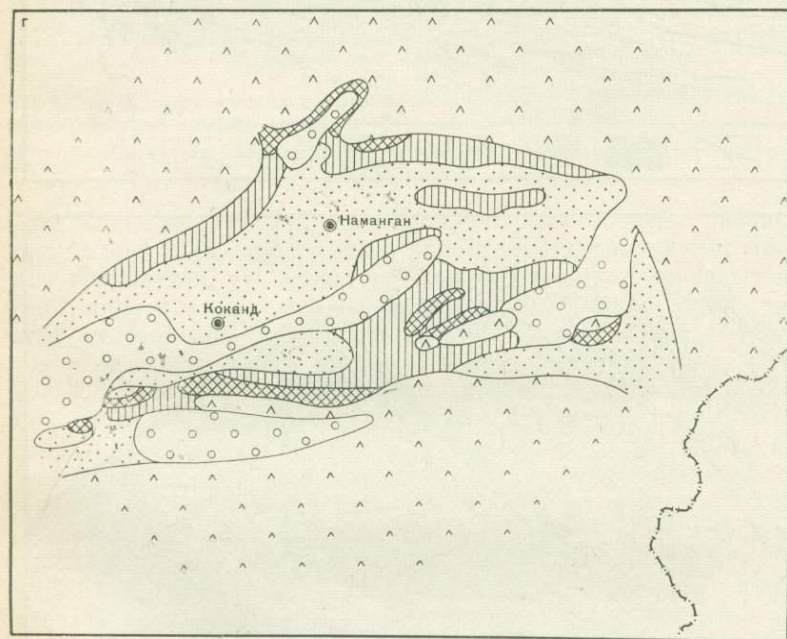
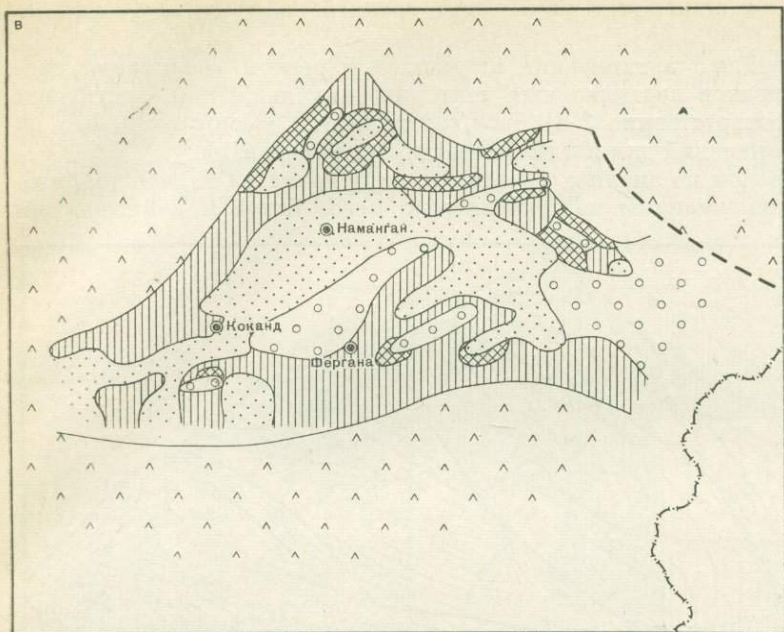
Новейший этап развития описываемого региона, отраженный на специальной карте (см. рис. 2, а), характеризуется резкой активизацией тектонических движений. Максимальное прогибание в центральной части впадины достигает 7500 м, что соответствует средней скорости $2 \cdot 10^{-10}$ см/год. Резко увеличиваются и значения средних градиентов — до $100 \cdot 10^{-10}$ см/см·год и более (см. рис. 2, б). Вся территория Ферганской впадины обладает как бы фоновым значением градиента $30 \cdot 10^{-10}$ см/см·год, что является максимумом для предыдущих этапов развития. Повышенные значения градиентов (до $100 \cdot 10^{-10}$ см/см·год), так же как и для предшествующих этапов развития, приурочиваются к флексурно-разрывным зонам. Однако для Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны увеличение среднего градиента характерно лишь для восточной ее части, причем зона повышенных градиентов протягивается еще дальше на восток по сравнению с предшествующими этапами. В центральной и западной частях депрессии местами наблюдается снижение значений градиентов до $10 \cdot 10^{-10}$ и даже до $1 \cdot 10^{-10}$ см/см·год. В восточной части депрессии в новейший этап произошла окончательная перестройка структурного плана и генеральным направлением стало запад-юго-западное, распространившееся далеко на восток в область современного Ферганского хребта.

При сопоставлении построенных карт видно, что мезозойская и кайнозойская история тектонического развития Ферганской впадины по количественным характеристикам тектонических движений подразделяется на три периода (рис. 3). Наиболее древний из них — юрский, характеризующийся несколько повышенными значениями максимальных скоростей тектонических движений ($1 \cdot 10^{-2}$ см/год) и средних градиентов ($50 \cdot 10^{-10}$ см/см·год) за счет образования глубоких и узких приразломных прогибов на юге Ферганской впадины и в области современного Ферганского хребта. Этот период характеризовался стабилизацией тектонического режима и переходом к платформенной стадии развития.

Следующий этап характеризуется пониженными значениями скоростей тектонических движений и средних градиентов, не превышающих соответственно $0,18 \cdot 10^{-2}$ см/год и $30 \cdot 10^{-10}$ см/см·год. Лишь для верхне-



Р и с. 1. Схемы градиентов скорости вертикальных тектонических движений для юркоо области, в которых значения градиентов (в см/см·год) соответствовали: 1— $30 \cdot 10^{-10}$ — $100 \cdot 10^{-10}$; 6 — области

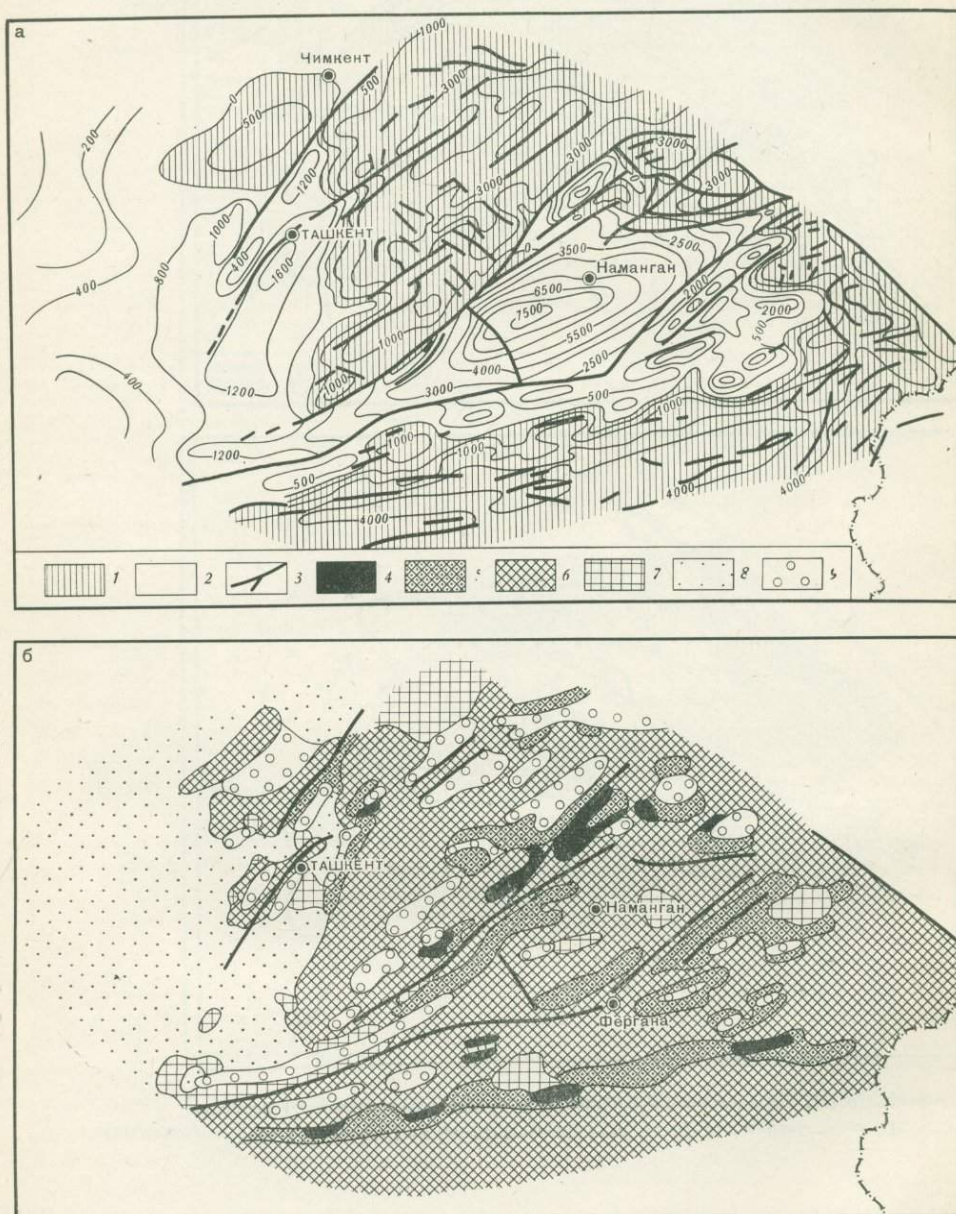


го (а), нижнемелового (б), верхнемелового (в), ниже- и среднепалеогенового (г) периодов
 $2-10 \cdot 10^{-10}-30 \cdot 10^{-10}$; $3-3 \cdot 10^{-10}-10 \cdot 10^{-10}$; $4-1 \cdot 10^{-10}-3 \cdot 10^{-10}$; $5-1 \cdot 10^{-10}$ и менее;
 размыта

мелового периода отмечается увеличение средней скорости движений до $0,2 \cdot 10^{-2}$ см/год.

Период новейшей активизации выразился в резком увеличении скоростей и градиентов вертикальных тектонических движений, достигших в это время соответственно $2 \cdot 10^{-2}$ см/год и $100 \cdot 10^{-10}$ см/см·год, что на порядок выше значений для платформенного этапа развития.

Другим выводом из анализа указанных карт является то, что территория Ферганской впадины на протяжении мезозойской и кайнозойской

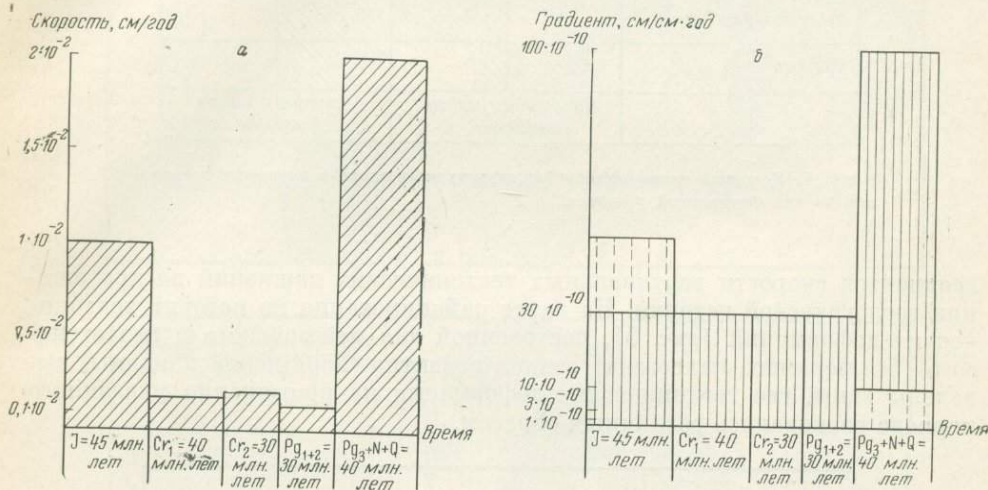


Р и с. 2. Карта новейшей тектоники Ферганской впадины и ее горного обрамления (а) и схема градиентов скорости вертикальных тектонических движений (б) для новейшего периода

1 — области поднятия; 2 — области опускания; 3 — линии разломов

Области, в которых значения градиентов (в см/см·год) соответствовали: 4— $100 \cdot 10^{-10}$ и более; 5— $30 \cdot 10^{-10}$ — $100 \cdot 10^{-10}$; 6— $10 \cdot 10^{-10}$ — $30 \cdot 10^{-10}$; 7— $3 \cdot 10^{-10}$ — $10 \cdot 10^{-10}$; 8— $1 \cdot 10^{-10}$ — $3 \cdot 10^{-10}$; 9— $1 \cdot 10^{-10}$ и менее

истории развития подвергалась сложным и неравномерным в пространстве и во времени тектоническим деформациям. Центральная и западная части депрессии на протяжении геологической истории подвергались деформациям наименьшей интенсивности, что выражалось в пониженных значениях средних градиентов скорости тектонических движений (прямо пропорциональных скорости деформации). Наибольшие деформации происходили в областях флексурно-разрывных зон и на востоке впадины.



Р и с. 3. Графики изменения максимальных средних скоростей тектонических движений (а) и изменения значений среднего градиента во времени (б) для Ферганской впадины. Пунктиром показаны значения grad V, занимающие меньше 10—20% по площади

Для Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны наблюдалось смещение на восток от этапа к этапу областей с повышенными значениями средних градиентов, что может рассматриваться как доказательство развития этой зоны с запада на восток. Западная часть впадины на протяжении всей мезозойской и кайнозойской истории развивалась унаследованно и главным структурным направлением для нее являлось запад-юго-западное. Восточная же часть впадины примерно до линии, проходящей через г. Андижан параллельно Таласо-Ферганскому разрыву, переживала многократную перестройку структурного плана. На протяжении юрского этапа развития главным структурным направлением являлось запад-юго-западное. В нижнем мелу оно сменилось на северо-западное. В течение верхнемелового этапа развития в этой области примерно в равной мере проявлялись как северо-западное, так и запад-юго-западное направления. Начиная с палеогена в восточной части Ферганской впадины начинает превалировать запад-юго-западное структурное направление. В новейший этап тектонического развития это направление становится главным и далеко распространяется на восток.

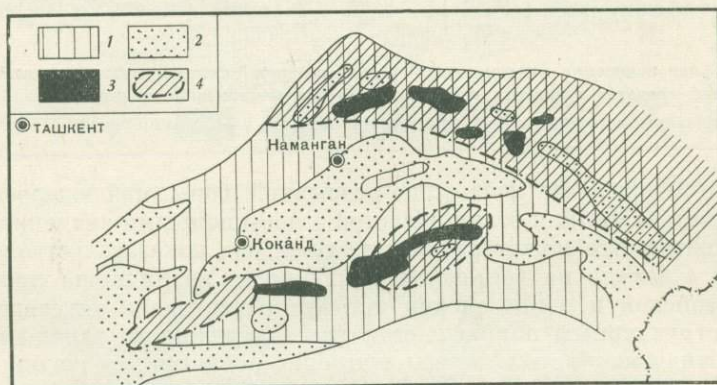
Указанные изменения простирания главных структурных направлений, выявленные по простиранию полос повышенных значений средних градиентов скорости вертикальных тектонических движений, показаны условной схемой перестройки структурного плана в восточной и западной частях Ферганской впадины. На рис. 4 условно показана степень развития преобладающих структурных направлений (штриховка) и изменение ее во времени, т. е. перестройка структурного плана.

Полученный материал позволил также провести тектоническое районирование по новому принципу, в основу которого было положено изучение пространственного распределения зон различных значений средних

Этапы развития	Преимущественные структурные направления			
	З-Ю-З	С-З	З-Ю-З	С-З
Новейший	///		///	
Палеогеновый	///		///	
Верхнемеловой	///	///	///	
Нижнемеловой		///		
Юрский	///		///	
	Восточная часть впадины		Западная часть впадины	

Р и с. 4. Условная схема перестройки структурного плана в восточной и западной частях Ферганской впадины

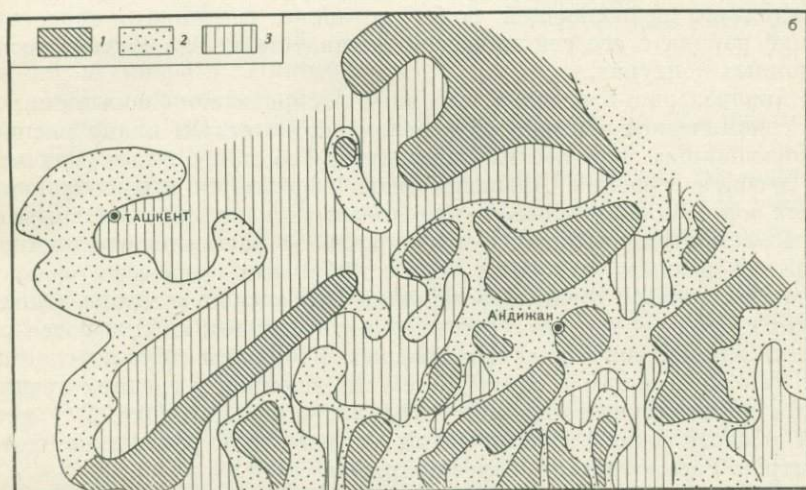
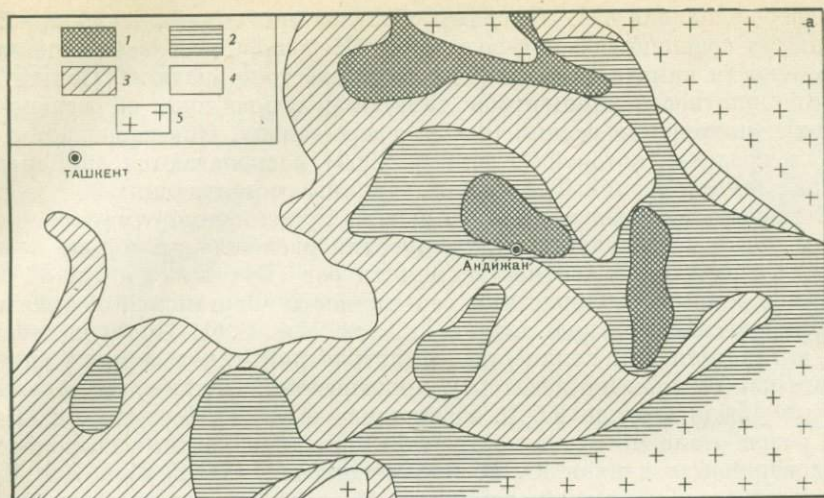
градиентов скорости вертикальных тектонических движений на протяжении геологической истории. На карте районирования по истории тектонических деформаций (рис. 5), построенной для мезозойского и палеогенового (без верхнего палеогена) этапов развития Ферганской впадины, выделены зоны, где тектонические деформации на протяжении указанного периода развивались различным образом.



Р и с. 5. Схема тектонического районирования Ферганской впадины по истории деформации до начала периода новейшей активизации

1 — области, где на протяжении всего мезозоя и палеогена (без олигоцена) значения $\text{grad } V$ были больше $3 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$; 2 — области, где на протяжении указанного времени значения $\text{grad } V$ не превышали $3 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$; 3 — области, где на протяжении рассматриваемого времени удерживались повышенные значения $\text{grad } V$; 4 — области, где изменяющиеся значения $\text{grad } V$ достигали за рассматриваемый период максимума, т. е. $30 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$

Так, на рис. 5 показаны области, где за этот период времени средние градиенты скорости вертикальных тектонических движений не превышали $3 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$, и области, где в течение всего мезозоя и палеогена (исключая верхний палеоген) они были больше $3 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$. В обеих выделенных зонах значения градиентов изменялись во времени. Кроме того, на рис. 5 показаны участки, где на протяжении всей рассматриваемой истории стабильно удерживались повышенные значения градиентов, а также области, где на протяжении истории значения градиентов достигали максимума, т. е. $30 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$.



Р и с. 6. Схемы плотностей эпицентров (а) V группы, происшедших за период 1911—1957 гг., и сейсмической активности (б) территории Ферганской впадины (по Е. Н. Бутовской и др. с упрощениями)

Число землетрясений V группы на площади 625 км²: 1—11—15; 2—5—10; 3—1—4; 4 < 1; 5 — неисследованные области.

Значения сейсмической активности: 6—0,6 и более; 7—0,2—0,6; 8—0,2 и менее

Таким образом, карта тектонического районирования по истории деформации показывает характер деформированности, раздробленности земной коры к определенному времени, в нашем случае к началу новейшей активизации тектонических движений. Деформации новейшего порядка как бы накладываются на участки земной коры, испытавшие несколько различную тектоническую историю и имеющие разный характер деформированности. При этом при одинаковой величине новейшей деформации наблюдаются различные значения сейсмической активности.

Вообще территория Ферганской впадины обладает высокой сейсмичностью. С 1883 г. здесь произошло 19 разрушительных землетрясений, которые описывались разными авторами в многочисленных работах (Бутовская и Колпаков 1961; Бутовская и др., 1961; 1964; Горшков, 1949; Коньков, 1960; Нерсесов и др., 1960, и др.). Были установлены определенные закономерности в территориальном распределении эпицентров (рис. 6).

Северо-западная часть впадины обладает чрезвычайно слабой сейсмичностью по сравнению с юго-восточной. Небольшая область пониженной сейсмичности намечается также на северо-востоке впадины. Полоса повышенной плотности эпицентров тянется с юго-востока на северо-запад впадины, постепенно расширяясь к северо-западу. Она совпадает с областью, в пределах которой (Коньков, 1960) располагаются эпицентры 17 сильных землетрясений Ферганской впадины составляющих 90% всех разрушительных землетрясений этого района. Существенно отметить, что эпицентры почти всех сильных землетрясений расположены в зоне контакта областей с различной плотностью эпицентров (Бутовская и др., 1964).

Для полной характеристики сейсмичности Ферганской впадины рассмотрим ее сейсмическую активность (см. рис. 6, б). Понятие сейсмической активности как количества землетрясений определенного энергетического класса (обычно десятого), происшедших за один год на площади 1000 км², было введено Ю. В. Ризниченко и И. Л. Нересовым. Ими же была разработана методика построения карт активности, в последнее время усовершенствованная Ю. В. Ризниченко и И. Н. Горбуновой. Приведенная карта сейсмической активности Ферганской впадины (см. рис. 6, б) построена Е. М. Бутовской (Бутовская и др., 1964) по несколько отличной методике, позволяющей более детально сравнивать геологическое строение района с его сейсмической активностью. Она дана в несколько обобщенных контурах.

Из анализа рис. 6, б видно, что план распределения повышенных значений сейсмической активности в целом соответствует плану распределения повышенных плотностей эпицентров, но приобретает значительно более дробное строение. Довольно четко выделяется приуроченность отдельных зон с максимальными значениями активности к основным структурным элементам впадины. Территориальное распределение эпицентров связывалось разными авторами либо с крупными разрывами, флексуно-разрывными зонами, либо со складками Ферганской впадины. Однако на участках с одним и тем же геологическим строением наблюдаются разная плотность эпицентров и участки с разным значением сейсмической активности. Так же и зонам с одним и тем же значением средних градиентов скорости вертикальных тектонических движений (см. рис. 2, б) соответствуют области разной сейсмической активности и различной плотности эпицентров. Рассмотрим это более подробно.

Сравнение рис. 1, 2, 5, 6 наглядно показывает влияние фактора истории тектонического развития на особенности планового распределения сейсмической активности. Области с одними и теми же повышенными значениями градиентов скорости вертикальных тектонических движений для новейшего периода, накладывающиеся на участки с различной историей деформирования, обладают различной сейсмической активностью. При одних и тех же значениях среднего градиента скорости новейших вертикальных тектонических движений наиболее активными в сейсмическом отношении оказываются участки, пережившие наиболее сложную историю деформирования.

Так, наиболее сейсмически активной является восточная часть впадины, где на протяжении геологической истории неоднократно и резко менялись значения средних градиентов скорости вертикальных тектонических движений. Повышенной сейсмической активностью обладают также области, в которых на протяжении мезозойской, нижне- и среднепалеогеновой истории деформаций значения градиентов достигали максимума ($30 \cdot 10^{-10}$ см/см·год). Сейсмическая активность областей, испытавших одинаковую историю тектонических деформаций, зависит главным образом от величины новейшей деформации и прямо связана со значениями средних градиентов скорости новейших вертикальных тектонических движений.

Рис. 7. Графики изменения значений $\text{grad } V$ во времени на участках Ферганской впадины, обладающих разной сейсмической активностью

Число землетрясений V группы на 625 км^2 :
 1—11—13; 2—4—10; 3—1—4; 4—<1

Для более подробного анализа влияния истории тектонического развития на сейсмичность и связи этого влияния со значениями средних градиентов для различных участков Ферганской впадины, обладающих разной сейсмичностью, нами была построена серия графиков (рис. 7), показывающих изменения значений средних градиентов скорости тектонических движений во времени.

Три нижних графика соответствуют участкам различной сейсмической активности. Плотность очагов землетрясений меняется в них от <1 до 5—10 на площади 625 км^2 . Однако для новейшего этапа все три указанных участка характеризуются одним и тем же значением среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений, равным $30 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$. Отличаются они различной историей тектонического развития, что, по-видимому, и обусловило наблюдаемую сейчас различную сейсмическую активность.

Для участков впадины, где на площади 625 км^2 число землетрясений <1, значения градиентов на протяжении юры — среднего палеогена плавно и медленно возрастали, не превышая, однако, $3 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$.

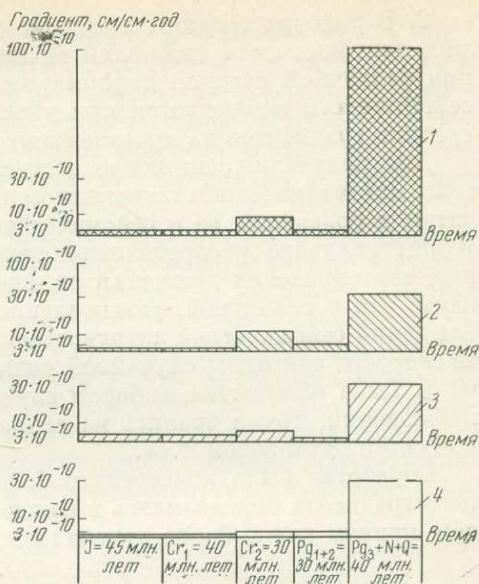
Для участков, где число землетрясений равно 1—4, видны колебания значений градиента на протяжении геологической истории. Значения градиентов плавно нарастали и к верхнемеловому периоду достигли $5 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$, в палеогеновом периоде они резко уменьшились до $1 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$. В новейшее время значения градиентов вновь увеличились до $30 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$. Размах колебаний значений средних градиентов вертикальных тектонических движений на протяжении юры — палеогена достигал $4 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$.

При переходе к участкам, где плотность эпицентров землетрясений достигает 5—10 на 625 км^2 , наблюдается похожая картина изменений значений градиентов во времени, но величина (размах) этих колебаний достигает $7 \cdot 10^{-10} - 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$.

В областях с максимальной плотностью эпицентров история тектонических деформаций за тот же отрезок времени аналогична предшествующей. Величина колебаний значений среднего градиента также равна $7 \cdot 10^{-10} - 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$. Однако в новейшее время значение среднего градиента вертикальных тектонических движений достигает $100 \cdot 10^{-10} \text{ см/см} \cdot \text{год}$.

Таким образом, рассмотрение рис. 7 позволяет сделать два главных вывода.

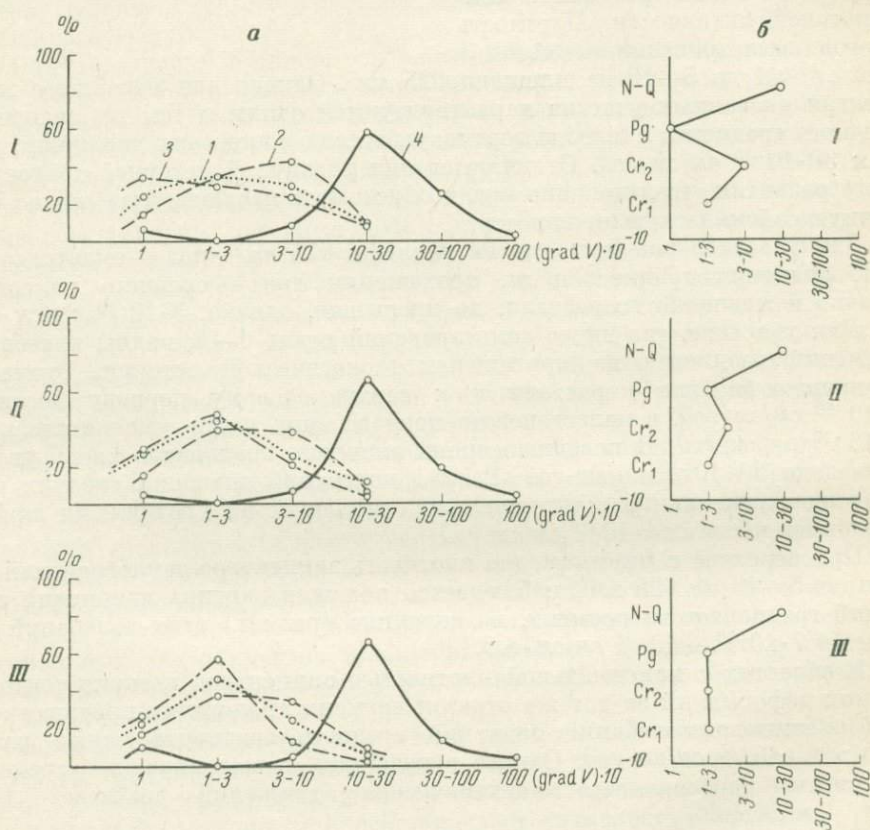
1. При сходной истории тектонического развития сейсмичность связана с величиной среднего градиента скорости новейших вертикальных тектонических движений. Чем выше значения градиента, тем выше сейсмичность, что неоднократно отмечалось в литературе (Гзовский, 1963, 1964 и др.).



2. В районах с одним и тем же значением среднего градиента новейших тектонических движений может наблюдаться разная сейсмичность при различной истории деформации этого района. Причем увеличение сейсмичности наблюдается при увеличении размаха колебаний значений средних градиентов на протяжении геологической истории.

Для получения еще более достоверных выводов мы использовали методы математической статистики при анализе истории тектонического развития и сравнении ее с сейсмической активностью. Анализ подверглось территориальное распределение среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений во времени относительно выделенных на карте зон с различной, установленной по данным инструментальных наблюдений сейсмической активностью (рис. 8). Числовое значение градиента скорости считалось случайной величиной, причем случайность этой величины была обеспечена выбором случайно расположенных на карте точек наблюдения. Точки брались на схемах масштаба 1 : 2 500 000 по квадратной сетке со стороной 2 мм.

Обработке было подвергнуто более 7200 наблюдений. Значения среднего градиента определялись в каждой точке для всех исследуемых периодов, причем каждый раз отмечалась приуроченность данного наблюдения



Р и с. 8. Графики распределения значений средних градиентов вертикальных тектонических движений для зон с различной сейсмической активностью (а) и кривые изменения среднестатистических значений градиента во времени (б)

I — зоны со значением сейсмической активности 0,6 и более; II — зоны со значением сейсмической активности 0,2—0,6; III — зоны со значением сейсмической активности 0,2 и менее; кривые распределения значений градиентов: 1 — для нижнего мела, 2 — для верхнего мела; 3 — для нижнего и среднего палеогена, 4 — для периода новейшей активизации

к зоне с определенным значением сейсмической активности. Таким образом, все наблюдения были разделены на три группы, соответствующие трем выделенным на карте значениям активности (0,6 и более, 0,2—0,6 и 0,2 и менее). Для каждой выделенной группы были построены кривые распределения значений средних градиентов скорости вертикальных тектонических движений (см. рис. 8, а). Анализ этих кривых подтверждает сделанные ранее выводы.

Графики (см. рис. 8, а) четко подразделяются на две части, соответствующие 1) платформенной стадии развития области (левая часть) и 2) периоду новейшей активизации тектонических движений (правая часть).

По некоторому смещению экстремума кривой верхнемелового периода в область повышенных значений градиента можно определить некоторое усиление тектонической активности в этом периоде. Последующее снижение тектонической активности в палеогеновое время выражается в некотором смещении экстремума соответствующей кривой в область пониженных значений среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений.

Напомним, что те же закономерности выявляются и чисто геологическими методами и при помощи рассмотренного графика изменения наибольших значений средних скоростей тектонических движений.

Однако рассмотренные смещения экстремумов кривых распределения находятся в пределах одного порядка, редко превышая половину его. Период новейшей же активизации тектонических движений характеризуется смещением экстремума кривой распределения на полтора десятичных порядка, а местами это смещение достигает двух десятичных порядков. Другими словами, средний уровень деформированности, выраженный наиболее характерным для данного периода средним значением градиента скорости вертикальных тектонических движений, повысился в новейшее время в среднем на полтора-два десятичных порядка. Эта величина может характеризовать как бы степень активности тектонических движений.

Построенные на основании анализа кривых распределения графики изменения средних наиболее характерных значений среднего градиента скорости, приведенные в условном масштабе на рис. 8, б, статистически подтверждают сделанные ранее выводы, что при одинаковых значениях среднего градиента новейших тектонических движений может наблюдаться различная сейсмическая активность в зависимости от истории предшествующих деформаций района. Причем наиболее существенным здесь является размах крайних значений среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений, изменяющегося во времени. Этот размах может быть определен коэффициентом K_y :

$$K_y = \frac{|\text{grad } V|_{\max}}{|\text{grad } V|_{\min}}.$$

Таким образом, для районов, аналогичных Ферганской впадине, по-видимому, появляется возможность строить ориентировочные прогнозные карты сейсмической активности на основании анализа геологических данных.

Свойство земной коры по-разному реагировать на современную деформацию в зависимости от предшествующей истории тектонического развития, по-видимому, можно назвать изношенностью земной коры, что указывает на своеобразную нестойкость ее, как бы усталость. Проявление изношенности земной коры можно видеть на рис. 8, б.

Каков же механизм указанного явления, в чем его сущность? Известно, что геологические процессы не постоянны во времени. Всем авторами, изучавшими характер тектонических движений как древних, так новей-

ших и современных, отмечается изменение их во времени, периодичность, цикличность. Причем длительность выделяемых циклов чрезвычайно разнообразна: от миллионов лет до суток и меньше. Все тектонические движения связаны с определенными напряжениями, возникающими в земной коре или в верхней мантии. Сложность наблюдаемых движений с неизбежностью приводит к представлению о сложности напряженного состояния земной коры и верхней мантии и о непостоянстве его во времени.

Происходит непрерывное изменение напряженного состояния с постоянными и иногда, по-видимому, значительными колебаниями величины максимальных касательных напряжений. Это непостоянство и колебания должны наблюдаться повсеместно. Очевидно, что физические условия возникновения разрывных деформаций в обстановке непрерывно меняющегося напряженного состояния будут отличны от условий возникновения разрывов в статической обстановке или же в обстановке постепенного плавного нарастания касательных напряжений.

Из механики известно, что при повторно-переменных нагрузках в условиях непостоянного напряженного состояния разрушение материала происходит при напряжениях, значения которых не только ниже величины сопротивления статическому разрушению, но часто даже ниже предела текучести. При этом у самых пластичных материалов происходит деформация хрупкого типа, т. е. без внешних признаков пластической деформации. Это явление было названо усталостью материалов. Способность же материалов сопротивляться разрушению этого типа называется выносливостью. Наиболее ярко явление усталости проявляется при изменении знака повторяющейся нагрузки, однако это условие необязательно для проявления усталостного разрушения.

Явление усталости описывается кривой усталости, иногда называемой еще кривой Велера. Эта кривая показывает, что чем меньше величина прилагаемого к материалу напряжения, тем большее число циклов изменения нагрузки выдерживает материал до разрушения. Интересно, что характер кривой не изменяется и в условиях ползучести. Можно, по-видимому, выделить настолько малое переменное напряжение, что разрыв не наступит при любом числе циклов. Эту величину называют пределом выносливости (пределом усталости).

Таким образом, опасность усталостного разрушения заключается прежде всего в пониженной величине пределов выносливости по сравнению со статической прочностью при однократном (пусть длительном) нагружении и в хрупком, а следовательно, во внезапном характере усталостного разрушения, проходящем без поглощения значительной работы деформации.

Для проявления же механизма усталостного разрушения необходимо только наличие переменного напряжения и некоторых неоднородностей в материале. Отсюда механизм возникновения землетрясений, по-видимому, может быть представлен следующим образом. Земная кора (возможно, и верхняя мантия) испытывает сложные неравномерные во времени и в пространстве движения, обусловливаемые неравномерным же периодически изменяющимся напряженным состоянием. На эти собственно тектонические движения накладываются пульсации разных порядков, обусловленные внешними, космическими, эндогенными или же экзогенными факторами и также вызывающие пульсационные, меняющиеся напряжения в земной коре. В этих условиях возникновение разрыва и связанного с ним землетрясения возможно при напряжениях, величина которых значительно ниже пределов прочности и зависит главным образом от характера и количества циклов изменяющегося напряженного состояния и от структуры района, определяющей неоднородности в строении отдельных участков земной коры и, по-видимому, верхней мантии. Причем разрушение может возникать без предшествующей существенной пластической деформации

(что часто и наблюдается в конкретной геологической обстановке), которая необходима при условии статического нагружения. Основное физическое условие возникновения землетрясений можно выразить так:

$$\tau \geq P_v, \text{ причем } P_v \ll P_d,$$

где τ — действующие в очаге касательные напряжения;

P_v — предел выносливости, меняющийся от ряда условий;

P_d — длительная прочность на скалывание.

Можно допустить существование районов, где величина колеблющихся касательных напряжений меньше условного предела выносливости. Необходимые для усталостного разрушения неоднородности в структуре какого-либо участка земной коры формируются постепенно в ходе геологической истории развития района. Причем усталостный механизм, очевидно, наиболее часто будет проявляться в наиболее деформированных, раздробленных, наиболее богатых неоднородностями участках земной коры. Следовательно, для выявления таких участков необходима характеристика истории развития района. Такой характеристикой служит описанная изношенность земной коры.

Таким образом, при сейсмическом районировании необходимо учитывать как абсолютные значения касательных напряжений, выявляемые при помощи средних градиентов скорости вертикальных тектонических движений, так и характеристики изношенности земной коры, выявляемые при анализе истории ее деформирования.

В заключение необходимо особо подчеркнуть, что сейсмичность определяется сложной совокупностью различных причин и факторов, относительная роль которых в разных местах и для различных районов может быть различной (Петрушевский, 1955_{1,2}, 1960_{1,2}). Мы попытались охарактеризовать действие лишь одного из факторов (история тектонического развития района). Кроме того, сеймотектонические закономерности, как и подавляющее большинство других геологических закономерностей, носят статистический характер. Описанное явление изношенности земной коры также может быть четко выявлено и определено в каждом районе лишь статистическими методами.

Нам кажется, что указанные соображения имеют значение для разработки методики сейсмического районирования и теории механизма возникновения землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования.— Труды Геофиз. ин-та, 1952, № 17 (144).
- Белоусов В. В. К вопросу о методах сейсмического районирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954, № 3.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Тектонические условия возникновения землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1954, № 25.
- Борисов А. А., Васильев В. Г., Жуковский Л. Г., Каеш Л. Г., Семенович В. В. Очерки геологического строения и нефтегазосность Средней Азии.— Гостоптехиздат, 1960.
- Бутовская Е. М., Колпаков А. Г. Сейсмичность Ферганской долины и Ташкента.— В кн.: Землетрясения в СССР. Изд-во АН СССР, 1961.
- Бутовская Е. М., Коньков А. Г., Нерсесов И. П., Пак В. А., Тростянский Г. Д., Уломов В. И. Сейсмичность Узбекистана, вып. 1. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1961.
- Бутовская Е. М., Захарова А. Н., Иодло В. К., Фленова М. Г., Фленов Ю. П. Сейсмичность Узбекистана, вып. 2. Ташкент, «Наука», 1964.
- Вольвовский И. В., Рябов В. З., Шрайбман В. И. Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным.— Сов. геология, 1962, № 1.

- Введенская Н. А. Методика и результаты обобщения наблюдений сети стационарных сейсмических станций Средней Азии за 1950—1953 гг.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954, № 6.
- Вялов О. С., Габрильян А. М., Зубов И. П. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности районов Средней Азии. Изд-во ВНИГРИ, 1947.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и сейсмическое районирование.— Бюлл. Совета по сейсмологии, № 8. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов.— В сб.: Проблемы тектонофизики. Госгеолтехиздат, 1960.
- Гзовский М. В. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 2.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджанского антиклинория, ч. 3 и 4. Изд-во АН СССР, 1963.
- Гзовский М. В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях.— В сб.: Современные движения земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Гзовский М. В. Использование новейших и современных тектонических движений при детальном районировании нового типа.— В сб.: Современные движения земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Гзовский М. В. Градиент скорости новейших тектонических движений и его тектонофизическая интерпретация.— Тезисы докл. Проблемы неотектоники. Изд-во МГУ, 1964.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 8, 12.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Новейшие принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 2—3.
- Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза. Географиздат, 1949.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гуревич Г. И. О механическом анализе вопросов тектоники в его традиционном изложении.— Труды Геофиз. ин-та, 1955, № 31 (158).
- Ильющин А. А., Ленский В. С. Сопrotивление материалов. Физматгиз, 1959.
- Косыгин Ю. А. Тектоника нефтегазоносных областей. Гостоптехиздат, 1958.
- Коньков А. Г. К вопросу о сейсмичности Ферганской впадины.— Бюлл. Совета по сейсмологии, № 8. Изд-во АН СССР, 1960.
- Крестников В. Н. История развития структуры и сейсмичность Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 3.
- Крестников В. Н. Сейсмичность и геологическое строение на примере Северного Тянь-Шаня.— Природа, 1957, № 8.
- Крестников В. Н. О связи геологических и сейсмических явлений Тянь-Шаня.— Бюлл. Совета по сейсмологии, № 3. Изд-во АН СССР, 1957.
- Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. Изд-во АН СССР, 1962.
- Медведев С. В. Вопросы сейсмического районирования.— Бюлл. Совета по сейсмологии, № 8. Вопр. сейсмич. районир. Изд-во АН СССР, 1960.
- Методы детального изучения сейсмичности. Под ред. Ю. В. Резниченко.— Труды Ин-та физики Земли, 1960, № 9 (176).
- Мещеряков Ю. А., Синягина М. И. Состояние знаний о современных движениях земной коры.— В сб.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. Изд-во АН СССР, 1961.
- Нерсесов И. Л., Грин В. П., Джанузакв К. О сейсмическом районировании бассейна р. Нарын. Фрунзе, 1960.
- Николаев П. Н. К истории тектонического развития Юго-Западного Тянь-Шаня и прилегающих областей в течение триаса и юры.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., 1964, № 5.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений.— Сов. геология, 1947, № 16.
- Николаев Н. И. Изучение новейшего геологического этапа развития земной коры и значение этих данных для понимания теоретических проблем геотектоники.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, 31, вып. 5.
- Николаев Н. И. О природе современных тектонических движений и их изучение в районах строительства крупных гидротехнических сооружений.— Труды МГРИ, 1960, 38.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Орловский А. С. Основные черты глубинного геологического строения восточной части Ферганской депрессии по данным геофизических исследований. Тектоника

- Памира и Тянь-Шаня.— Материалы II Всес. геол. совещ. в Душанбе. «Наука», 1964.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Петрушевский Б. А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 28 (155).
- Петрушевский Б. А. О связи между землетрясениями максимальной силы и геологической обстановкой.— Бюлл. Совета по сейсмологии, № 8. Изд-во АН СССР, 1960.
- Петрушевский Б. А. Геологические условия возникновения землетрясений.— Сов. геология, 1960, № 2.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Тянь-Шаня. Ташкент, 1958.
- Рейснер Г. Н. Построение карт градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 9.
- Ризниченко Ю. В., Нерсесов И. Л. К разработке основ количественного метода сейсмического районирования.— Бюлл. Совета по сейсмологии, № 8. Изд-во АН СССР, 1960.
- Рыжков О. А. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент, 1959.
- Симаков С. И., Клейнберг В. Г., Воробьев А. А., Запрудская М. А. Геологическое строение и нефтегазоносность Ферганы.— Труды ВНИГРИ, вып. 110. Гостоптехиздат, 1947.
- Смирнов Н. В., Душин-Барковский И. В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. Физматгиз, 1959.
- Суворов А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам.— Труды ИГН АН СССР, 1954, вып. 158.
- Тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности мезо- и кайнозойских отложений Узбекистана. Ташкент, 1962.
- Фридман Я. Б. Механические свойства металлов. Гос. изд-во оборонной промышл., 1952.
- Ханн В. Е. Осцилляционный ритм движений земной коры.— Бюлл. МОИП, серия геол., 1939, № 1.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь-Шаня.— Зап. Всес. геогр. об-ва, новая серия, 1948, 3.

Л. И. БЕЛЯВСКИЙ **ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКОГО ПРИНЦИПА
ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ
ГОРНОСКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Вопрос о принципах инженерно-геологического районирования крупных природных областей является предметом дискуссии на протяжении последних трех десятилетий. Наибольшее развитие в последние годы получил формационный принцип инженерно-геологического районирования, основанный на использовании геологических формаций как основы выделения таксономических единиц инженерно-геологического районирования.

При составлении по этому принципу мелкомасштабных инженерно-геологических карт для некоторых районов Дальнего Востока автор столкнулся с рядом трудностей. Главнейшие из них вытекали из особенностей геологического строения района, характерных для всех горноскладчатых областей, сформировавшихся в послегерцинское время. К таким особенностям относятся: 1) быстрая смена на коротких расстояниях состояния пород: их степени дислоцированности, вещественного состава, трещиноватости; 2) интенсивная тектоническая раздробленность горных пород; 3) резкая смена на коротких расстояниях мощностей рыхлых (как правило, палеоген-четвертичных) образований и их существенно грубообломочный состав; 4) весьма разнообразное по глубине залегание обводненных зон с преимущественным развитием неглубокозалегających трещинных вод.

Анализируя геологические условия горноскладчатой области и используя данные такого анализа для оценки инженерно-геологических условий, в истории каждой горноскладчатой области можно условно выделить два этапа: 1) формирование геоструктурных особенностей региона; 2) формирование современного рельефа в период неотектогенеза.

Условная граница между указанными этапами должна проводиться применительно к каждому региону с учетом начала формирования толщ континентальных образований типа континентальных угленосных и красноцветных формаций, а также молодых эффузивных образований, не затронутых интенсивными дислокациями.

Очевидно, что первый из выделенных этапов определяет в основном свойства и состояние пород «коренной» основы, оказывая влияние на горные породы в части нивелирования их свойств и превращения их в жесткую трещиноватую среду с высокими показателями прочности. Так, пески, алевролиты и глины, обладающие резко различными свойствами, под действием процессов регионального метаморфизма превращаются в песчаники, алевролиты и аргиллиты, обладающие близкими значениями прочности. Внедрение многочисленных интрузивных тел приводит к образованию широких, в значительной части сливающихся между собой полей контактово-измененных пород, обладающих как повышенной трещиноватостью в массиве, так и повышенной прочностью в образце.

Второй этап — формирование современного рельефа, условно относимый к периоду неотектогенеза, определяет наиболее важные факторы, влияющие на инженерно-геологические условия в пределах главным образом активной зоны. К этим факторам относятся: 1) энергия современного рельефа и рельефообразующих процессов; 2) состав, мощность и фациальные изменения рыхлых горных пород; 3) условия обводнения горных пород, глубина залегания подземных вод, условия их питания, циркуляции и стока; 4) площадное распространение современных геологических процессов.

Динамика всех перечисленных природных факторов и история геологического развития определяются климатическими условиями этого этапа.

Как известно, облик современного рельефа в любой горноскладчатой области является результатом взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, т. е. процессов тектогенеза и магматической деятельности, с одной стороны, и климата — с другой.

В морфометрии современного рельефа в большинстве случаев четко проявляются как интенсивность новейших тектонических движений, так и условия залегания и состав слагающих горных пород, переживших первый (условно донетектонический) этап геологического развития. Это положение позволяет геоморфологам классифицировать типы рельефа и делать выводы о направлении его развития. Объективное существование корреляционных связей между типами рельефа, с одной стороны, и рельефообразующими процессами, генетическими типами и составом рыхлых отложений, условиями их обводнения и т. п. — с другой, позволяет наметить определенную связь между неотектоническими структурами, проявляющимися в современном рельефе, и перечисленными факторами инженерно-геологических условий.

Например, в пределах Сихотэ-Алинской горноскладчатой области выделяются следующие типы и группы типов рельефа, границы которых совпадают с границами неотектонических структур:

1) денудационно-тектонический тип рельефа, формирующийся в условиях интенсивных восходящих движений;

2) денудационно-тектонический тип рельефа, формирующийся в условиях знакопеременных неотектонических движений или в зонах, переходных к погружению;

3) группа типов вулканогенного и эрозионно-вулканогенного рельефа;

4) группа эрозионно-аккумулятивных, озерных и абразионно-аккумулятивных типов рельефа.

Учитывая тесную пространственную связь, существующую между указанными типами и группами типов рельефа и неотектоническими структурами данной территории, нетрудно видеть, что каждый из выделенных по такой схеме районов будет отличаться не только строением поверхности, но и характером разреза слагающих пород, условиями их залегания, степенью метаморфизма пород, условиями обводнения, интенсивностью современных геологических процессов.

Например, первый тип рельефа приурочен к району, характеризующемуся распространением в основном триасовых, юрских и нижнемеловых отложений, представленных комплексом кремнистых и песчано-глинистых образований. Эти отложения в значительной степени метаморфизованы процессами регионального и контактового метаморфизма, смяты в крутые складки, расщеплены, осложнены многочисленными разрывными нарушениями типа сбросов и взбросов, прорваны многочисленными интрузивными телами типа интрузивных залежей, лакколитов и штофов. В пределах этого района интенсивно проявляются современные процессы денудации, приводящие к широкому развитию осыпей, обвалов, формированию форм альпийского рельефа. Активная работа денудационных сил обуславливает грубый состав и малые мощности рыхлых образований, быстрый водообмен и малую мощность трещиноватой обводненной зоны и пр.

Второй тип рельефа приурочен к району, который, не отличаясь характером разреза коренных пород, резко отличается от первого более тонким составом и повышенной мощностью рыхлых образований, увеличенной мощностью трещиноватой зоны, ее степенью обводненности и т. п.

Район с третьей группой типов рельефа резко отличается от первых двух характером разреза коренных и, в некоторой степени, рыхлых образований, степенью обводненности пород. Однако по степени проявления современных геологических процессов он может приближаться как к первому, так и ко второму району.

Четвертая группа типов рельефа, как правило, распространена в крупных и мелких межгорных впадинах, характеризующихся распространением горизонтально лежащих рыхлых образований палеоцен-четвертичного возраста и своеобразным комплексом современных геологических процессов, свойственных межгорным впадинам в данных климатических условиях. Такой комплекс охватывает формирование пролювиальных и делювиальных шлейфов, процесс заболачивания, развитие мерзлотных деформаций горных пород, абразионную деятельность озер и пр.

Таким образом, морфологический анализ территории данного района, проведенный на основе неотектонического районирования, позволяет выделить однородные по инженерно-геологическим свойствам участки территории, характеризующиеся рядом общих признаков. Такими признаками являются: 1) состав и состояние «коренной основы» и рыхлых образований; 2) облик рельефа и его генезис; 3) генетический ряд современных геологических процессов; 4) условия обводнения горных пород.

Все перечисленные природные факторы в пределах выделенных районов находятся между собой в определенных взаимосвязях как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Нетрудно видеть, что именно эти природные факторы являются определяющими при проведении инженерно-геологического районирования разных масштабов.

В зависимости от масштаба исследований становится возможным установить указанные взаимосвязи с различной степенью деятельности. При достаточно малом масштабе исследований выделению подлежат наиболее крупные неотектонические структуры и взаимосвязи природных факторов будут устанавливаться в общем виде. При переходе ко все более крупным масштабам дробность выделения неотектонических структур возрастает,

взаимосвязи природных факторов детализируются и площади выделяемых однородных районов уменьшаются. При проведении работ в наиболее крупных масштабах появляется возможность выделения уже частей неотектонических структур или отдельных форм рельефа, связанных с формированием этих структур, и установления соответствующих взаимосвязей в пределах выделенных небольших по площади участков.

Таким образом, намечается определенный ряд соподчиненных таксономических единиц районирования территории по признаку принадлежности их к определенной неотектонической структуре (или ее части), имеющей внешнее проявление в облике рельефа, его морфологии и морфометрии.

Мы умышленно не пытаемся связать предлагаемое районирование с существующей таксономической схемой: регион, область, район, участок, так как не убеждены в существовании этих элементов вообще и необходимости их выделения на инженерно-геологических картах всех масштабов.

Является ли структурно-морфологический метод инженерно-геологического районирования противоположностью формационного метода? Представляется, что нет. Формационный анализ геологического строения территории — единственно возможный метод выявления особенностей строения и состояния толщ горных пород при оценке их инженерно-геологических свойств. Только формационный и, как часть его, фациальный анализы позволяют правильно оценить потенциальные возможности горных пород как среды возведения инженерных сооружений или как их оснований. Но использовать границы распространения геологических формаций как границы тех или иных таксономических единиц инженерно-геологического районирования нельзя. Это противоречит логике инженерно-геологического районирования, основывающегося не только на оценке влияния на инженерные сооружения горных пород, но и на оценке влияния на инженерные сооружения таких природных факторов, как энергия рельефа, динамика современных геологических процессов, условия обводнения горных пород, т. е. всего того, что образно называлось геодинамикой территории (П. Н. Панюков).

Таким образом, структурно-морфологический анализ региона, дополненный формационным анализом геологического строения, позволяет весьма качественно оценить инженерно-геологические условия территории и выделить в ее пределах генетически однородные единицы инженерно-геологического районирования.

Структурно-морфологический принцип инженерно-геологического районирования уже давно признан в инженерной геологии. П. Н. Панюковым, Н. И. Николаевым и И. В. Поповым этот принцип был разработан достаточно подробно и использовался при инженерно-геологическом районировании Европейской части СССР. С некоторыми изменениями этот принцип также использовали М. Г. Органов при инженерно-геологическом районировании Дальнего Востока и Н. И. Соколов — в Восточной Сибири.

В. М. РЯБОВ **О МЕТОДИКЕ ВОССТАНОВЛЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ,
ДЕФОРМИРОВАННЫХ МОЛОДЫМИ
ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ**

Статья основана на наблюдениях автора и анализе геологических материалов других исследователей, проводивших работы в Дагестане, Восточно-Предкавказском прогибе и на западном побережье Черного моря.

По данным геологических съемок, геофизических исследований и буровых работ, в пределах указанных регионов выявлены многочисленные

разрывы сплошности слоев (сбросы, взбросы, надвиги и поперечные сдвиги).

На геологических структурных картах и профилях видно, как разновозрастные пачки пород смещены относительно друг друга на расстояния от нескольких до сотни и более метров.

Анализ показывает, что некоторые из нефтегазоносных структур разорваны на отдельные блоки, которые смещены относительно друг друга. Причем если эти блоки переместить вдоль нарушений в положения, существовавшие до разрывов, то развитые на них складки расположатся в линейно вытянутые антиклинальные зоны.

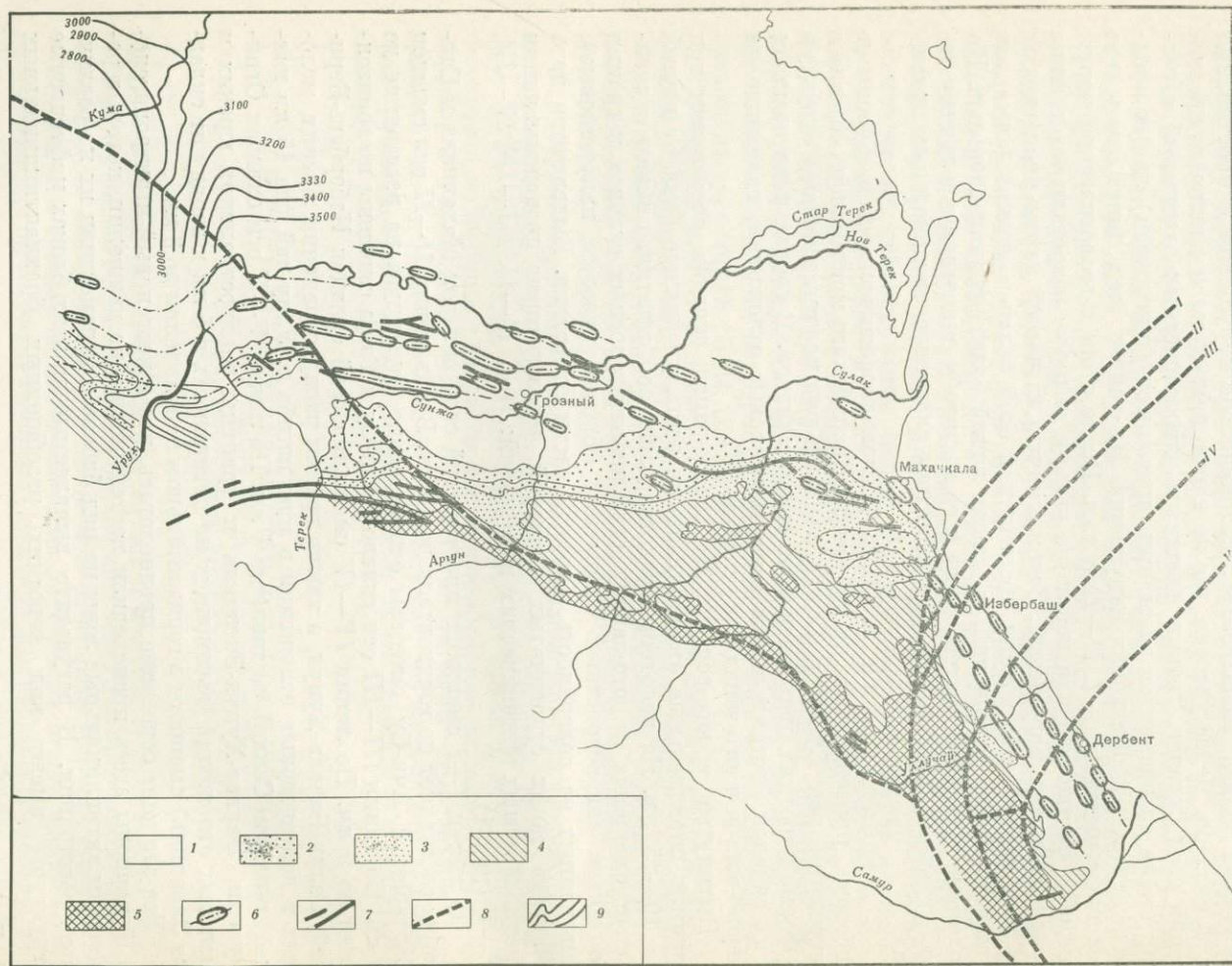
До выявления характера размещения нефтегазоносных складок, существовавшего до разрывных нарушений, автором рекомендуется следующая методика. На геологическую карту изучаемого региона наносят элементы залегания пород, выявленные тектонические нарушения и простирания осей складок. Через участки, где на карте наблюдаются смещения простираний осей складок, границ контактов разновозрастных отложений и резкая смена их элементов залегания, проводятся (пунктиром) линии предполагаемых тектонических нарушений. На концах этих линий наносятся условные индексы *I—I*, *II—II* и т. п. После этого с геологической карты снимают фотокопию или копию на кальку, которые разрезают по линиям предполагаемых нарушений. Затем каждую из частей карты передвигают по разрезам до совмещения простираний осей складок, границ контактов разновозрастных отложений, а также линий более древних разрывов. По величине смещения частей карты и ее масштабу определяют величину относительного смещения блоков. Поясним сказанное на некоторых примерах.

1. Дагестанская АССР. Геолого-геофизическими и буровыми работами, проведенными на побережье Каспийского моря между нижними течениями рек Сулак и Самур, выявлен ряд нефтегазоносных структур в форме коротких брахиантиклинальных складок. В сводах и на крыльях этих складок местами обнажаются миоценовые отложения, падающие на северо-восток и юго-запад под углом до 60° .

Вытянутые с юго-востока на северо-запад складки составляют три взаимно параллельные антиклинальные зоны, удаленные одна от другой на 10—15 км. На некоторых участках этих зон отчетливо видны ступенчатые смещения к юго-западу осей нефтегазоносных складок и границ контактов разновозрастных отложений (юрские, меловые, палеогеновые), выведенных на поверхность в горной части Дагестана. Выделяются пять участков таких ступенчатых смещений, через которые проведены линии предполагаемых тектонических нарушений: *I—I*, *II—II*, *III—III*, *IV—IV*, *V—V* (рис. 1).

По линии *I—I* смещение простираний осей складок Махачкала и Салтабак составляет по горизонтали до 10 км. Вдоль линии *II—II* оси складок Салтабак и Ачи-Су смещены относительно друг друга на расстояние до 2 км. По линии *III—III* оси складок Ачи-Су и Гаща смещены по горизонтали до 5 км. По линии *IV—IV* смещения осей складок Избербаш-Берикей, Селли-Балхаз-Хунук, а также границ распространения юрских, меловых и палеогеновых отложений в зоне изгиба р. Уллу-чай (на 15 км южнее складки Селли) составляют 4 км. По линии *V—V* оси складок Огни-Рукели, Балхаз-Хунук-Экендиль и границы распространения юрских и меловых отложений (выходящих на поверхность в 5 км к западу от складки Экендиль) смещены в горизонтальном направлении до 3 км.

Все это дает основание предполагать, что в неогеновый и антропогеновый периоды здесь происходили неотектонические движения, которые разорвали антиклинальные зоны на ряд блоков и переместили их на различные расстояния. В результате выявленные на этих блоках нефтеносные структуры имеют вид коротких разобщенных брахиантиклинальных



Р и с. 1. Схематическая геологическая карта Восточного Предкавказья

1 — современные отложения; 2 — неоген; 3 — палеоген; 4 — мел; 5 — юра; 6 — выявленные геологические структуры; 7 — выявленные тектонические нарушения; 8 — предполагаемые тектонические нарушения; 9 — сейсмозоны

складок. Структурный план описываемого региона, существовавший до разрывных нарушений, приведен на рис. 2.

Как видно из рис. 2, горизонтальные движения блоков сопровождались надвиговыми явлениями (ширина надвиговых зон 5—10 км). Нефтегазонасные структуры до разрывных нарушений располагались на побережье современного Каспийского моря в виде параллельных антиклинальных зон, облекавших с северо-востока Дагестанский структурный выступ на расстоянии более 120 км.

Подобная палеотектоническая реконструкция позволяет предполагать на продолжениях антиклинальных зон наличие новых нефтеносных структур как в пределах современного Каспийского моря, так и в направлении к Восточно-Предкавказскому прогибу.

2. Восточно-Предкавказский прогиб. В результате многолетних геолого-геофизических и буровых работ в Чечено-Ингушской, Кабардино-Балкарской и Осетинской АССР были выявлены нефтегазонасные складки северо-западного и широтного простираний. В основном эти складки расположены в центральной части названного прогиба между средним течением р. Терек на севере и областью Черных гор на юге.

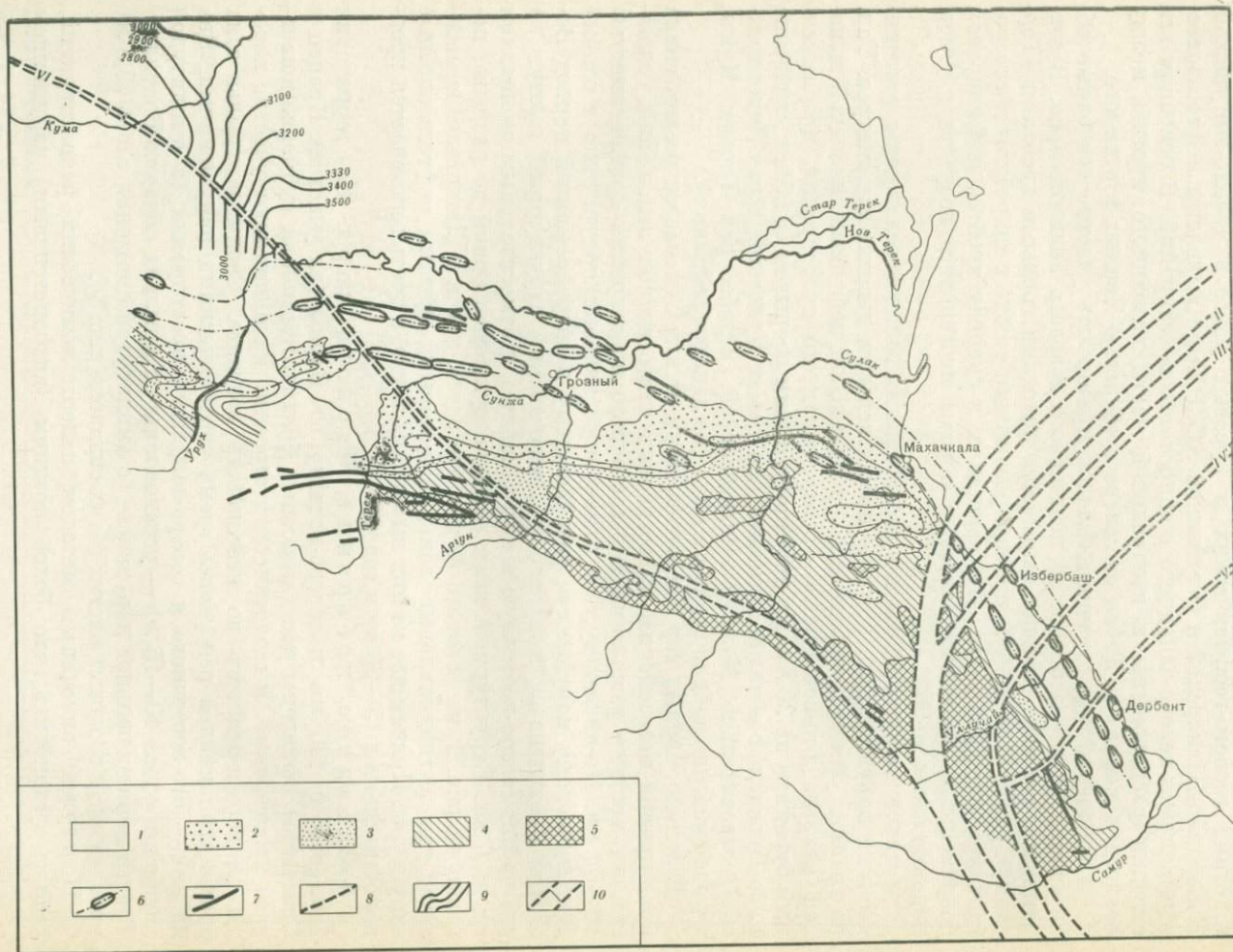
В геологическом строении складок принимают участие осадочные образования от мезозойского до неогенового возраста включительно. В современном рельефе складки выражены пологими горными хребтами (Терский, Сунженский и др.), ориентированными также в широтном и северо-западном направлениях. На вершинах и склонах хребтов под покровом современных отложений залегают породы неогенового возраста с углом падения слоев до 30°.

Установлено, что своды и крылья многих складок осложнены тектоническими нарушениями, которые прослежены на десятки километров. Так, на границе Заман-Кульской и Кара-Булакской нефтяных площадей выявлен разрыв юго-восточного — северо-западного простирания, прослеженный бурением на 20 км. По-видимому, с этим разрывом связаны: смещение Кара-Булакской складки относительно Заман-Кульской, Арак-Долотарекской относительно Малгобек-Вознесенской, изгибы рек Терека, Кумы, а также изогипс кровли верхнего мела (по данным сейсмоки).

В районе Черных гор и к юго-востоку от них отмечается резкая смена простираний мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложений, осложненных местами разрывами юго-восточного простирания протяженностью 10—30 км. По-видимому, все отмеченные явления приурочены к одному тектоническому нарушению, разорвавшему в антропогеновый период Восточно-Предкавказский прогиб и Дагестанский структурный выступ на две части: северо-восточную и юго-западную, с относительным смещением их до 6 км. Структурный план региона, существовавший до разрыва, показан на рис. 2, из которого видно, что здесь, как и в Дагестане, намечаются три антиклинальные зоны, с которыми связаны нефтегазонасные структуры. Причем две из них выражены четко, а третья намечается предположительно в 15—20 км к северу.

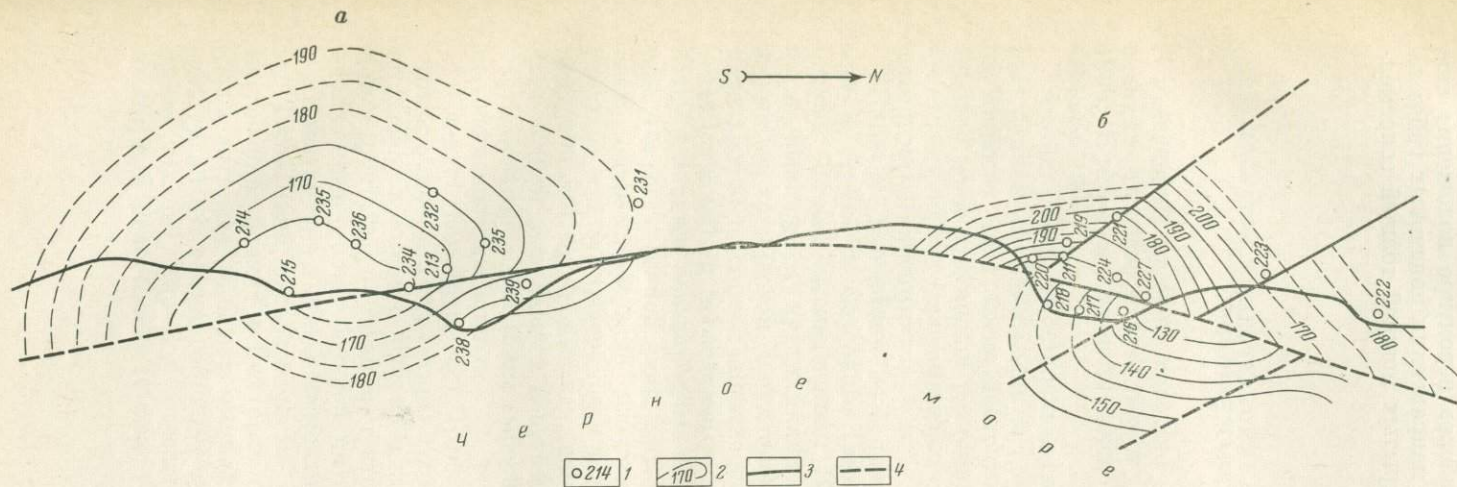
3. Западное побережье Черного моря. На территории Болгарии в 120 км к северо-востоку от Варны (на участках Крапец и Блатница) выявлены две газонасные брахиантиклинали субмеридионального простирания. В геологическом строении их принимают участие породы от верхнемелового до неогенового возраста. Своды и крылья этих брахиантиклиналей разорваны тремя тектоническими нарушениями. Два из них — юго-восточного и северо-западного простирания (с амплитудой смещения слоев 10—15 м) — установлены на крыльях складки Блатница. Третье меридиональное нарушение (с амплитудой смещения слоев 17,5 м) прослежено в сводовых частях обеих складок (рис. 3).

Пользуясь описанным методом палеотектонических реконструкций, удалось установить, что более поздним (антропогеновым) нарушением



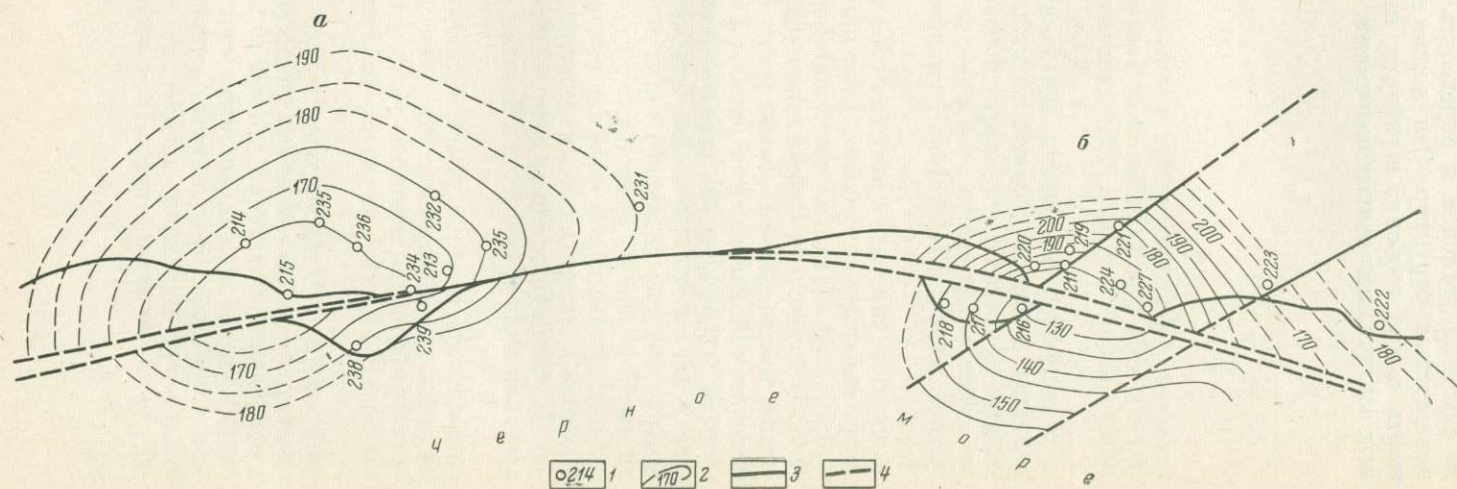
Р и с. 2. Схема расположения геологических структурных форм и контактов пород в Восточном Предкавказье после восстановления их в положение, существовавшее в конце неогенового периода

1 — современные отложения; 2 — неоген; 3 — палеоген; 4 — мел, 5 — юра; 6 — выявленные брахиантиклинали; 7 — установленные тектонические нарушения; 8 — предполагаемые [тектонические нарушения]; 9 — сейсмозоигипсы по кровле (верхнего мела); 10 — проекция надвига и величина ее амплитуды



Р и с. 3. Структурные карты участков Крапец (а) и Блатница (б)

1 — скважины; 2 — изогипсы глубин по кровле газоносного песчаника; 3 — установленные разрывы; 4 — предполагаемые разрывы



Р и с. 4. Схема геологического строения участков Крапец (а) и Блатница (б) после восстановления их в положение, существовавшее в конце неогенового периода

1 — скважины; 2 — изогипсы глубин по кровле газоносного песчаника; 3 — установленные разрывы; 4 — предполагаемые разрывы

является меридиональное. С ним связаны смещение к югу (на 600 м) восточных крыльев указанных брахиантиклиналей относительно западных крыльев, а также разрыв более ранних юго-восточных — северо-западных разломов. При этом совмещаются южные границы берегового выступа в море с общим простиранием черноморского побережья, и складки принимают вид коротких брахиантиклиналей (рис. 4).

Таким образом, предлагаемая методика восстановления структурных форм, деформированных молодыми тектоническими движениями, при помощи простых приемов позволяет выявлять закономерности геологического строения регионов и определять наиболее вероятное положение еще неизвестных структур. Это важно для направления поисковых работ на нефть и газ, особенно в районах, перекрытых мощной толщей современных осадков или занятых водоемами.

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ НЕОТЕКТОНИКИ НЕОТЕКТОНИКА ОРОГЕНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Г. И. РАСКАТОВ НЕОТЕКТОНИКА КАРАТАУ
(ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

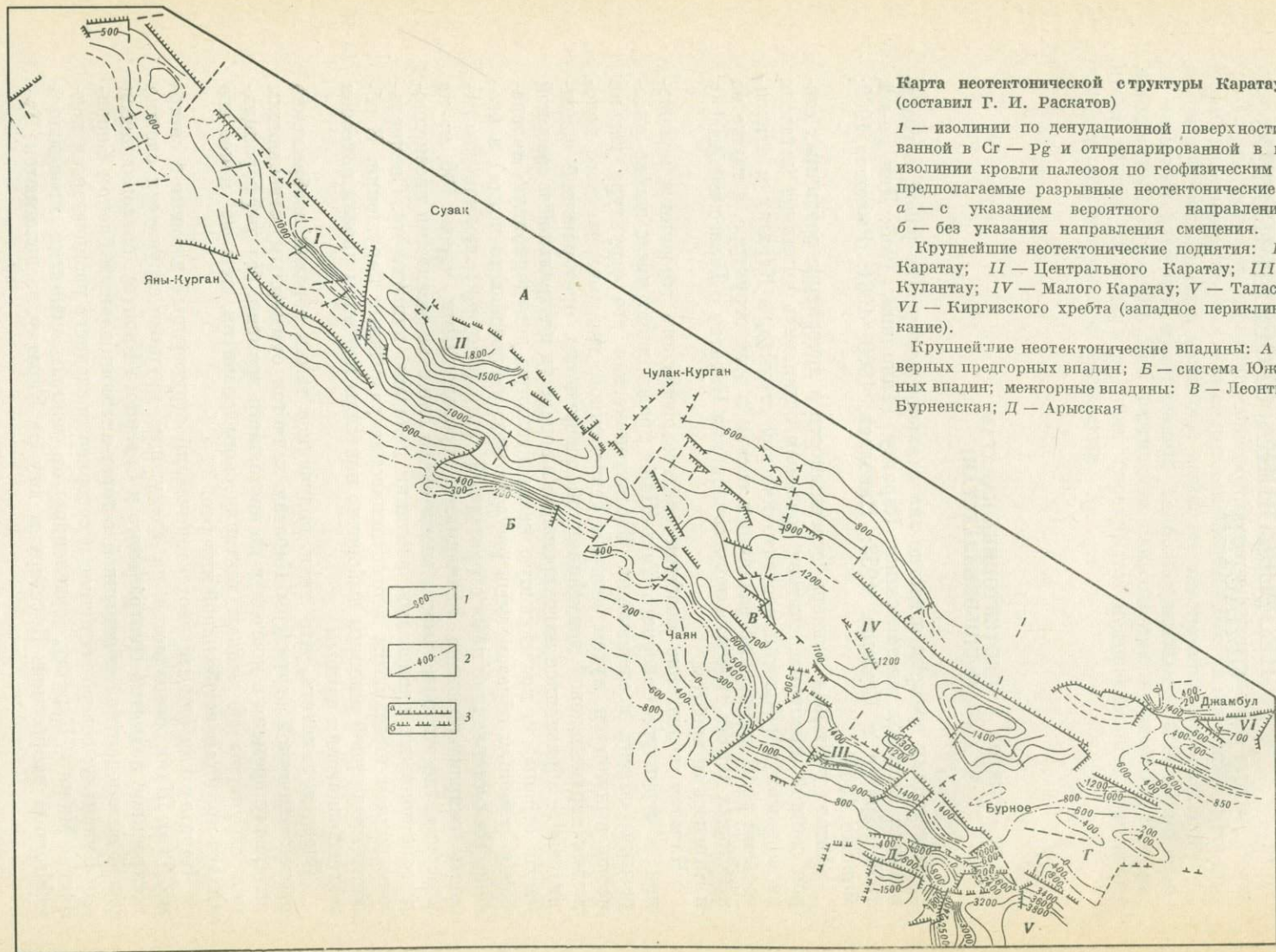
К настоящему времени известно значительное количество работ, затрагивающих вопросы неотектоники Каратау (Галицкий, 1943; Дин Го-юй, 1959; Кригер и Семенов, 1953; Николаев, 1960, 1961; Рыжова, 1960; Финько, 1964).

Автор, учитывая степень освещенности в литературе различных сторон данной проблемы, считает полезным остановить внимание читателя на вопросах морфологии неотектонической структуры Каратау и относительной роли нарушений различных систем в этой структуре, а также на некоторых чертах строения зоны сочленения Каратау с Таласским Алатау и Киргизским хребтом.

Каратау вследствие особенностей геологического строения и положения в структуре Северного Тянь-Шаня представляет чрезвычайно интересный объект исследования. Неотектоническая его структура весьма четко выявляется путем анализа современного гипсометрического положения верхнемеловой денудационной поверхности, претерпевшей дополнительное абразионное нивелирование в эоцене (в центральной и северной части страны) и последующую незначительную денудационную переработку (главным образом смыв рыхлого мезо-кайнозойского чехла) в неогене. На составленной нами структурной карте (рисунок) опорная поверхность охарактеризована изолиниями, проведенными через 100 м; на участках, где эта поверхность значительно снижена молодыми эрозивно-денудационными процессами, изолинии показаны пунктирами. Специальным знаком выделяются неотектонические разрывные нарушения. В области предгорной равнины выборочно нанесены изогипсы кровли палеозоя по геофизическим данным.

Следует заметить, что хотя полученное таким образом изображение неотектонической структуры Каратау является суммарным, отвечающим интервалу времени с неогена и до настоящего времени, без дифференциации структуры по этапам тектонического развития, тем не менее его анализ представляет большой интерес.

Каратау как единый неотектонический структурный элемент в системе Тянь-Шаня распадается на следующие крупные структуры: сложно построенное поднятие Центрального и Северного Каратау, сочленяющееся узкой antecedентной перемычкой с горст-антиклинальным блоком Боролдая-Кулантау; северо-восточнее и севернее последнего располагается поднятие Малого Каратау, отделенное от южных поднятий продольной межгорной депрессией. К северу и югу от Каратау располагаются Чу-



Карта неотектонической структуры Каратау
(составил Г. И. Раскатов)

1 — изолинии по денудационной поверхности, сформированной в Сг — Рg и отпрепарированной в неогене; 2 — изолинии кровли палеозоя по геофизическим данным; 3 — предполагаемые разрывные неотектонические нарушения: а — с указанием вероятного направления смещения, б — без указания направления смещения.

Крупнейшие неотектонические поднятия: I — Северного Каратау; II — Центрального Каратау; III — Боролдая-Кулантау; IV — Малого Каратау; V — Таласского Алатау; VI — Киргизского хребта (западное периклинальное замыкание).

Крупнейшие неотектонические впадины: А — система Северных предгорных впадин; Б — система Южных предгорных впадин; межгорные впадины: В — Леонтьевская; Г — Бурнская; Д — Арысская

Таласская и Сыр-Дарьинская впадины, геоморфологически выраженные в виде предгорных равнин.

От расположенных южнее и восточнее областей интенсивного горообразования (Таласский Алатау, Киргизский хребет) Каратау отделен системой межгорных депрессий (Арысская, Бурненская, Джамбульская).

Структурной осью указанных поднятий Каратау является зона Каратауского глубинного разлома¹, протягивающаяся в юго-восточном направлении вдоль северного крыла Центрально- и Северокаратауского поднятия и далее вдоль юрской депрессии.

Активность Каратауского глубинного разлома обусловила главные черты морфологии неотектонического поднятия Каратау, прежде всего асимметрию входящих в него перечисленных крупных структурных форм.

Так, прекрасно выражена асимметрия поднятия Центрального и Северного Каратау, имеющего отлогое юго-западное крыло ($2-4^\circ$) и крутое северо-восточное, осложненное сбросовыми и взбросовыми нарушениями (амплитуда $300-500$ м), следующими вдоль зоны глубинного разлома. Тот же тип строения, лишь выраженный в миниатюре, имеет и перемычка Южного Каратау.

Хорошо выражена асимметрия и в строении Боролдай-Кулантауского поднятия (особенно в районе Талапского плато). Здесь также северные крылья имеют большую крутизну и осложнены региональными сбросами. Лишь на крайнем юго-востоке асимметрия утрачивается, что следует связывать с горстовым характером структуры Кулантау, обусловленным несомненным влиянием южной области интенсивного горообразования.

Для Малого Каратау может быть отмечена обратная асимметрия его центрального Куруджайляуского поднятия, где северные и северо-восточные крылья несколько положе юго-западных ($1-2^\circ$), осложненных крупными сбросами (амплитуда $200-300$ м), проходящими по северному борту юрской межгорной депрессии (в зоне Каратауского глубинного разлома).

Южное Кокджотское поднятие Малого Каратау, приближающееся к типу односторонней горст-антиклинали, имеет слабо выраженную асимметрию (юго-западный склон более пологий — до 3° , чем северо-восточный — $8-10^\circ$), которая подчеркнута резким смещением северного крыла по региональному сбросу (амплитуда до 500 м), протягивающемуся более чем на 100 км от г. Жартае до г. Кызылкур и далее и трассирующемуся через равнинные пространства Джамбульской впадины на северные подножия гор Кызыл-адыр (система Киргизского хребта). Подобное изменение строения связано с взаимодействием указанного разлома с оперяющими нарушениями системы главного Каратауского разлома.

Изолированные или полуизолированные локальные неотектонические поднятия, расположенные в пределах Бурненской и Джамбульской впадин, на периклинальном погружении Малого Каратау (Улькен-Бурултау и др.) имеют хорошо выраженную асимметрию (южные крылья пологие, северные — крутые), согласующуюся с асимметрией разделяющих их прогибов.

В целом неотектоническая структура Каратау выглядит как крупное сводовое поднятие, осложненное волнами поднятий второго порядка и разделяющей их продольной грабен-синклинальной структурой, на северо-западе переходящей в зону опусканий по сбросам.

Отнесение Большого Каратау к структуре типа асимметричной антиклинали, а не моноклинали продиктовано наличием хорошо наблюдаемой зоны выполаживания поверхности выравнивания близ северного склона

¹ Характеристика этого разлома дана в работах Н. И. Николаева (1959, 1960, 1961).

хребта. То же относится и к характеристике Северо-Западного Боролдая — Талапского плато. Но особенно ярко антиклинальный характер структуры выражен в пределах Малого Каратау. Здесь очень хорошо видны кулисное смещение структур третьего порядка, пологие седлообразные перемычки и другие характерные черты складчатой структуры.

Точно так же синклинальная структура межгорного прогиба, осложненная разломами, хорошо наблюдается в морфологии поперечных перемычек между эрозивно-тектоническими котловинами, на которые распадается прогиб. На подобные черты строения этой структуры в бассейне р. Кашкар-аты обращал внимание еще В. В. Галицкий (1933).

Характерной особенностью крупных неотектонических поднятий Каратау является осложнение пологих крыльев перегибами типа структурных террас и асимметричных складок высших порядков¹, зачастую сопровождающимися взбросовыми перемещениями вдоль их крутых крыльев (южное поднятие Северного Каратау, поднятия Актау, Бульдук и др.) различной амплитуды, наиболее значительной на северном крыле Малого Каратау. Пологие крылья, особенно в зоне их погружения под мезо-кайнозойский чехол, испытывают резкие флексурные перегибы, осложненные согласными сбросами (южное крыло Итсуютской глыбы, южное обрамление Талапского плато и др.).

В зоне главного Каратауского разлома и близ нее антиклинальная структура осложняется горстовыми и ступенчато-сбросовыми структурами, ориентированными в общем каратауском направлении. В некоторых случаях образуются очень узкие горстовые пластины, примером чего являются структуры Бақырлытау, Айгыржол и др.

Крылья антиклинальных поднятий осложнены многочисленными структурными носами, а также поперечными и диагональными нарушениями различной амплитуды. Роль подобных нарушений в неотектонической структуре Каратау освещена в настоящее время недостаточно, поэтому мы рассмотрим ее подробнее.

Сопоставление общей ориентировки и строения неотектонических структур Каратау с более древними тектоническими структурами свидетельствует, как это уже отмечалось в литературе (Николаев, 1960, 1961; Рыжова, 1960), об общем наследовании в неотектонический этап герцинского и альпийского (и элементов более древнего) структурных планов.

Не вдаваясь в детали данной проблемы, мы считаем необходимым подчеркнуть, в согласии со взглядами Н. И. Николаева (1959), унаследованность характера движений по главному Каратаускому и другим крупным разломам как движений складчато-глыбовых (с проявлением в различные этапы геологической истории обращения знака движений).

В этом отношении неубедительны доводы В. В. Галицкого (1943) о сдвиговых нарушениях вдоль главного разлома на основании широтной ориентировки шарниров четвертичных складок. Подобная ориентировка, действительно наблюдаемая в ряде случаев для локальных складок, развитых на переклиналях крупных неотектонических поднятий, вытекает из механизма формирования брахиформных структур (типа штамповых или облекания). Наши наблюдения не подтверждают также признаков горизонтальных смещений в зоне главного Каратауского разлома в неоген-четвертичное время. Напротив, данные по развитию поперечных структур свидетельствуют о длительном унаследованном развитии крупноблоковых структур фундамента эпигерцинской платформы.

Поперечные структуры, прежде всего разломы северо-восточной, реже восток-северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, развиты в Каратау и его южном горном обрамлении очень широко.

¹ Асимметрия их, как правило, согласована с асимметрией главной структуры.

Особенно сгущаются эти разломы (с одновременным увеличением амплитуды смещений) на периклинальных замыканиях антиклинальных структур и вдоль горизонтальных флексур, или структурных носов. Таковы сбросы на северо-западном окончании Даут и Тегерментау и на периклинали северо-западного поднятия (Северный Каратау), на границе Центрального и Северного Каратау и на северо-западной и юго-восточной периклиналях поднятия Мынжилгов, вдоль структурных носов по окраине Акуюкского и Бельмазарского плато и по северо-западному крылу Итсуютского выступа (Хантагинский сброс), поперек юго-восточной периклинали поднятия Центрального Каратау и на участках ундуляции перемычки Южного Каратау.

В зоне сочленения этой перемычки с Боролдайским поднятием быстро нарастают густота расположения и интенсивность поперечных нарушений. Максимальной величины неотектоническое смещение по сбросу достигает в долине Боролдая. Здесь северо-западное крыло Боролдайского поднятия опущено на 400 м. Достаточно отчетливо это нарушение проявляется на протяжении не менее 50 км. Практически же оно является значительно более протяженным и хорошо согласуется с резким заворотом к юго-западу изолиний подземного рельефа пород палеозоя в междуречье Бугуни — Боролдая в пределах предгорной равнины.

Юго-восточнее Боролдайского сброса горст-антиклинальное Боролдайское поднятие поражено системой поперечных разломов, начиная от сброса, обрамляющего с востока Таласское плато, и до краевого сброса, по которому поднятие Кулантау обрезано на его юго-восточной периклинали. Изобилует поперечными нарушениями и поднятие Малого Каратау. Северо-восточные сбросы обрамляют его северо-западное и юго-восточное погружения и ограничивают серию структурных носов на северном крыле, а также отмечены и по более крутому южному крылу. Широко развиты подобные же нарушения и в депрессии Терса-Боролдая. Следует отметить часто встречающиеся нарушения северо-восточной — субмеридиональной ориентировки в породах плиоценового и плиоцен-нижнечетвертичного возраста (палевые известняки и алевролиты), развитых в приводораздельных частях и на склонах Малого Каратау и Боролдайского хребта, а также в Терс-Боролдайской депрессии. Эти нарушения выражены пологими наклонами слоев с падением к северо-западу и северо-востоку.

Поперечные нарушения (северо-восточные и север-северо-восточные) являются характерным элементом северо-западных отрогов Таласского Алатау, где сбросы разбивают субширотные поднятия на серию блоков протяженностью 10—20 км. Амплитуды смещений здесь резко возрастают. Только Восточно-Ирисуйский сброс имеет амплитуду более 500 м. В районе пос. Раевского опущенный Ирисуйский блок ограничен поднятием Мынчокура, а далее к западу следует каскад опущенных сбросовых ступеней, снижающихся к уровню Чимкентской предгорной равнины. Прекрасно выражена подобная же система поперечных нарушений в Приташкентском районе.

Основной массив Таласского Алатау также не является исключением в этом смысле. Его северный край рассечен сбросами, наиболее крупный из которых следует по долине р. Куркуреу-су.

В Бурненской и Джамбульской впадинах сбросовые нарушения той же ориентировки известны по восточному краю Улькен-Бурултау, близ западного замыкания г. Тектурмас (один из отрогов Киргизского хребта) и по западной периклинали Кызыл-Адыр. Таким образом, здесь также намечается более резкое проявление нарушений такого рода на периклиналях крупных поднятий.

Практически все отмеченные нами крупные разрывные смещения северо-восточной ориентировки наследуют древние разрывы. Сошлемся хотя

бы на Боролдайский неотектонический сброс, который в месте выхода р. Боролдай из гор следует вдоль сброса, фиксируемого в породах девона, и, как уже указывалось, наследует поперечное альпийское нарушение (в пределах равнины, по данным геофизики). Столь же очевидно наследование древних разломов молодыми по обрамлению протерозойского — нижнепалеозойского блока на стыке Боролдая и Кулантау и по юго-восточному замыканию Кулантау. Отмечается оживление древних поперечных разломов в Центральном и Северном Каратау. Интересно заметить, что на продолжении одного из поперечных нарушений Северного Каратау располагаются эпицентры землетрясений в пределах предгорной равнины (Рыжова, 1960).

Сказанное заставляет искать связи между поперечными нарушениями в этой части Северного Тянь-Шаня с глубинными процессами в земной коре и с особенностями строения более глубоких ее частей. Видимо, процессы, ведущие к изменению мощности земной коры, выражающемуся в ее нарастании к юго-востоку от Кызыл-Орды (Борисов и Федынский, 1964; Таль-Вирский, 1964), одновременно вызывают напряжения и коробление ее верхних горизонтов, осложняющее главное направление дислокаций, вызванное существованием в Северном Тянь-Шане глубинных разломов северо-западного и субширотного направления. Можно ожидать значительно большей, чем считается сейчас, протяженности главных поперечных нарушений как к югу, так и к северу от Каратау. К северу, однако, скорее всего они постепенно затухают.

К какой геоструктурной области следует относить Каратау (как неотектоническое образование)? Мы считаем, что, несмотря на многие признаки, сближающие Каратау с соответствующими районами материковых платформ (слабая интенсивность прогибания, малые мощности неоген-четвертичных отложений — до 100 м, малая дифференцированность движений), большинство данных свидетельствует в пользу принадлежности этой горной страны к области молодого горообразования в пределах эпигерцинской платформы, но с умеренной интенсивностью неотектонических движений (амплитуды движений до 1600 м, большие значения градиентов скоростей и положительных ускорений вертикальных движений в зонах разломов, ограничивающих крупные блоки основания).

Область переходная, от рассматриваемой нами к области интенсивного горообразования, охватывающая Боролдайское поднятие, южную часть Терс-Боролдайской, Джамбульской, Бурненской и Арысской впадин, имеет отчетливые следы влияния каратауского режима (приподнятость цоколя впадин, мощности неоген-четвертичных отложений не выше 150 м и перечисленные признаки поднятий) примерно по линии Чокпак — восточная оконечность Улькен-Бурултау. К востоку от этой линии и в Арысской депрессии сказывается воздействие области интенсивного горообразования с резким возрастанием мощностей рыхлых отложений, выполняющих впадины, и амплитуд движений, особенно значительных по системе широтных сбросов, ограничивающих с севера Таласский массив.

Большую роль во взаимодействии Каратауской и Северо-Тянь-Шаньской системы играют также нарушения северо-западного и северо-восточного направлений.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисов А. А., Федынский В. В. Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. — В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. Материалы II Всес. тектонич. совещан. в Душанбе. «Наука», 1964.
- Галицкий В. В. К изучению четвертичных отложений и геоморфологии хребта Каратау. — Изв. ВГО, 1933, т. 15, вып. 6.

- Галицкий В. В. Геоморфология и четвертичные движения Каратау.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1943, № 2.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Изд-во АН СССР, 1963.
- Дин Го-юй. История развития хребта Боролдай в альпийском этапе. (Автореф. канд. дисс.) М., 1959.
- Кригер Н. И., Семенов И. Н. Роль молодой тектоники в формировании Каратау.— Изв. Геогр. об-ва, 1953, № 10.
- Николаев Н. И. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере главного разлома хребта Каратау).— Сов. геология, 1959, № 7.
- Николаев Н. И. Механизм формирования складок и разрывов, развивающихся в новейшее время, на примере Каратау.— Проблемы тектонофизики. Госгеолтехиздат, 1960.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан) — В сб.: Неотектоника СССР. Рига, 1961.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Рыжова А. А. Геоморфологическое районирование и основные черты новейшей тектоники и истории развития хребта Большой Каратау.— Изв. Высш. учебн. завед., серия геол. и разв., 1960, № 2.
- Таль-Вирский Б. Б. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенной области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований).— В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. Материалы II Всес. тектонич. совещ. в Душанбе. «Наука», 1964.
- Финько Е. А. Связь современных тектонических движений земной коры с новейшими структурами в предгорных и низкогорных районах Тянь-Шаня.— Там же.

С. А. НЕСМЕЯНОВ **НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
ЗАПАДНОЙ ФЕРГАНЫ**

Для Ферганы предложен ряд схем тектонического районирования. Часть из них, отражая распределение орографических элементов, рисует вокруг центральной ее области несколько концентрических зон (Васильковский, 1948; Вялов, 1947). Другие, учитывая неодинаковость геологического строения этих орографических элементов у разных бортов депрессии, подчеркивают генетическое различие структур Северной, Южной и Центральной Ферганы (Суворов, 1954; Клейнберг, Симаков, 1957). Однако и морфологический и морфогенетический подходы менее перспективны по сравнению с историко-генетическим, так как последний позволяет лучше отразить неоднородность в строении и развитии региона.

Область относительного прогибания на месте Ферганы наметилась уже в мезозое. По крайней мере она четко фиксируется для мелового периода (Симаков, 1957). Однако тектоническая депрессия как четко ограниченная область со сложным внутренним строением и современными структурными элементами высших порядков оформилась только в период кайнозойского молассообразования. Следовательно, ее районирование должно опираться на анализ неотектонических движений.

Наиболее общепринятым методом анализа новейших движений является составление карты изолиний амплитуды суммарных деформаций за новейший этап. Такая карта (рис. 1) отражает современное положение подошвы моласс, накопление которых началось с олигоцена (Несмеянов, 1965). Поскольку описываемая территория в предшествующее молассонакопление время почти полностью (за исключением склонов Туркестанского хребта) заливалась мелководным морем, можно считать, что молассы начали отлагаться на поверхность, близкую к нулевой. Следовательно, амплитуда перемещения подошвы моласс соответствует суммарной величине новейших движений (без учета встречных перемещений).

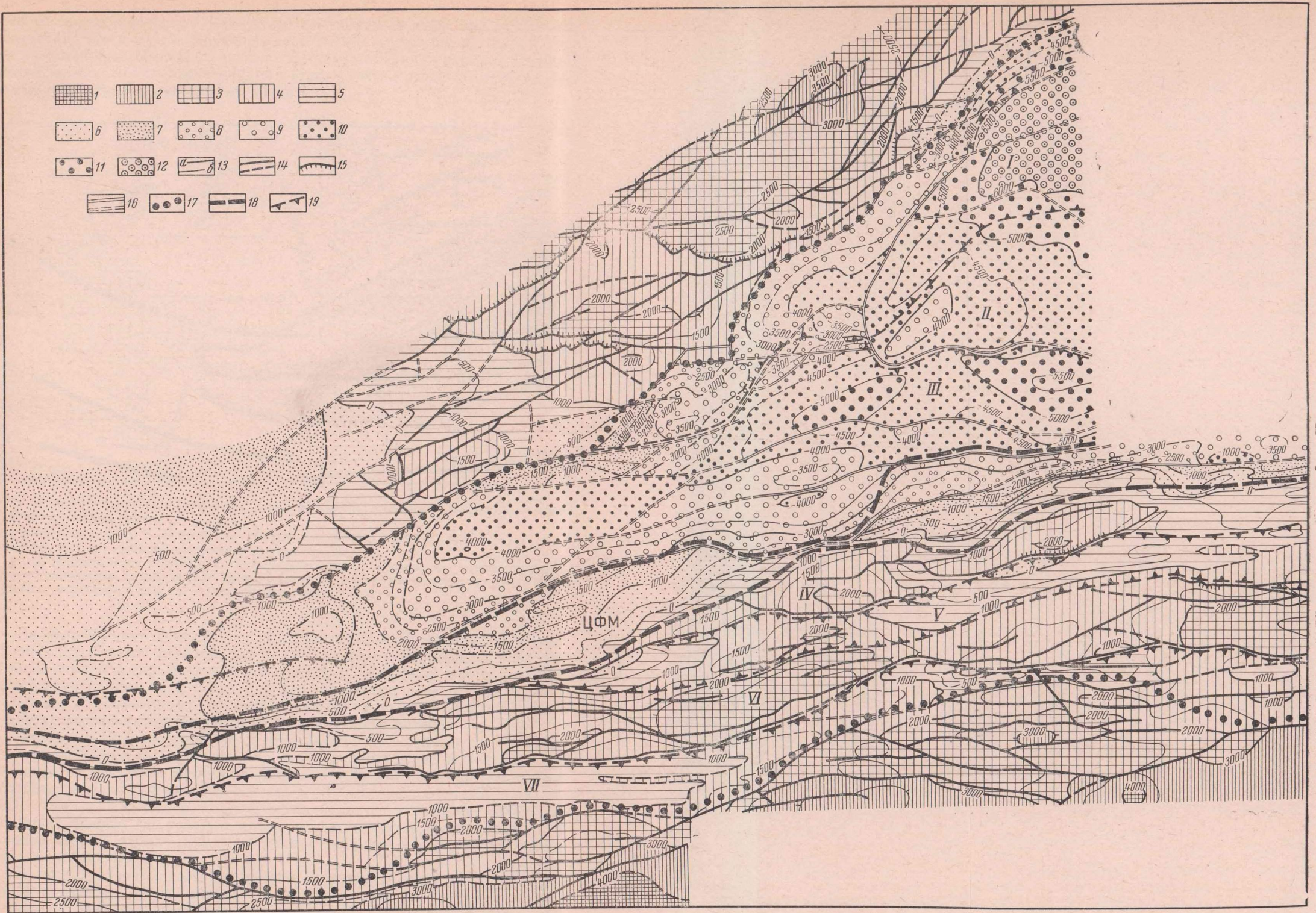
Для составления карты (см. рис. 1) использовались разнообразные материалы, начиная от прямых наблюдений за положением изучаемой поверхности и кончая введением поправок на мощность домолассовых осадков к различным поверхностям. Среди последних в областях внутриферганских поднятий и смежных хребтов наиболее широко распространены отпрепарированные останцы древнего пенепплена, выработанного на палеозойских отложениях, а в пределах наиболее прогнутых частей депрессии — опорные сейсмический и электрический горизонты.

В Кураминском хребте на значительных площадях фиксируются прекрасно сохранившиеся останцы домелового пенепплена, местами перекрытого меловыми и третичными отложениями. Плоскостная денудация этого пенепплена не была сколько-нибудь значительной, за исключением отдельных сильно расчлененных участков. Распределение меловых и палеогеновых отложений показывает, что море этой эпохи целиком перекрывало данную территорию. Их мощность колеблется от нескольких десятков метров в приосевых частях положительных структур, где происходит выпадение из разреза ряда горизонтов, до 100—200 м в пределах относительно прогнутых зон. Участки, не заливавшиеся морем и возвышающиеся над поверхностью пенепплена, занимают незначительные площади в приосевой части хребта в районе горы Бабай-Об. Наличие значительного количества останцов меловых и палеогеновых отложений, нередко с перекрывающими их нижними горизонтами моласс, позволяет с большой точностью построить карту.

Южнее, в пределах наиболее прогнутой части депрессии, положение подошвы моласс определялось главным образом на основании геофизических данных. Опорным электрическим отражающим горизонтом в большинстве случаев служит кровля палеозоя, а сейсмическим — различные горизонты довольно мощной толщи от туркестанских слоев сверху до гипсов гознау внизу (Вольвовский и др., 1960). Конечно, существование значительного интервала, в котором может локализоваться опорный сейсмический горизонт, затрудняет определение величины поправки. Однако, поскольку в наиболее прогнутых частях депрессии в туркестанских и алайских слоях, по-видимому, широко представлены карбонатные осадки, есть основания предполагать, что в большинстве случаев именно они и являются опорным отражающим горизонтом. Истинные мощности палеогеновых слоев здесь неизвестны. Существующие интерпретации этих мощностей позволяют считать, что величина поправки вряд ли превысит 300 м. Опорный электрический горизонт используется главным образом в самой западной части депрессии, где мощность залегающих на палеозое домолассовых осадков невелика (к северу и западу от г. Ура-Тюбе она не превышает 50 м), а местами молассы залегают непосредственно на палеозое (Ганеев, 1963).

На большей части Южной Ферганы карта строилась на основании прямого прослеживания подошвы моласс в многочисленных обнажениях и по результатам бурения большого количества скважин. В пределах отдельных известных здесь поднятий обычно хорошо фиксируются останцы домезозойского пенепплена. Определение величины поправок к его поверхности возможно с наибольшей точностью, так как достаточно детально изучено распределение мощностей мезозойских и палеогеновых отложений.

Наименее точна данная карта для области склонов Туркестанского хребта, которые большей частью, по-видимому, не были областью осадконакопления в мезозое и палеогене (Резвой, 1959). Поверхность домезозойского пенепплена здесь сохранилась гораздо хуже, чем в Кураминском хребте и в поднятиях Южной Ферганы, и плоскостная денудация могла, по-видимому, достигнуть десятков, а то и первой сотни метров. Однако отлогая предолигоценная суша, по всей вероятности, имела приблизительно та-

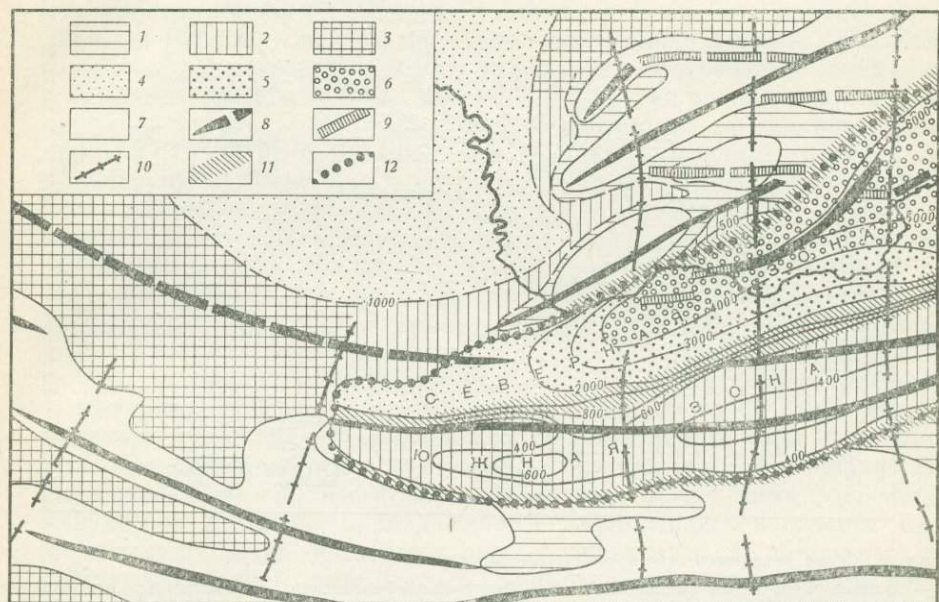


Р и с. 1. Карта суммарных новейших движений Западной Ферганы

Ступени деформаций (в м): 1—более 4000; 2—4000—30000; 3—3000—2000; 4—2000—1000; 5—1000—0; 6—0—(-1000); 7—(-1000)—(-2000); 8—(-2000)—(-3000); 9—(-3000)—(-4000); 10—(-4000)—(-5000); 11—(-5000)—(-6000); 12—более -6000; 13—изолинии суммарных деформаций: а—через 1000 м, б—через 500 м (прерывистые—предполагаемые); разрывные нарушения 14—сбросы, 15—надвиги, 16—погребенные разломы (прерывистые—предполагаемые); границы: 17—депрессий, 18—зон, 19—областей различной складчатости, гряд поднятий и цепей впадин; ЦФМ—Центрально-Ферганская моноклинали.

Северная зона. I—Самгар-Камышкурганская цепь впадин; II—Каракалпакская область изометричных складок; III—Кайраккумская область субширотных складок; Южная зона. IV—Каратау-Гузанская гряда поднятий; V—Тогайско-Исфаринская цепь впадин; VI—Тохтабуз-Катрантауская гряда поднятий; VII—цепь впадин сороковой параллели

кой же порядок величин. Восстановить истинные размеры как первичных поднятий, так и их последующей плоскостной денудации не представляется возможным. Поэтому, учитывая мелкомасштабность карты и большую величину сечения горизонталей, для этого участка отражено современное положение верхнепалеозойского пенеплена.



Р и с. 2. Схема распределения мощностей моласс и основных структурных элементов Западной Ферганы и смежных районов

Мощности моласс (в м): 1—0—2000; 2—200—1000; 3—0—1000; 4—1000—2000; 5—2000—4000; 6 — более 4000; 7 — область отсутствия молассонакопления.

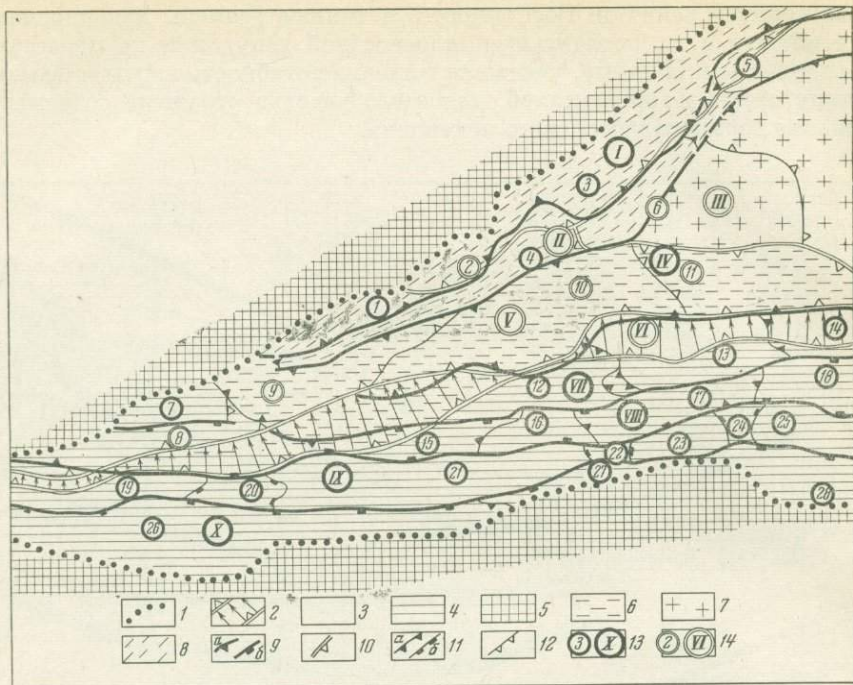
Оси положительных структур: 8 — основного структурного плана; 9 — унаследованных основным структурным планом от более древнего плана; 10 — поперечного плана; 11 — зоны резких перепадов мощностей моласс; 12 — границы Ферганской депрессии

На второй схеме (рис. 2) показано распределение мощностей моласс. В пределах Южной Ферганы для ее составления использованы многочисленные замеры в обнажениях и скважинах, а в Северной, кроме того, геофизические данные. Эта схема для районирования дает весьма близкий материал к полученному из первой схемы, поскольку большая часть структур развивалась одновременно с накоплением моласс.

Ферганская депрессия четко оконтуривается по зонам резкого нарастания мощностей моласс (см. рис. 2). В ее пределах резко выделяются две основные структурные единицы — зоны: 1) Южная, где мощности моласс колеблются в пределах 350—600 м, и 2) Северная с мощностями их 3000—7000 м. Перепад мощностей осуществляется в пределах узкой субширотной полосы, где подошва моласс образует крутой флексуорообразный перегиб между этими двумя ступенями рельефа — Центрально-Ферганскую моноклиаль.

В пределах зон в качестве единиц следующего порядка выделяются гряды поднятий в цепи впадин, а в Северной зоне, кроме того, области с различной ориентировкой складок (см. рис. 1). Гряды расчленяются седловинами на осложненные более мелкими складками поднятия, а цепи впадин представляют собой систему ограниченных перемычками ячей.

В восточной части описываемого района подошва моласс располагается на отметках: в Южной зоне от 0—(+1000) м во впадинах до (+1500) —



Р и с. 3. Схема новейшего структурного районирования

1 — граница Ферганской депрессии; 2 — Центрально-Ферганская моноклираль; преобладающие типы локальных структур: 3 — складчатый, 4 — складчато-глыбовый, 5 — глыбовый; преобладающая ориентировка складок; 6 — широтные; 7 — изометричные и различно ориентированные; 8 — северо-восточного простирания; границы структур депрессии: 9 — орографически выраженных гряд поднятий и цепей впадин (а — пликативные, б — осложненные разломами); 10 — структурных областей, прослеживающихся в подошве моласс и орографически не выраженных; 11 — орографически выраженных поднятий и седловин, впадин и перемычек (а — пликативные, б — осложненные разломами); 12 — погребенных поднятий и впадин; 13 — номера орографически выраженных структур; 14 — номера погребенных структур; I — Самгар-Камышкурганская цепь впадин; II — Дигмай-Ташкумырская гряда поднятий; III — Каракалпакская область изометричных и различно ориентированных погребенных брахискладок; IV — Пролетарск-Кокандская цепь впадин; V — Кайраккумская область субширотных погребенных брахискладок; VI — Центрально-Ферганская моноклираль; VII — Каратау-Гузанская гряда поднятий; VIII — Тогапско-Исфаринская цепь впадин; IX — Тохтабуз-Катрантауская гряда поднятий; X — цепь Впадин сороковой параллели; цифры в кружочках: 1 — Самгарская впадина; 2 — Устькарамазарская впадина; 3 — Камышкурганская впадина; 4 — Дигмай-Супетауская складчатая гряда; 5 — Чустпапская антиклиналь; 6 — Кокандское поднятие; 7 — Беговатское поднятие; 8 — Яхтанская впадина; 9 — Ленинадская впадина; 10 — Кайраккумская перемычка; 11 — Яйпанская впадина; 12 — Каратауское поднятие; 13 — Гузанское поднятие; 14 — Сохско-Риштанская седловина; 15 — Тогапская впадина; 16 — Курганташская перемычка; 17 — Исфаринская впадина; 18 — Гальчинская перемычка; 19 — Амбаргазское поднятие; 20 — Аксуйская седловина; 21 — Тохтабузское поднятие; 22 — Шурабская седловина; 23 — Бужуньское поднятие; 24 — Баткенская седловина; 25 — Катранское поднятие; 26 — Шахристан-Ляйлянская впадина; 27 — Чаркуйская перемычка; 28 — Хайдарканская впадина

(+2700) м в поднятиях, а в Северной соответственно от (—3500) — (—6800) до (—2500) — (—4500) м. Таким образом, за средний уровень Южной зоны здесь можно принять отметку +1300 м, а для Северной —4300 м. Соответственно перепад высот между основными структурными ступенями в основании депрессии достигает 5500 м. К западному окончанию депрессии интенсивность дифференциальных движений убывает, в связи с чем уменьшается и разновысотность указанных ступеней (см. рис. 1).

Местами в толще моласс формируются дисгармоничные дислокации, нередко получающие орографическое выражение. Поэтому при райониро-

вании новейших депрессий следует учитывать соотношение поверхностных и погребенных структур. Важно также отразить неоднородность преобладающих типов и ориентировки локальных новейших структурных форм в разных частях района (рис. 3).

Морфология и взаимоотношения структур в пределах Северной и Южной зон депрессии различны. В Южной зоне расположены две субширотные гряды поднятий (Каратау-Гузанская и Тохтабуз-Катрантауская) и две цепи впадин. Эти структуры, заложенные еще в мезозое, в дальнейшем развивались конседиментационно и получили орографическое выражение уже в четвертичном периоде. Северные борта гряд поднятий более пологие, а южные крутые, обычно осложненные разломами, по которым поднятия надвигаются на смежные впадины. Складчато-глыбовый характер основных структур Южной зоны обусловлен значительной жесткостью консолидированного палеозойского фундамента, принимающего участие во всех крупных дислокациях. Наиболее четкие преимущественно дизъюнктивные границы новейших структур совпадают с рубежами палеозойских структурно-фациальных зон, по-видимому, сопрягавшихся между собой по зонам крупных и долгоживущих разломов. Деформации мезо-кайнозойского покрова в общем подобны деформациям кровли палеозойского фундамента.

Для Северной зоны характерно развитие пликативных дислокаций, ориентировка которых в разных местах неодинакова. У подножия Кураминского хребта протягивается Самгар-Камышкурганская цепь впадин. Вдоль южного края зоны расположена область широтных брахискладок. На западе они соприкасаются, а на востоке между ними располагается Кокандское поднятие, принадлежащее Каракалпакской области изометричных и различно ориентированных брахискладок. В приповерхностной структуре Северной зоны Дигмай-Ташкумырская гряда поднятий разделяет Самгар-Камышкурганскую и Пролетарск-Кокандскую цепи впадин. В этой зоне широко развиты дисгармоничные структуры разных порядков.

В последние годы большое внимание уделяется выявлению поперечных поднятий, фиксирующихся в ундуляциях структур основного плана (Костенко, 1960; Чедия, 1964). Обычно эти структуры считаются гораздо более молодыми, чем структуры основного плана. Однако ряд данных показывает, что они имеют достаточно древнее заложение, соизмеримое по времени с периодом формирования структур основного плана. Унаследованность развития основных поднятий Ферганы в период молассообразования подтверждает развитие этих поднятий в течение всего новейшего этапа. Кроме того, уже в распределении мощностей меловых и палеогеновых осадков намечаются определенные изменения по северному и южному бортам депрессии, подтверждающие существование аналогичных субмеридиональных дислокаций. То же самое наблюдается и в пределах смежных хребтов (Резвой, 1959). Например, на южном склоне Кураминского хребта аналогичное поднятие фиксируется в районе Тавакского плато, где мощность мел-палеогеновых отложений достигает всего нескольких десятков метров. К западу и востоку она увеличивается и в районе Канса и Адрасмана превышает 100 м.

Анализ закономерностей распределения новейших дислокаций создает базу для более уверенного и детального гидрогеологического и сейсмического районирования, а также для объяснения особенностей размещения ряда полезных ископаемых.

Северная и Южная зоны Ферганской депрессии различны в гидрогеологическом отношении по величине, глубине артезианских бассейнов, характеру миграции и степени минерализации подземных вод. В Южной зоне существует ряд широтных артезианских бассейнов с хорошим водообменом и поперечной миграцией слабоминерализованных вод. В Северной зоне существует глубокий замкнутый артезианский бассейн в третичных

и мезозойских отложениях, а воды четвертичных отложений отличаются продольной и поперечной миграцией и слабой минерализацией. В артезианском бассейне присутствуют разнообразные, в том числе и высокотемпературные интенсивно минерализованные воды, важные для бальнеологии, химической промышленности, а возможно, и для добычи ряда рудных компонентов.

Наиболее благоприятны для строительства водохранилищ и других гидротехнических сооружений устьевые части долин у выхода рек в Ферганскую депрессию, а также устьевые части сквозных каньонобразных долин ряда южноферганских рек (Ходжа-Бакирган, Исфара, Карабулак, Сох) у выхода их из пределов палеозойского ядра Тохтабуз-Катрантауской гряды поднятий.

Сейсмостатистический материал свидетельствует о значительно меньшей плотности землетрясений в области Северной зоны Ферганской депрессии и Кураминского хребта по сравнению с областью Южной зоны депрессии и Туркестанского хребта, а также о меньшей плотности землетрясений в западной части Северной зоны депрессии. Плотность землетрясений, по-видимому, отражает степень дифференцированности современных движений.

Распределение фаций раннемезозойских осадков свидетельствует о формировании угольных залежей в Западной Фергане преимущественно в Южной зоне. Известные месторождения расположены на склонах поднятий Тохтабуз-Катрантауской гряды. Возможно присутствие погребенных залежей в пределах большей части Впадин сороковой параллели и в Исфаринской впадине.

Вдоль южного борта депрессии, частично захватывая район Впадин сороковой параллели и смежные районы Туркестанского хребта, протягивается известный пояс сурьмяно-ртутных проявлений. Характерно, что значительная часть их связана с обновлявшимися в новейшее время разломами. К Северной зоне приурочен ряд осадочных полезных ископаемых в мезо-кайнозойских отложениях, в том числе в молассах (соль, гипс, медь и др.)

Наиболее актуальны для Ферганы поиски новых залежей нефти и газа. Известные месторождения этих полезных ископаемых распределены в виде сравнительно узкой прерывистой полосы вдоль бортов наиболее прогнутой части Северной зоны, в том числе и в пределах Центрально-Ферганской моноклинали. Такое их распределение естественно приводило к выводу о том, что главные залежи должны приурочиваться к перегибам на границах основных структурных ступеней. В последнее время это нашло отражение в представлении о преимущественной перспективности так называемых флексурно-разрывных зон, разделяющих менее дислоцированные и менее перспективные области блоковых полей (Рыжков, Сайдалиева, 1963).

В то же время интенсивно развивающееся советскими геологами на основе идей И. О. Брода учение о нефтегазоносных бассейнах (Барс и др., 1961) позволяет считать перспективной и всю наиболее прогнутую центральную часть Северной зоны депрессии. Это подтверждается прямыми геохимическими и палеогеографическими исследованиями. Так, все отчетливее складывается мнение об отсутствии подходящих условий для нефтеобразования в периферических частях депрессии, причем это касается не только континентальных нижнемезозойских (Зиндель, Симоненко, 1963), но и явно морских вышележащих отложений (Симаков, 1957₂).

В результате все большее число сторонников приобретает положение о том, что нефтеобразование в Фергане происходило главным образом в наиболее прогнутых участках депрессии (Зиндель, Симоненко, 1963; Симаков, 1957₂; Старобинец, Сагидова, 1963). Здесь перспективными обычно считаются зафиксированные геофизическими методами складки в нижне-

третичных и верхнемезозойских отложениях, поскольку все известные залежи в верхнетретичных молассах оказываются вторичными (Старобинец, Сагидова, 1963). Однако большинство этих структур погребено на глубине 4—5 км и разведка их сопряжена с определенными техническими трудностями. При этом обычно упускается из виду, что в тех же районах геофизическими методами выявляется значительное количество погребенных в молассах, но секущих нефтепроизводящие отложения крупных разрывных нарушений.

В прибортовых частях описываемой зоны такие нарушения служат путями миграции нефти с образованием вторичных залежей в молассах (Старобинец, Сагидова, 1963). По-видимому, и в наиболее прогнутых участках вдоль данных нарушений облегчается вертикальная миграция нефтепродуктов с образованием более легкодоступных вторичных залежей. Зачастую над подобными разрывами в молассах образуются более или менее крупные и нередко орографически очень слабо выраженные складки и флексуры, которые могут оказаться структурными ловушками для вторичных залежей.

В настоящее время выявлено несколько типов надразломных структур. Дигмай-Супетауская гряда, являющаяся одной из наиболее четко выраженных антиклинальных структур Северной зоны, по-видимому, также располагается над серией таких разрывных нарушений. В качестве примера почти не выраженной в рельефе складки можно привести Коккуракскую антиклиналь в восточной части урочища Кайрак-Кум, сформировавшуюся непосредственно над проходящим к северу от Махрамской структуры крупным погребенным разломом. Здесь в цоколе верхнеплейстоценовых (голодностепский комплекс) песков обнажаются дислоцированные под углами от нескольких до 10—15° более древние (ташкентский? комплекс) слабо уплотненные глинистые песчаники и алевролиты с прослоями глинистых песков и галечников. Над Южномахрамским погребенным разрывом между устьями рек Исфары и Соха располагается резкий уступ в рельефе. В приустьевых частях долин этих рек русла оказываются врезанными в цоколь нижнеплейстоценовых моласс, а верхнеплейстоценовые террасы из аккумулятивных становятся эрозионными. Севернее за пределами этой новейшей флексуорообразной складки реки растекаются по обширному сухим дельтам. Аналогичная структура располагается и на р. Ходжа-Бакирган в районе пос. Аучи-Калача.

Выявление слабо выраженных в рельефе новейших складок представляет большой интерес, но связано со значительными трудностями. Для их обнаружения обычно используются различные геоморфологические методы. Для поисков современных поднятий, например, эффективен метод анализа характера развития современных эрозионных процессов (Костенко, 1963). Шорайская антиклиналь выявлена на основании анализа распределения позднечетвертичного осадконакопления. Она расположена над Супетауской системой погребенных широтных разломов.

Причина разделения депрессии на Северную и Южную зоны, характеризующиеся различной высотой залегания кровли палеозойского фундамента и неодинаковыми мощностями моласс, заключается в неоднородности этого фундамента. То, что обрамляющие Ферганскую депрессию с севера и юга горные области во второй половине палеозоя развивались различно, было показано еще Д. В. Наливкиным (1936). Однако положение их границы трактуется неодинаково. Одни авторы проводят ее вдоль северного борта депрессии, а другие совмещают с Центрально-Ферганской моноклиной. Выводы последних подтверждаются в Западной Фергане результатами анализа средне-верхнепалеозойской истории развития (Резвой, 1954) и геофизическими данными (Таль-Вирский, 1964).

Постепенно накапливаются новые данные о глубоких различиях между указанными областями. Для Гиссаро-Алая не вызывает сомнений справед-

ливость распространенной точки зрения о повсеместном для Тянь-Шаня замыкании геосинклинального режима в конце палеозоя. В отношении же средне-верхнепалеозойской истории Чаткало-Кураминской области такая трактовка менее обоснована. Начиная с девона характер формационного ряда и деформаций, степень изменчивости фаций и мощностей отличаются здесь от типичных для геосинклинали и соответствуют тому режиму, который одни исследователи называют «остаточно геосинклинальным» (Пейве, Сеницын, 1950), другие — «полуплатформенным» (Саложников, 1948), третьи — «орогенным» (Богданов, 1954, 1959), четвертые — «парагеосинклинальным» (Белоусов, 1954).

В Кураминской области собственно геосинклинальный этап развития в начале девона сменился парагеосинклинальным, во время существования которого в формационном ряду фиксируются два цикла развития: первый среднепалеозойский и второй, начавшийся с конца нижнего карбона и не завершившийся до настоящего времени. Каждый из этих циклов начинался с формирования порфириевой формации, а затем накапливались нижняя терригенная, известняково-хемогенная и молассовая формации.

Все перечисленные признаки описанной парагеосинклинали находят четкую аналогию в средне-верхнепалеозойском этапе развития западной части Центрального Казахстана (Несмеянов, 1962). Для этого региона данный режим характеризуется аналогичным, но одноцикловым формационным рядом (Богданов, 1954; Зайцев, 1961). В обоих районах становление парагеосинклинального режима сопровождалось переориентировкой основного структурного плана. Для области Кураминского хребта субширотная ориентировка основных структур постепенно сменилась северо-восточной, что подтверждается не только геологическими, но и геофизическими данными (Таль-Вирский, 1964). При этом в новейших дислокациях Северной зоны депрессии и Кураминского хребта отмечаются отдельные структуры, унаследовавшие субширотные простирания (см. рис. 2).

Некоторые исследователи представляют развитие обеих указанных областей по-другому. Так, С. С. Шульц считает, что в конце девона и начале карбона и западная часть Центрального Казахстана, и Чаткало-Кураминская область испытывали платформенный режим развития, сменившийся в верхнем палеозое орогенным режимом. Такая же смена режимов предполагается им и для мезо-кайнозойской эпохи развития Тянь-Шаня.

С этой точкой зрения нельзя согласиться по той причине, что в своих построениях С. С. Шульц каждый раз дробит единые формационные циклы на части. При этом платформенная стадия развития у него нередко оказывается представленной всего одной формацией (известняково-хемогенной), а орогенная — то молассовой, то порфириевой формациями, причем со временем формирования последней совершенно не обязательно связано горообразование. Соответствующие указанным стадиям формации и дислокации, хотя и имеют субплатформенный и субгеосинклинальный облик (но не типично платформенный, Белоусов, 1954, и не типично геосинклинальный), вряд ли заслуживают самостоятельного рассмотрения для определения режима тектонического развития региона. Характер режима правильнее определять для отрезка времени, объединяющего полный формационный цикл, как это делается для Центрального Казахстана (Богданов, 1954; Зайцев, 1961).

Таким образом, основные черты строения Ферганской депрессии определяются ее заложением на области сочленения разнородных структур.

ЛИТЕРАТУРА

Барс Е. А., Борщевский Г. А., Брод И. О., Овчинников А. М. Методика установления границ артезианских и нефтегазоносных бассейнов.— Изв. Высп. учебн. завед., геол. и разв., 1961, № 11.

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1954, № 41.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.
- Васильковский Н. П. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозойе.— Труды Ин-та геол. АН Узб. ССР, 1948, вып. 1.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский Б. Б. Применение сейсморазведки для поисков месторождений нефти и газа в Ферганской долине.— Геология нефти и газа, 1960, № 1.
- Вялов О. С. О нефтеносности Ферганы.— Докл. АН СССР, новая серия, 1947, 56, № 1.
- Ганеев К. Г. О возможности получения дополнительных источников воды в Шахристанской котловине за счет глубоких горизонтов.— Узбекский геол. ж., 1963, № 4.
- Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутау.— Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. 3. Изд-во МГУ, 1961.
- Зиндель Л. А., Симоненко М. А. Минералого-геохимическая характеристика глин и нефтегазоносность юрских отложений Ферганы. Ташкент, 1963.
- Клейнберг В. Г., Симков С. Н. Тектоника.— Труды ВНИГРИ, 1957, вып. 110.
- Костенко Н. П. Изменение наклонов земной поверхности и сейсмичность (на примере горных стран юга Средней Азии).— Бюлл. совета по сейсмологии, № 8. Изд-во АН СССР, 1960.
- Костенко Н. П. Геолого-геоморфологический метод изучения новейших и современных деформаций (на примере Средней Азии).— В сб.: Современные движения земной коры, № 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии.— Научн. итоги ТПИЭ. Изд-во АН СССР, 1936.
- Несмеянов С. А. О характере постгеосинклиналичного развития Западного Тянь-Шаня.— Докл. АН Тадж.ССР. 1962, 5, № 5.
- Несмеянов С. А. К вопросу о методах стратификации континентальных моласс (на примере кайнозойских моласс Ферганы).— В сб.: Жизнь Земли, № 3. Изд-во АН СССР, 1965.
- Пейве А. В., Силицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Резвой Д. П. О южной границе Кураминско-Ферганского среднепалеозойского поднятия в Южном Тянь-Шане.— Докл. АН СССР, 1954, 95, № 5.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы.— Вопр. геол. Южного Тянь-Шаня, т. 1. Изд-во Львовского гос. ун-та, 1959.
- Рыжков О. А., Сайдалиева М. С. О некоторых закономерностях в размещении наиболее крупных нефтяных и газовых месторождений Узбекистана.— Докл. АН Узб.ССР, 1963, № 9.
- Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны.— Тектоника СССР, т. 1. Изд-во АН СССР, 1948.
- Симаков С. Н. Меловая система.— Труды ВНИГРИ, 1957₁, вып. 110.
- Симаков С. Н. Нефть в меловых отложениях.— Труды ВНИГРИ, 1957₂, вып. 110.
- Старобинец И. С., Сагидова Ф. З. Геохимия нефти и газов Ферганской депрессии. Ташкент, 1963.
- Суворов А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 158.
- Таль-Вирский Б. Б. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований).— В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. «Наука», 1964.
- Чедия О. К. Новейшие поперечные поднятия и их практическое значение (на примере Средней Азии).— В сб.: Проблемы неотектоники. Тезисы докл. совещ. 19—23 мая 1964 г. М., 1964.

Л. К. ДИДЕНКО-
КИСЛИЦЫНА **НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА
ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ**

Джунгарский Алатау — субширотно вытянутое горное сооружение, центральная часть которого представлена двумя главными водораздельными хребтами — Северным высотой 4400 и Южным — 4200 м, разделенными Коксу-Бороталинской впадиной, расположенной на высоте 2600—2800 м.

К северу от Северного Главного хребта расположено пять ступеней гор на высоте 3400, 3000, 2000, 1600—1400, 800—600 м и к югу от Главного — три ступени высотой 3200, 2000 и 1600—1400 м. Все они разделены субширотными ориентированными впадинами. В западной части района наблюдается виргация Южного Главного водораздельного хребта, обуславливающая образование еще трех погружающихся к западу систем хребтов, южная из которых расположена на высоте 2200—2000 (хребет Котуркей), средняя на высоте 1500—1600 (гора Алабасы) и северная на высоте 1000—900 м (гора Ешкиольмес). На востоке виргация Северного Главного хребта образует две ветви, понижающиеся к юго-востоку в сторону Джунгарских ворот.

Амфитеатр хребтов, разделенных межгорными впадинами, обусловил мнение о Джунгарском Алатау как о громадном горсте, разбитом системой разломов на более мелкие горсты и грабены второго порядка (Мейстер). Существует второе представление о Джунгарском Алатау как о большом своде, разбитом системой разломов на ряд горстов и грабенов (М. М. Юдичев, Н. А. Афоничев), Юдичев допускал также существование в пределах свода прогибов небольшой амплитуды, в которых накапливались третичные глины и которые позже были подняты до высоты 1600 м. Это мнение разделяется многими исследователями.

Время проявления начала альпийских тектонических движений М. М. Юдичев относит к концу неогена, Н. А. Афоничев — к концу плиоцена, И. И. Деонисьяк — к границе между плиоценом и четвертичным периодом, Н. Н. Костенко — к нижнечетвертичному периоду. Более детальное изучение Джунгарского Алатау в результате геолого-геоморфологических съемок средних и крупных масштабов позволило несколько уточнить его новейшую структуру и датировать время проявления наиболее мощных тектонических фаз и импульсов альпийского орогенеза.

На поверхности перечисленных ступеней гор, помимо прекрасно выраженной денудационной поверхности, хорошо выражены линейные и купольные антиклинальные складки основания длиной от 20 до 70 км при ширине 5—40 км. Углы падения крыльев складок 5—7°. В местах развития складок купольной формы углы падения составляют 10—15°. Сводовые части купольных структур осложнены трещинами растяжения, к которым, как правило, приурочены antecedentные участки меридионально ориентированных речных долин.

По сколовым разрывам, оперяющим более крупные разломы и рвущим крылья складок, обращенные к впадинам, образовались ступени — мелкие кулисообразные блоки, расположенные на 100—300 м ниже периклинальных частей складок. Часто на их поверхности сохранились еще красноцветные глины миоцена или древнеантропогеновые валунно-галечники (горы Кульджабасы, Кийрыкуль и др.). На склонах антиклинальных структур выработаны горизонтальные или слабо наклоненные в сторону впадин скульптурные террасы-педименты, более широкие и высокие в присводовой части и понижающиеся согласно с падением крыльев складки. Местами они полностью уничтожены эрозией и на склонах хребтов сохранились лишь переломы, фиксирующие, как и педименты, перерывы в общем поднятии горной страны. Эта ступенчатость склонов является характерной особенностью новейших антиклинальных структур Джунгарского Алатау.

Ступени по склонам хребтов, обращенные к впадинам, хорошо увязываются с фрагментами террасовых долин, расположенных перпендикулярно простиранию основных структур. Корреляция их с аккумулятивными поверхностями внутригорных впадин, а также фаунистически датированными террасами рек позволяет установить время появления тектонических фаз и импульсов, сформировавших современные тектонические структуры Джунгарского Алатау, и перерывы между ними.

Не менее интересной особенностью является различная длина и крутизна склонов хребтов, отражающая интенсивность проявления тектоники. Крутые и короткие южные склоны развиты в хребтах северной части Джунгарского Алатау (Баянджурук, Жельды-Карагай, Тастау и др.), формирование которых началось раньше и протекало под влиянием тектонических напряжений, развитых в центральных частях Джунгарского Алатау, в то время как блоки, вовлеченные в поднятия позже и расположенные вдоль границ тектонических движений с противоположными знаками — поднятием в горных частях и прогибами во впадинах, имеют крутые и короткие склоны, обращенные в сторону прогибов, точно так же, как и склоны блоков, ограничивающих обращенные межгорные впадины (восточная часть Колпаковской). Так, все хребты южной части Джунгарского Алатау, ограничивающие с севера Илийскую впадину, имеют крутые и короткие южные склоны. Передовые хребты вдоль Саркандского и Джунгаро-Алакульского разломов имеют короткие и крутые северные и северо-восточные склоны, обращенные также в сторону впадин — Прибалхашской и Алакульской.

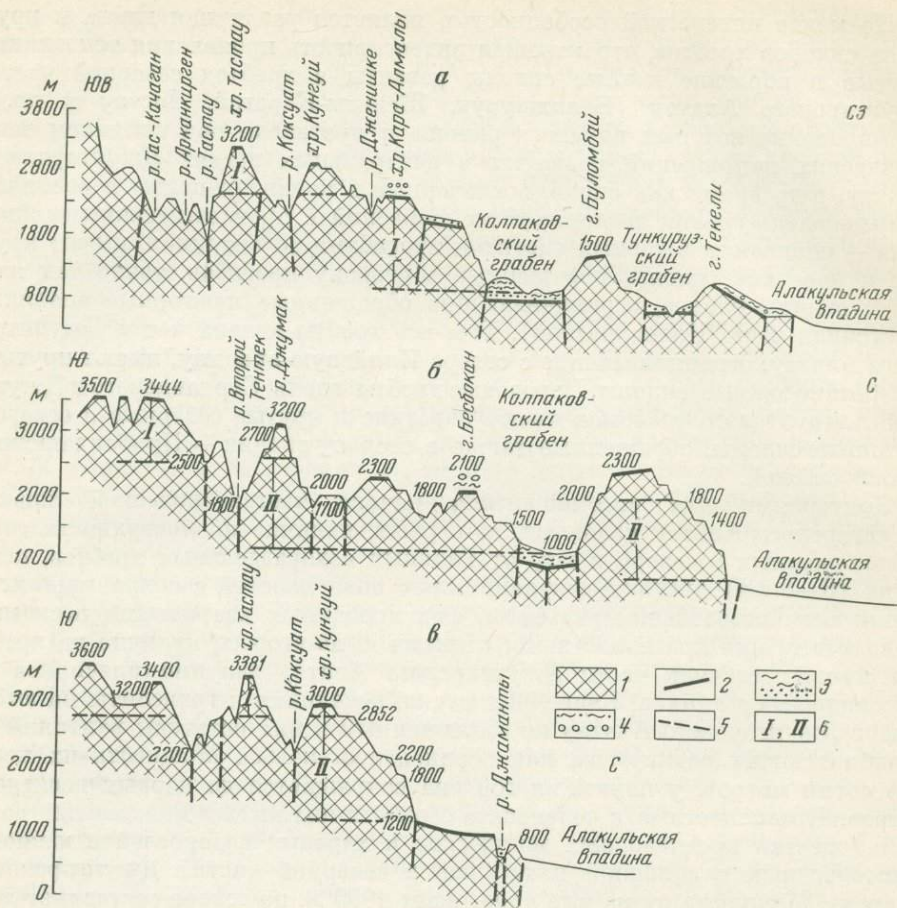
Критериями для восстановления начала неотектонической жизни Джунгарского Алатау являются, во-первых, наличие на поверхности гор, расположенных к северу и югу от Главных водораздельных хребтов, широких (6—8 км) древних денудационных поверхностей с сохранившимся реликтовым мезозойским рельефом, фиксированных кварцевыми песками, гравелитами или красноцветными глинами и, во-вторых, наличие на хребтах северо-восточной части Джунгарского Алатау валунно-галечников и лёссовидных суглинков. Кварцевые пески, песчаники и гравелиты на юго-западе Джунгарского Алатау по заключенным в них остаткам рептилий и млекопитающих датируются как верхнепалеогеновые. Мощность их первые сотни метров, у подножия гор она сокращается до первых десятков метров. Красноцветные и зеленовато-серые глины имеют миоценовый возраст (остатки пресноводных моллюсков и харовых водорослей в южной, свинообразных в западной и тапиров в северной частях Джунгарского Алатау). Мощность их на юге превышает 1000 м, на севере составляет десятки и первые сотни метров.

Залегающие на юге Джунгарии¹ стратиграфически выше серо-палевые песчано-глинистые отложения илийской свиты по фауне позвоночных, спорово-пыльцевым спектрам и микрофауне датируются как верхнеплиоценовые отложения. Их суммарные мощности составляют 1000—2000 м. Антропогеновые валунно-галечники и лёссовидные породы залегают на них с резким угловым несогласием. На поверхности Главных хребтов эти отложения нигде не встречаются. На севере Джунгарского Алатау миоценовые глины выполняют все впадины и встречаются, как и палеогеновые гравелиты, на поверхности многих хребтов на абсолютных высотах от 800 до 3200 м. До высот 2600 м встречаются мелкогалечные гравелиты из местных пород, являющиеся, вероятно, аналогами плиоценовых хоргосских молассов юга Джунгарии.

На поверхности самых северных хребтов, разделенных впадинами, которые расположены ниже гор на 800—1000 м, до высоты 2400 м сохранились поля валунно-галечников, залегающих на красноцветях миоцена, на глинисто-щебнистых отложениях плиоцена либо на породах палеозоя. К северу от Покатиловской и Лепсинской впадин они перекрыты лёссовидными породами мощностью 5—60 м.

Во впадинах развито четыре комплекса террас. В лёссовидных суглинках третьего комплекса террас в Колпаковской впадине собраны кости *Bison priscus longicornis* W. Громова, позволившие считать их средне-

¹ Название Джунгария применяется только для территории Джунгарского Алатау в пределах Казахстана.



Р и с. 1. Поперечные профили северо-восточной части Джунгарского Алатау
 а — по линии, параллельной Джунгаро-Алакульскому разлому через с. Успеновка; б — по меридиану с. Держинск; в — по линии, расположенной в 25 км восточнее; 1 — породы палеозоя; 2 — домиоценовая денудационная поверхность; 3 — миоценовые красноцветные глины, палеогеновые кварц-полевошпатовые пески; 4 — нижнеантропогеновые лёссовидные суглинки и валунно-галечники; 5 — разрывные нарушения; 6 — амплитуда поднятий: I — к концу антропогена, II — начиная со среднего антропогена

антропогеновыми. Таким образом, валунно-галечники, залегающие на поверхности гор, могут быть только нижнеантропогеновыми.

Из сказанного напрашивается вывод о том, что формирование впадин или частей впадин, разделяющих эти горы, произошло после отложения покровных валунно-галечников и лёссовидных суглинков на границе между нижним и средним антропогеном¹ (рис. 4).

Изучение фрагментов допалеогеновой и домиоценовой денудационной поверхности дает представление о домиоценовом рельефе как о денудационной слабоволнистой равнине, абсолютная высота которой не превышала 200—300 м. Проявлению значительных тектонических поднятий предшествовало на протяжении палеогена и миоцена медленное восходящее движение, обусловившее разрыв мезозойских отложений и коры выветривания, которая сохранилась (мощность до 20 м) только на юге в основании палеогеновых отложений. Анализ стратиграфии кайнозойских отложений,

¹ Термин «антропоген» применяется вместо термина «четвертичный период» без понижения границы.

сохранившихся на денудационных поверхностях пяти северных хребтов и в разделяющих их впадинах, а также корреляция отложений антропогена с педиментами и ступенями склонов хребтов позволяют выделить на территории Джунгарского Алатау несколько тектонических фаз.

1. Олигоцен-миоценовая фаза, когда происходили незначительные эпейрогенические движения, обусловившие пологое изгибание допалеогеновой денудационной поверхности и возникновение в осевой части Джунгарского Алатау антиклиналей высотой до 200 м с разделяющим их широким Коксу-Бороталинским прогибом.

2. Верхнеплиоценовая мощная хоргосская тектоническая фаза, обусловившая на юге поднятие гор на 1900—2100 м и накопление в предгорной части и Илийской впадине толщи хоргосских моласс. В северной и восточной частях амплитуда поднятий 200—300 м вызвала начало формирования второй цепи хребтов (Жельды-Карагай, Акчаганак, Тастау) и накопление в образовавшихся впадинах (Айдаусайская, Акчинская, Пограничная и Сельтинская), а также в предгорных частях на месте современной Тополовской и Теректинской впадин глинисто-щебнистой пачки отложений мощностью 300—400 м.

3. Нижнеантропоценовая койбынская (название дано Н. Н. Костенко) фаза менее интенсивных поднятий, чем в предыдущие фазы, примерно одинаковой (до 400 м) амплитуды в южной и северной частях Джунгарского Алатау, в результате которых были смяты в складки плиоценовые молассы на юге Джунгарского Алатау и вовлечены в поднятие новые участки на западе (хребет Котуркай, гора Алабасы). На севере была вовлечена в поднятие восточная часть Джунгарского Алатау, непосредственно прилегающая к зоне Джунгаро-Алакульского разлома; заложилась впадины Теректинская, Карой, восточная часть Колпаковской; оформился Коксуатский грабен, восточная часть которого начала формироваться с плиоцена.

4. На границе со средним антропогеном выделяется мощная Джунгарская тектоническая фаза, в результате которой на западе были вовлечены в поднятия нижнеантропоценовые предгорные конусы выноса, расширилась возвышенность, возникли новые (горы Сарыбастау, Кызылджар и др.) и оформились на севере такие тектонические структуры Джунгарского Алатау, как Лепсинская, Кипелинская, Голубевская, Константиновская, Тункурузская впадины, западная часть Колпаковской и горы, разъединяющие их. Амплитуда поднятия на юге и западе была 200—300 м, на севере достигала 600—800 м. В структуре южной части Джунгарского Алатау эта тектоническая фаза, как и последующие тектонические импульсы, существенных изменений не внесла. В это время были вовлечены в поднятия, деформированы в пологие антиклинальные складки и местами разорваны предгорные плиоценовые и нижнечетвертичные отложения.

В середине среднего антропогена, на границе с верхним и между верхним антропогеном и современной эпохой имели место тектонические импульсы, обусловившие поднятия южной части Джунгарского Алатау до 200 м и северной, особенно вдоль зоны Джунгаро-Алакульского разлома, до 500 м, но не отразившиеся на общем структурном плане Джунгарского Алатау. В это время были вовлечены в поднятия среднеантропоценовые предгорные конусы выноса.

Тектонические движения продолжаются и до настоящего времени, о чем свидетельствуют деформации надпойменных террас в пологие антиклинальные складки, местами их разрывы, сопровождающиеся надвигами.

Суммарная амплитуда поднятий всех тектонических фаз за плиоцен-четвертичный период для северной части Джунгарского Алатау составляет 4000 м, для южной около 3600 м. Поверхности впадин, вовлеченных в поднятие с плиоцена (Айдаусайская), имеют абсолютные отметки до 2800 м, а вовлеченные в поднятие в нижнечетвертичное время — 2000—

2400 м; наконец, впадины, формировавшиеся со среднего антропогена, находятся на высоте 1500—1400 м (Кипелинская, Голубевская, Карой). Впадины, расположенные севернее, находятся соответственно на 200—300 м ниже. Они располагаются на высотах: Константиновская 1000—1300, Колпаковская 700—1000 и Тункурузская 600—800 м.

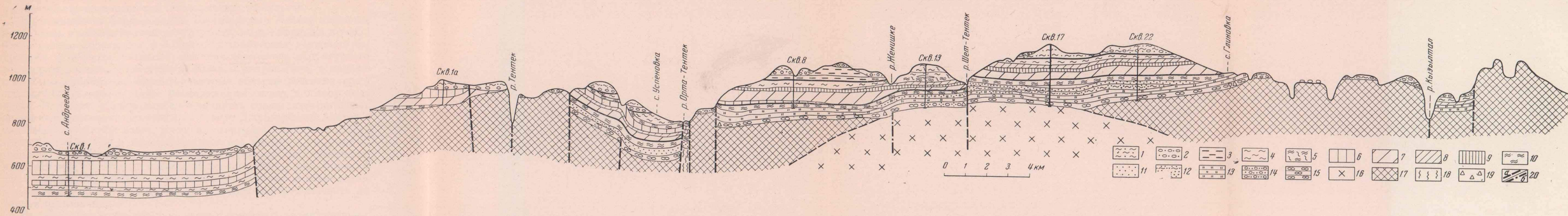
По данным геофизических исследований и бурения, в Талды-Курганской, Алабасской впадинах, в западной части Сарыозекской и Колпаковской мощность кайнозойских отложений составляет от 120 до 400 м, в восточной части Кугалинской и Конуроленской впадин увеличивается до 700 м, что свидетельствует о наличии прогибов и поднятий в их палеозойском основании.

Истинные мощности отложений большинства впадин не установлены, следовательно, трудно точно определить их амплитуды поднятий. Расположение межгорных впадин на разных уровнях, как и ступенчатое расположение хребтов, для которых тоже характерна ступенчатость склонов, хорошо подчеркивают основную структурную особенность Джунгарского Алатау: последовательное вовлечение новых территорий в сферу активного проявления новейшей тектоники, которое в Джунгарском Алатау в основном распространялось в западном и северном направлениях (на востоке этот процесс был ограничен зоной Джунгаро-Алакульского разлома, а на юге Актауским разломом, отделяющим альпийскую складчатую область).

Характерной особенностью Джунгарского Алатау является также погружение осей всех новейших структур с востока на запад, что отчетливо выражается в наклоне впадин к западу с превышением восточных их частей над западными до 400 м. В этом же направлении на склонах хребтов уменьшается число педиментов или соответствующих им переломов. Так, на западе на склонах внешних хребтов высотой 800 м, расположенных примерно на меридиане г. Талды-Курган, имеется только один педимент, а восточнее у с. Сарканд, где высота гор до 2200 м, их число увеличивается до трех. На восточных склонах передовых тектонических уступов хребта Кунгуй, обращенных к Алакульской впадине, их насчитывается уже шесть. Высота хребта здесь 3000 м, превышение над Алакульской впадиной 2300 м.

Таким образом, при движении на восток к зоне Джунгаро-Алакульского разлома увеличивается количество тектонических подвижек. Видимо, с ними связаны и хорошо прослеживающиеся поперечные поднятия, деформирующие поверхности хребтов Карасарык, Кунгу, Тастау, что находит отражение и во впадинах. Восточные поперечные поднятия располагаются по оси, параллельной Джунгаро-Алакульскому разлому, простираясь на 180 км от гор Малые Сайканы до горы Карабаба. Вторая ось поперечных поднятий намечается к югу от Колпаковской впадины с более северным простираем, направление третьей и четвертой осей близко к 81 и 80 меридианам. Все эти деформации несомненно обусловлены глубинными процессами, затрагивающими верхнюю часть мантии.

В истории формирования новейших структур Джунгарского Алатау автору представляется возможным выделение трех стадий: первая — изгибание жесткого палеозойского складчатого фундамента, появление пологих антиклинальных и синклиналиных складок основания, унаследовавших простираем герцинских субширотных структур; вторая — увеличение изгибания основных структур и появление новых складок основания, формирование которых шло в основном к востоку, западу и северу от появившихся ранее. В это время в антиклинальное поднятие вовлекаются и краевые части герцинских синклиналиных структур; третья — проявление дизъюнктивной тектоники (обновление палеозойских разломов, разрывы основания, местами покрова, а также складчатость кайнозойских отложений). После разрыва основания альпийские антиклиналы,



Р и с. 2. Продольный профиль Колпаковского гребня к югу от селений Андреевка — Глиновка
 1 — лёссовидные суглинки нижнего и среднего антропогена; 2 — валуново-галечники; 3 — суглинки, супеси, щебнисто-галечные отложения конца плиоцена; глины второй половины миоцена;
 4 — буро-красные, красные, 5 — пестроцветные; монтмориллонитовые глины первой половины миоцена; 6 — белые, 7 — светло-серые, 8 — темно-серые, 9 — черные; отложения палеогена;
 10 — пестроцветные, пятнистые глины, 11 — кварц-полевошпатовые пески, 12 — пески с глиной, 13 — пезчаники, 14 — пески гравелистые, 15 — гравелиты, 16 — диориты; 17 — породы палеозоя;
 18 — сильно трещиноватые зоны; 19 — брекчия; 20 — разрывные нарушения; а — установленные, б — предполагаемые

вступающая в фазу более быстрого тектонического воздымания, преобразовываются в горсты, поверхности которых несут фрагменты складок основания, а части их склонов, заключенных между педиментами, фиксируют количество продолжающихся тектонических импульсов.

В постадийном формировании Джунгарского Алатау наблюдается, однако, связь с палеозойскими структурами, выражающаяся в том, что наиболее ранние проявления новейших тектонических движений были приурочены к области развития нижнепалеозойского структурного этажа. Во вторую стадию, в плиоцене и нижнем антропогене, в поднятие были вовлечены субширотно ориентированные области развития среднепалеозойского структурного этажа, расположенные к югу и северу от поднятых ранее. В третью стадию наиболее мощного среднеантропогенного оживления тектонических движений на севере Джунгарского Алатау в поднятие были вовлечены зоны развития верхнепалеозойского структурного этажа, которые еще в нижнем антропогене являлись предгорными областями аккумуляции валунно-галечников и лёссовидных суглинков, связанных, видимо, с местным первым полупокровным оледенением Джунгарского Алатау. И, наконец, в верхнеантропогенную и современную эпоху в поднятие были вовлечены средне- и верхнеантропогенные аккумулятивные образования.

Рассматривая более детально связь альпийских антиклинальных структур с палеозойскими, мы видим, что неотектонические структуры не всюду являются унаследованными, часто это обращенные структуры. Так, хребет Кунгуй приурочен к палеозойской синклинали, а восточная часть Конуроленской впадины к палеозойской синклинали. В западных частях Джунгарского Алатау имеется прекрасная антиклинальная структура, где видна часть верхнепалеозойской складки с падением пластов на юг и падением деформированной домиоценовой денудационной поверхности на северо-запад.

Окружающие Джунгарский Алатау впадины — Прибалхашская, Алакульская и Илийская — являются унаследованными с палеозоя синклинальными прогибами. По данным геофизики, а местами и бурения, они имеют довольно сложное строение, расчленены разломами на отдельные блоки, что обусловило различную глубину залегания палеозойского фундамента в разных частях впадин. На севере наибольшие глубины (до 3000 м) приурочены к Саркандской впадине Предджунгарского прогиба (название Н. А. Афоничева), отделенного от остальной части впадины Аксуйским разломом, к северу от которого фундамент находится на глубинах 200—400 м. Алакульская впадина разбита системой разломов северо-западного простирания, параллельного Джунгаро-Алакульскому разлому, также на ряд блоков, опущенных до 1000 м в непосредственной близости от Джунгаро-Алакульского разлома.

Таким образом, глубины прогибания впадин на севере и востоке не соответствуют амплитудам поднятий северной ветви Джунгарского Алатау. Значительно более интенсивны погружения на юге Джаркентской депрессии, опущенной до —4600 м и представляющей собой часть Илийской впадины. Амплитуда поднятия южной ветви Джунгарского Алатау около 4000 м, т. е. глубина прогибания превышает величину поднятия на 600 м. Указанный большой разрыв между амплитудой поднятия Джунгарского Алатау вдоль зоны Джунгаро-Алакульского разлома по сравнению с опусканиями Предджунгарского прогиба дает повод предположить либо ошибку в геофизических данных о глубине залегания палеозойского фундамента (учитывая, что скважина, пробуренная до глубины 802 м, не вышла, по предварительным заключениям, из миоценовых отложений), либо то, что северные области продолжают вовлекаться в поднятия, компенсация которых происходит к югу от Джунгарского Алатау в пределах Илийской впадины, на что указывает и расположение эпицентров землетрясений,

располагающихся на юге Джунгарского Алатау и отсутствующих в зоне Джунгаро-Алакульского разлома.

Таким образом, общий диапазон тектонических движений для Джунгарского Алатау и прилегающей Илийской впадины составляет 9000 м, для северной части 700 м, из которых на антропогенный период приходится около 5000 м. Эти данные свидетельствуют об активизации процессов в антропогене.

Если на поверхности горст-антиклиналей чехол кайнозойских отложений слабо деформирован, то в периферических частях впадин широко развиты складки и флексуры. Они обрамляют, например, почти на всем протяжении южное подножие гряды гор (Катутау, Долантау, Тышкантау). Здесь же на незначительном удалении от гор располагаются системы брахиантиклиналей — Актауская, Койбынская, Койчинская, Джамбылбастауская, Усекская, в ядрах которых бурением установлены складки основания. Простираение осей складок северо-восточное, параллельное простираению хребтов. Падение пластов под углом 30—45° с выполаживанием на крыльях до 12—5°.

В складки дислоцированы отложения палеогена, миоцена и частично илийской свиты палеоцена. Актауская, Койбынская и Джамбылбастауская структуры с юга оборваны сбросом. Глубина залегания пород палеозоя в ядре Актауской складки в 37 м к югу от упомянутого разлома по данным сейсморазведки превышает 2000 м. Во внутренних межгорных впадинах (Теректинская и др.) углы падения слоев красноцветных отложений часто составляют 70—80°. На север хорошо изучены только Колпаковская и несколько слабее Тункурузская впадины, где имеются антиклинальные складки основания и покрова, а также флексуры покрова (рис. 2). Многочисленные разрывы нижне- и среднеантропогенных отложений, разрывы поймы рек Шет-Тентек, Орта-Тентек и других свидетельствуют о все продолжающихся, если не нарастающих, тектонических движениях в сейсмичности района.

В. И. СИЗЫХ

УНАСЛЕДОВАННОЕ РАЗВИТИЕ НЕОТЕКТониКИ ОТ ДРЕВНИХ СТРУКТУР В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Для Забайкалья давно установлены тесное развитие мезозойских и кайнозойских структур и морфогенетическая зависимость от них современного рельефа. Н. А. Флоренсовым на многих примерах показано, что значительное влияние на формирование рельефа оказала медленная поверхностная складчатость, сопровождающаяся дизъюнктивными нарушениями. Формирование сложных систем геоморфологически выраженных линейных складчатых структур началось в конце средней юры. С этим временем в Забайкалье связана значительная тектоническая перестройка: в междуречье Чикой-Ингода и Онона формировались Даурский свод, к северу от него — Витимо-Селенгинский синклинорий, выделенные Н. А. Флоренсовым (1948) и Е. В. Павловским (1948). Часто устанавливается унаследованное развитие мезозойских структур от более древних.

Даурское сводовое поднятие хорошо выражено морфологически. Оно монолитно, имеет отчетливое погружение осевой линии на северо-восток к р. Ингоде (между Читой и Дарасуном). При одновременном погружении (морфологически это выражено в снижении абсолютных отметок с 2500 до 1100 м) наблюдается его сужение со 150—200 до 50 км. Это погружение хорошо выявляется и по геологическим данным: северо-восточная периклиналь вначале уходит под мезозойские эффузивы, а затем под меловые осадочные отложения, которые находятся в небольших впа-

динах. На южном более длинном крыле свода сформированы структуры второго порядка: грабен-синклинальные прогибы, выполненные верхнемезозойскими отложениями. Впадины южного крыла — Букукунская, Алтанская, Ононская, Бальзинско-Красноярская, Тьргетуйская — меняют ориентировку, так же как и свод, с субширотного направления на северо-северо-восточное. Такую же ориентировку приобретает и Читино-Ингодинская впадина, расположенная на краю северной части свода.

Положительные поднятия свода, начавшиеся в средней юре, продолжались и в кайнозое. В связи со все более значительными поднятиями в кайнозое верхнемезозойские впадины южного крыла свода оказались вовлеченными в положительное изгибание. При этом межгорные впадины, расположенные ближе к осевой линии, почти нацело эродированы и сохранились лишь на водораздельных участках (например, Кулундинская). Изгибание свода хорошо выражено и морфологически в том, что водотоки, ориентированные в северо-западном направлении и стекающие со свода, пересекают верхнемезозойские межгорные впадины вкост их структур и впадают в р. Онон. Кстати, все водотоки, стекающие с Даурского свода, подчеркивают его строение и погружение периклинальной части на северо-восток. Большинство водотоков глубоко врезано, о чем свидетельствует комплекс высоких вторых и третьих надпойменных эрозионно-аккумулятивных террас.

Даурский свод характеризуется пониженными значениями силы тяжести, при этом наибольшие их отрицательные значения совпадают с наиболее поднятой частью свода, в северо-восточном направлении отрицательные значения становятся меньшими.

В кайнозое наиболее верхние части Даурского свода были подвержены двукратному оледенению. В разделяющую их межледниковую эпоху сформировался эрозионный врез глубиной 100—150 м. Повышенная сейсмичность, а также наличие минеральных источников указывают на его современную тектоническую активность.

Витимо-Селенгинский синклиниорий характеризуется чередованием линейно вытянутых геоморфологически выраженных грабен-синклиналей и горст-антиклиналей. Этот район не пережил такой контрастности положительных и отрицательных вертикальных движений, как Даурский свод. На всем протяжении, начиная, возможно, с нижнего палеозоя, этот район представлял собой область устойчивого геоантиклинального развития.

Здесь выделяются следующие хребты, совпадающие с антиклинальными структурами: Малханский, Безымянный, Цаган-Хуртейский, Цаган-Дабанский и Худунский. Для них характерен северо-восточный близкий к широтному несколько кулисообразный план расположения. Все они являются водоразделами между крупными притоками р. Селенги: Чикоем, Хилком, Удой. Абсолютные отметки водораздельных поверхностей колеблются от 1200 до 1700 м над уровнем моря. Хребты представляют собой тектонические поднятия, морфологически выраженные мезозойские, а в некоторых случаях и кайнозойские глыбовые антиклинали второго порядка, ограниченные разломами. Антиклинальное их сложение устанавливается по элементам залегания гнейсовидности палеозойских гнейсогранитов, а также по залеганию пермо-триасовых и среднеюрских эффузивных образований, слагающих крылья мезозойского свода. При этом более древние породы имеют более сложный план складчатости. Отмечается, что среднеюрские эффузивно-осадочные образования принимают участие в формировании глыбовых антиклиналей, а верхнеюрские-нижнемеловые отложения слагают только грабен-синклинали.

В кайнозое продолжалось развитие мезозойских структур в унаследованном плане. В развитии их разломы играли главную роль (по сравнению с пластическими деформациями), тем не менее в ряде мест выделяются кайнозойские сводовые поднятия. Это хорошо видно в пределах За-

ганского хребта. Здесь по северному крылу свода в районе с. Никольское отмечаются плейстоценовые рыхлые отложения с мамонтовой фауной, залегающие на гипсометрическом уровне 800—860 м. К юго-востоку от этого места почти у самого водораздела Заганского хребта рыхлые отложения с костными остатками залегают на высотах с отметками, близкими к 1000 м. При этом по оврагам, протягивающимся от с. Никольское до Заганского хребта, видно, как на протяжении 5 км происходит непрерывный и постепенный подъем по склону плейстоценовых рыхлых отложений с 840 до 960 м абсолютной высоты.

Условия залегания средне-верхнеплейстоценовых отложений, развитых в основном в южных бортах межгорных впадин, свидетельствуют о том, что на фоне общих поднятий происходили частные опускания, обусловившие накопление аллювиально-пролювиальных отложений мощностью 50—90 м. Значительные мощности и площадное распространение отложений свидетельствуют о хорошо развитой гидросети того времени. Находки мамонтовой фауны в этих отложениях указывают на то, что формировались они в эпоху оледенения, палеогеография которой, однако, до конца не ясна.

В верхнеплейстоценовое — современное время формируются вторые и третьи надпойменные террасы крупных рек (Хилка, Балеги и др.). Споро-пыльцевые спектры из отложений вторых террас рек Хилка и Балеги показывают, что накопление отложений шло в условиях более теплого и влажного климата, чем современный. Это время характеризуется некоторой перестройкой гидросети под влиянием неотектонических подвижек. Ощутимое влияние оказали разломы северо-западного и меридионального направления. В ряде случаев речные долины оказались «переломными», например вершины рек Обора и Тунгя. При пересечении поднимающихся тектонических блоков по таким разломам р. Хилок имеет хорошо выраженный antecedentный характер долины (например, между селами Катангар и Кукун). Кроме того, перестройка гидросети выражена в перемещении русел рек Хилка, Чикоя, Тунгя и других в Малетинской, Чикойской и Тунгуйской межгорных впадинах на север до 8 км.

Тектонические движения в кайнозое по разломам северо-западного и меридионального направления имели унаследованный характер от нижнемеловых. Развитие их было обусловлено формированием сводовых структур, по отношению к которым они поперечные. Общий план расположения гидросети Центрального Забайкалья, где основные водотоки имеют северо-восточное, а второстепенные — северо-западное или меридиональное направление, обусловлено сочетанием генеральных и осложняющих их структур такой же ориентировки.

Для Витимо-Селенгинского синклинория характерны резко интенсивные знакопеременные магнитные аномалии, имеющие ясно выраженное северо-восточное простирание. Гравитационное поле здесь имеет положительные значения по сравнению с Даурским сводом. Глыбовые антиклинали второго порядка, расположенные в пределах этого синклинория, обычно характеризуются положительными магнитными аномалиями интенсивностью 500—1000 гамм. Им же в грубом приближении соответствуют положительные поля силы тяжести. Между антиклиналями расположены прогибы, характеризующиеся отрицательными значениями магнитного и гравитационного полей.

И. В. Корешков (1960) считает, что Витимо-Селенгинский синклинорий в юре представлял собой свод и что современное пониженное его положение объясняется мелодым опусканием. По-видимому, это связано с более сложным процессом. Ц. Ц. Цирендоржиев (1963) указывает на то, что мощность земной коры в зонах Саяно-Байкальского и Даурского сводовых поднятий достигает 50 км и более, в пределах же Витимо-Селенгинской зоны она составляет 44—46 км. В связи с этим уменьшение ин-

тенсивности отрицательных аномалий в Витимо-Селенгинской зоне объясняется относительным поднятием поверхностей Конрада и Мохоровичича. Геологические данные подтверждают существование длительного геоантиклинального режима данной зоны. В среднем палеозое на это указывает эффузивно-осадочная нижнекаменноугольная ортинская свита, в верхнем палеозое и мезозое — интенсивная эффузивная и магматическая деятельность.

Даурский свод, возможно, начал формироваться с перми и лишь со средней юры стал испытывать значительные движения положительного знака. Благодаря значительному поднятию с одной стороны Даурского, а с другой Байкальского сводов Витимо-Селенгинский синклинорий оказался относительно опущенным, хотя и он также испытал поднятие, только менее значительное.

Таким образом, Витимо-Селенгинский регион характеризуется значительной дифференциацией движений при общем слабом характере движений положительного знака. Здесь отмечается устойчивое развитие структур в унаследованном плане вплоть до кайнозоя. Даурская зона характеризуется интенсивной контрастностью движений. В мезозое развитие межгорных впадин шло в унаследованном плане, но в дальнейшем, в кайнозое, в связи с устойчивыми поднятиями Даурского свода произошла тектоническая перестройка.

ЛИТЕРАТУРА

- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, 1960.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
- Цирендоржиев Ц. Ц. Элементы тектоники Прибайкалья по геофизическим материалам.— Геология и геофизика, 1963, № 6.

А. Н. АФАНАСЬЕВ ВОПРОСЫ СОВРЕМЕННОЙ ПОДВИЖНОСТИ БЕРЕГОВ БАЙКАЛА

Исследование современной подвижности берегов Байкала очень важно с точки зрения проектирования различных строительных мероприятий. Сейчас их размах, особенно на берегах озера, значительно увеличился.

Нами использованы материалы И. Д. Черского (1886) о засечках на берегах Байкала (1878—1880 гг.), повторные их нивелировки, выполненные в 1948—1949 и 1954 гг. Н. П. Ладохиным (1951, 1959), в 1950, 1952—1953 гг. В. В. Ламакиным (1953) и в 1962—1963 гг. нами (Афанасьев, 1964), и результаты измерений абразивных уровней берегов озера, проведенных в 1869 г. А. П. Орловым (1870) и в 1962—1963 гг. автором.

И. Д. Черский нанес засечки более или менее равномерно в соответствии с геологическим строением котловины Байкала в 17 местах. Они сделаны, как правило, на отвесных скалах, на высоте 75—200 см над уровнем поверхности тех лет. Засечки описаны в работах И. Д. Черского (1886) и В. В. Ламакина (1953).

Прочность нанесения засечек невелика (ширина их 1—2 см, а Нижнеизголовская и Шимайская засечки наклонены на $\pm 0,5$ см относительно их центра) и на определение высоты их над уровнем озера сильно влияют денивеляционные явления, амплитуда которых достигает 33,5—38 см,

а для среднесуточных колебаний уровня — 24 см (Афанасьев, 1960; Верещагин, 1947). Однако оценка современных движений берегов Байкала, по данным повторного нивелирования засечек, по нашему мнению, достаточно надежна. С ее помощью изучается динамика этих движений во времени и по всему периметру береговых линий.

Отметим, что повторные нивелировки засечек В. В. Ламакина, Н. П. Ладохина и наши проведены весьма тщательно.

При нашем повторном нивелировании засечек Н. Д. Черского в 1962—1963 гг. их высоты над уровнем озера измерялись нивелировочной рейкой и отвесной нитью. Наблюдениям в эти годы благоприятствовало высокое стояние уровня в озере, вызванное не только повышенным притоком, но и регулирующим воздействием Иркутской ГЭС.

Н. П. Ладохин (1951) и В. В. Ламакин (1953) указывали, что засечки И. Д. Черского не могут быть привязаны к той или иной высотной системе отметок и, следовательно, по ним нельзя судить о стоянии озера в те годы. Между тем в работах этих авторов предпринималась попытка исследования вертикальных движений берегов озера путем сопоставления групп засечек Н. Д. Черского, сделанных в один год, и придания поправки на величину среднемноголетнего изменения уровня в озере.

Свои засечки И. Д. Черский не привязал к единому высотному положению — футштоку Байкала, по-видимому, потому, что его тогда еще не было и в то время не проводились исследования уровня озера, путем которых можно было бы осуществить привязку засечек. Это послужило основанием для соображений Н. П. Ладохина, а затем и В. В. Ламакина о том, что воспользоваться засечками И. Д. Черского для изучения режима уровня озера и определения с реальной точностью их смещений за истекший период невозможно. Приведенный анализ не подтверждает этого.

Хотя И. Д. Черский наносил засечки в штилевую погоду, однако нет гарантии, что при определении их высоты над уровнем озера не имело места воздействие денивеляционных явлений. Это подтверждается материалами по повторным нивелированиям засечек И. Д. Черского, которое также выполнялось упомянутыми исследователями в тихую погоду. Поэтому внести поправку на влияние денивеляций, которое имелось во время нанесения засечек, сейчас нельзя. Но для повторных нивелировок эти колебания устраняются для большинства засечек даже при ограниченных в настоящее время данных. Причем анализ, проведенный на основе этих данных, показывает, что годы исследований И. Д. Черского были более или менее спокойными в отношении стогно-нагонных явлений.

В литературе имеются две противоположные оценки современной вертикальной подвижности берегов Байкала по материалам повторного нивелирования засечек И. Д. Черского. Н. П. Ладохин считает движения со времени работ И. Д. Черского незначительными. Он указывает, что на северо-восточных берегах Байкала высотное положение всех засечек над уровнем озера изменилось в одном направлении. Этот факт свидетельствует об отсутствии дифференцированных эпейрогенических движений в местах засечек за истекшие 70 лет (Ладохин, 1951). В другой работе (Ладохин, 1959) он пишет, что тектонические смещения берегов, происшедшие за сравнительно короткий срок, со времени И. Д. Черского были незначительны и поэтому не выходили за пределы довольно грубого метода, каким является метод повторного нивелирования засечек.

Точка зрения В. В. Ламакина резко противоположна. По его данным, засечка И. Д. Черского на Кедровом мысе, находящемся на северо-западном берегу северной части озера, равно как и берег в этом районе, опускается со скоростью 0,6 см/год. Со времени нанесения этой засечки в 1880 г. и повторной нивелировки ее Ламакиным в 1953 г., т. е. за 73 года, берег опустился на 0,4—0,5 м.

Принимая за опорную Берхинскую засечку и сравнивая ее с Песчаногубской и Ольхонской засечками, В. В. Ламакин пишет: «Смещение засечки в Песчаной губе возможно в пределах от $\pm 0,01$ и до $-0,11$ м. Несравненно определеннее выясняется опускание засечки на острове Ольхоне по сравнению с Берхинской засечкой. Оно равно $0,10$ м при точности определения, равной $\pm 0,06$ м... за промежуток времени в 73 года» (Ламакин, 1953, стр. 520—521).

Различия во взглядах Н. П. Ладохина и В. В. Ламакина объясняются различной их оценкой точности повторного нивелирования засечек в связи с воздействием на нее неперiodических или денивелиационных колебаний уровня озера. Н. П. Ладохин придавал большое значение этим колебаниям при отчетах высоты засечек над уровнем, и отклонения их не принимал во внимание при оценке подвижности берегов. В. В. Ламакин, наоборот, считал эти колебания второстепенными, что и привело его к ошибочной оценке современной подвижности берегов.

Кроме того, предложенная В. В. Ламакиным методика повторного нивелирования засечек И. Д. Черского, использованная затем и Н. П. Ладохиним (1959), не может быть признана совершенной. Во-первых, нельзя сопоставлять высоты засечек по группам, так как данная группа в целом может испытывать вертикальные смещения любого знака, во-вторых, реакция денивелиационных явлений в этой группе засечек может быть с разным знаком, в-третьих, нельзя тем же приемом выявлять смещение засечек путем введения среднесуточной «поправки на летнее повышение уровня воды», вычисленной В. В. Ламакиным по данным среднемесячных значений уровня Байкала за период 1886—1950 гг., по той простой причине, что уровенный режим Байкала неодинаков для разных лет (Афанасьев, 1959, 1960).

Первая попытка исследования современных вертикальных тектонических движений берегов с учетом характера колебаний уровенного режима Байкала была предпринята автором совместно с Е. К. Гречищевым (Афанасьев, 1959) относительно Кедровомысской засечки, находящейся на северо-западном берегу северной части озера. В ней мы не подтвердили смещений этой засечки. Исследований более широкого плана, т. е. с охватом всех сохранившихся до наших дней засечек И. Д. Черского, на указанной основе нет.

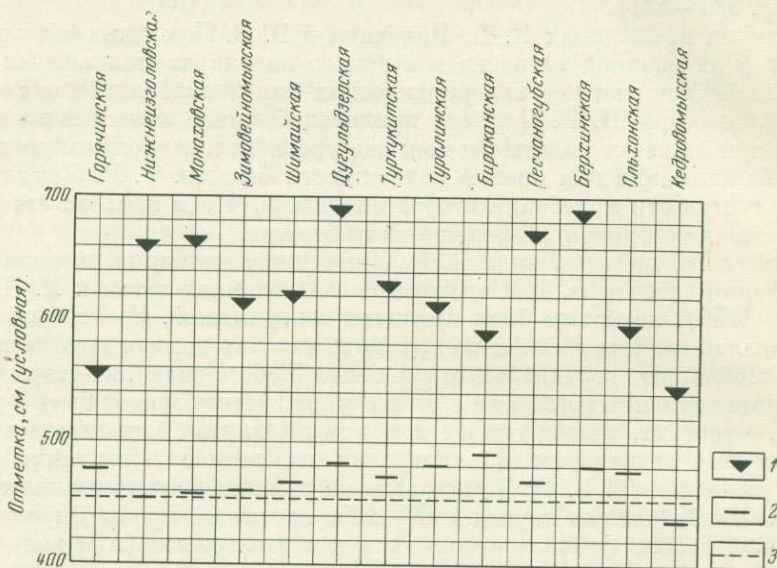
В изучении засечек И. Д. Черского до последнего времени оставались неясными следующие весьма существенные вопросы: возможна ли высотная увязка засечек, как они располагаются на береговых линиях и какое занимают положение относительно среднемноголетнего уровня озера; испытывают ли засечки вертикальные движения; каким был характер уровенного режима Байкала в годы его исследований И. Д. Черским?

Ответ может быть получен на основе анализа данных повторных нивелировок засечек и рассчитанных средневзвешенных уровней озера. Для этого необходимо перевести засечку в определенную высотную систему. Намп используется условная система отметок. Перевод можно произвести по предложенному в нашей работе (Афанасьев, 1964) уравнению: $H = h_I \pm h_{II} \pm h_{III}$, где H — положение уровня озера в год нанесения засечки; h_I — средневзвешенный уровень озера, рассчитанный для повторной нивелировки; h_{II} — высота засечки над уровнем озера, определенная повторной нивелировкой; h_{III} — высота засечки в год ее нанесения И. Д. Черским. Если уравнение представить относительно h_{III} , т. е. $h_{III} = h_I + h_{II} - H$, и определить в нем h_I и h_{II} , получим h_{III} в указанной системе отметок.

Для определения засечек в год их нанесения в условной системе были использованы данные по h_I и h_{II} из нашей работы (Афанасьев, 1964). Вычисленные по уравнению значения h_{III} приведены в табл. 1. Из данных табл. 1, а также рис. 1 видно, что засечки нанесены в пределах от 537 до 683 см высоты.

Если от приведенного $h_{\text{из}}$ вычесть средний уровень озера в год нанесения засечки (H), определенный на основе данных о повторных нивелировках (Афанасьев, 1964), то получим высоту засечки в год ее нанесения (см. табл. 1).

Сопоставление показывает, что подавляющее большинство высот засечек в год их нанесения И. Д. Черским точно совпадает с рассчитанными



Р и с. 1. Расположение засечек И. Д. Черского на береговых линиях оз. Байкал в зависимости от уровня его режима

(засечки расположены в порядке их нанесения во времени, что позволяет лучше обозреть изменения уровня озера в годы исследований И. Д. Черским)

1 — засечки; 2 — уровень озера в момент нанесения засечки; 3 — среднепогодный уровень озера

по уравнению. Из 13 рассчитанных засечек только три (Нижнеизголовская, Шимайская и Песчаногубская) имеют расхождение от +1 до -2 см, т. е. в пределах точности нанесения засечек и их повторных нивелировок. Не исключено, что оно обусловлено также денивеляционными явлениями и недостаточными данными по повторным нивелировкам. Данные табл. 1 дают основание утверждать, что И. Д. Черский наносил засечки на берегах Байкала в тихую погоду и, вероятно, определял высоты засечек в течение отрезка времени, который в какой-то мере исключил денивеляции озера. Результаты, приведенные в табл. 1, показывают надежность предложенного метода повторного нивелирования засечек И. Д. Черского.

Вычисленные значения разностей между отметками засечек И. Д. Черского и средними уровнями озера в год их нанесения, найденные по данным повторных нивелировок, показывают, что засечки Черского на берегах озера как для интервала времени повторных нивелировок, так и со времени их нанесения Черским не изменили своих высот. Если для отдельных засечек и изменялись высоты (Афанасьев, 1964), то это заключено в пределах точности их нанесения, метода измерения их высоты и влияния денивеляционных явлений.

Более того, поскольку рассчитанные уровни Байкала в годы исследований его И. Д. Черским в сопоставлении с данными наблюдений весьма хорошо отражают общий характер внутригодовой изменчивости уровня озера, как это видно из рис. 1, можно констатировать очень слабую современную подвижность берегов Байкала в целом за время около

Т а б л и ц а 1. Основные данные о засечках И. Д. Черского на берегах Байкала

Засечка	Дата засечки	Высота засечки, см	Отметка засечки Черского h_{III} , см (условно)	Средний уровень озера в год нанесения засечки по данным нивелировки H , см (условно)	Разность между отметкой засечки Черского и средним уровнем озера в год ее нанесения по данным нивелировки ($h_{III} - H$), см (условно)
Горячинская	9/VIII 1877 г.	75	5,54	479	75
Нижнеизголовская	28/VI 1878 г.	200	6,55	454	201
Монаховская	11/VII 1878 г.	200	6,58	458	200
Зимовейномысская	14/VII 1878 г.	150	6,11	461	150
Шимайская	15/VII 1878 г.	150	6,15	467	148
Дугульдзерская	29/VII 1878 г.	200	6,83	483	200
Туркунитская	7/VIII 1878 г.	150	6,22	472	150
Туралинская	17/VIII 1878 г.	127	6,08	481	127
Бираканская	28/VIII 1878 г.	92	5,82	490	92
Песчаногубская	8/VII 1879 г.	200	6,67	468	199
Берхинская	23/VII 1879 г.	200	6,80	480	200
Ольхонская	5/VIII 1879 г.	116	5,92	476	116
Кедровомысская	8/VII 1880 г.	100	5,37	437	100

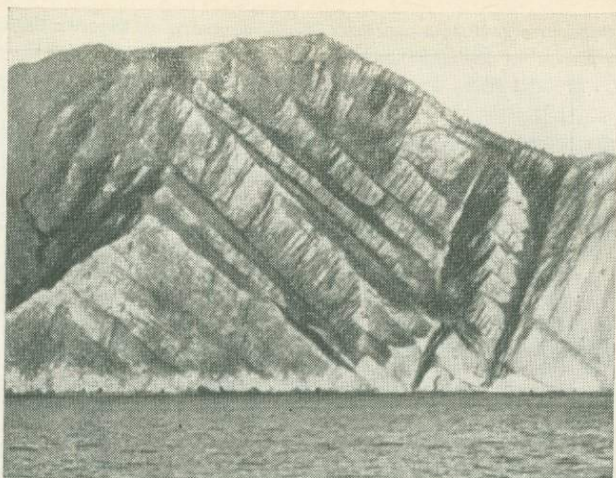
столетия. Это указывает на весьма надежный расчет полученных нами данных по уровням озера в годы работ И. Д. Черского.

Перейдем к подвижности абразионных береговых линий Байкала. Они широко распространены по всему периметру озера, приурочены, как правило, к отвесным и террасовидным его берегам, сложенным кристаллическими горными породами, и представлены нишеобразными углублениями. Эти ниши образовались на протяжении ряда исторических эпох в результате колебаний и изменений уровня Байкала и волноприбойной деятельности.

На байкальские ниши ¹ впервые обратил внимание в 1869 г. А. П. Орлов (1870), обследовавший их между пос. Лиственничное и мысом Кадильным. По его данным, верхний предел, или потолок, отдельных ниш и борозд на этом отрезке изменяется от 267 см (8,89 фут) до 437 см (14,58 фут) над уровнем озера, стоявшим в октябре 1869 г. Дыбовский и Годлевский (1872) указывали, что максимальный уровень в 1869 г. наблюдался 4 октября, а к 17 октября он уменьшился на 22 см за счет его падения. Расчеты показывают, что в середине этого промежутка времени стояние уровня в озере примерно соответствовало максимальному уровню 1932 г., достигшему 590 см (условно). Следовательно, потолок ниш и борозд на названном отрезке берега в среднем составлял около 488 см высоты относительно среднесреднего уровня озера, равного 454 см (условно) за период 1898—1955 гг. А. П. Орлов пишет, что критический разбор этих фактов в связи с некоторыми другими данными окончательно приводит к такому заключению, что следы прежнего стояния вод Байкала сохранились последовательно над нынешним обыкновенным уровнем воды.

Дыбовский и Годлевский (1872) в этом вопросе имеют несколько другое мнение. Обследование ими ниш в южной части Байкала привело их к следующему, по нашему мнению, весьма важному и правильному выводу: «...Найденные нами следы действия прибоа воды все без исключения

¹ По А. П. Орлову, гроты.



Р и с. 2. Ниши у мыса Орсо

находятся внутри пределов, достигаемых волнами при среднем уровне стояния вод Байкала».

Отметим, что точность определения уровня ниш ниже, чем, скажем, уровня озера в тот или иной момент времени, поскольку верхний предел, или потолок, ниш весьма редко имеет четкие очертания; днища их более нивелированы.

Рассмотрим сначала ниши на северо-западном берегу озера. Наиболее выраженные на этом побережье ниши находятся между пос. Лиственничное и с. Коты. Здесь они образуются в результате юго-восточных и южных ветров, развивающих максимальную волну высотой 3—4 м. Ниши обследовались нами 5 августа 1962 г. Первая группа их, находящаяся в 5—6 км от пос. Лиственничного, имеет колебания высот 2,8—3,3 м. Вторая расположена в 9 км от указанного пункта и имеет высоту до 2,8 м. Перед с. Коты, вблизи Черной пади, находится третья группа ниш, высоты которых достигают 4 м, но преобладают ниши высотой 1,7—1,9 м. Результаты нивелировки ниш этого побережья приведены в табл. 2. Таким образом, здесь фиксируются те же высоты ниш над уровнем озера, которые были подмечены еще в конце 60-х годов прошлого столетия А. П. Орловым.

Однако наше обследование не подтвердило последовательных следов прежнего стояния уровня озера, тем более в пределах высоты 188 см, указанной А. П. Орловым.

В районе Малой Колокольни абразионные ниши образовались в результате действия юго-восточного и южного направлений прибоев волн, достигающих высоты 3 м. Преобладают высоты ниш 1,5—2,2 м и не превышают 2,7 м.

Между мысами Харсегей и Орсо (рис. 2) ниши встречаются многочисленными группами. Они образованы волнениями юго-восточного и северо-восточного направлений высотой до 3 м. Высоты ниш здесь 1,4—3 м.

Хорошо также выражены ниши между мысами Большой Черемшаный и Хиблен, в Котельниковской губе и несколько к югу от нее и с южной стороны мыса Лударь. Высоты их колеблются в пределах 2,5—3,5 м, образованы они в основном благодаря волнению юго-восточного направления с наибольшими высотами 3—4 м.

Ниши на юго-восточном берегу озера распространены меньше, чем на северо-западном. Это объясняется преобладанием здесь пологих береговых линий, сложенных аллювиальными отложениями. Однако между р. Чивыркуй и мысом Малая Черемшанка прослеживаются непрерывной полосой

Таблица 2. Результаты нивелировки абразионных положений береговых линий на оз. Байкал

Район распространения ниш	Исследователь и дата нивелировки ниш	Отметка уровня воды озера, м (условно)	Средняя отметка, м (условно)	
			дна ниш	потолка ниш
Село Лиственничное — мыс. Кадильный	А. П. Орлов, 4—17. X 1869 г.; А. Н. Афанасьев, 5. VIII 1962 г.	5,90	—	9,42
Большой Ушканый остров:	А. С. Ескин, Г. Б. Пальшин, Е. К. Гречищев, Г. И. Галазий, 27. IX 1954 г.	5,92	6,05	8,60
восточный берег		4,63	7,40	—
северо-восточный берег		4,63	6,85	—
северо-восточный берег	А. Н. Афанасьев, 23. VI 1962 г.	5,28	6,00	8,00
река Малая Черемшанка—р. Чивыркуй	А. Н. Афанасьев, 22. VIII 1962 г.	6,05	5,90	8,15

Примечания: 1. А. П. Орлов не измерял основания ниш.
2. Отметка дна ниш на северо-восточном берегу Большого Ушканьего острова (6,85 м) несколько превышена по сравнению с нашими данными, по-видимому, за счет динамичности галечного материала.

грандиозные нишеобразные формы на отвесных скалистых берегах. Обследование и нивелирование этих ниш было нами проведено 22 августа 1962 г. (табл. 2). Высота их над уровнем озера колеблется от 1,5 до 5 м, а в отдельных случаях и больше. Здесь волноприбойная деятельность от очень сильного северо-западного ветра рекордная для озера: высота максимальной волны равна 6 м. Но чаще всего на этом побережье высоты ниш изменяются в пределах 1,8—2,7 м. Породы этого берега отличаются сильной трещиноватостью, поэтому наблюдается глыбовый разрыв, который часто не отщуровывает правильной абразионной зоны. Встречаются ниши также на берегах южной части п-ова Святой Нос (мыс Нижне-Изголовье). Высоты их здесь не превышают 1,5 м, образованы они от волнения юго-западного направления, достигшего 4—5 м.

На Большом Ушканьем острове абразионные ниши широко распространены в пределах северо-восточной и южной береговых линий озера. Они нами обследовались 23 июня 1962 г. и 1 сентября 1963 г. (см. табл. 2). Поражают своим величием и красотой абразионной обработки ниши в бухте «Пещерка». В каменной глыбе размером 7—8 м в высоту и 5 м по основанию прибором от ветра «верховик» (максимальная волна 3—4 м) выработано шесть ниш. Верхний предел трех из них 2,9—3,3, а трех остальных 2,2—2,3 м. Высота ниш достигает 2,2—2,3 и 1,69 м соответственно. 23 июня 1962 г. основания ниш были выше уровня озера в среднем на 86 и 55 см соответственно. Эта группа ниш соединяется ходами. Другой подобной группы ниш типа абразионного лабиринта в пределах Ушканьих островов и вообще на Байкале не встречено.

По обе стороны от «Пещерки» прослеживается еще ряд второстепенных ниш высотой 1—1,5 м. На 1 сентября 1963 г. они были немного выше уровня озера (60—80 см). В это время положение уровенной поверхности достигало дниц ниш в «Пещерке».

Приподнятость ниш с северо-восточной стороны береговой линии Большого Ушканьего острова относительно высокого стояния уровня озера в сентябре 1963 г. не указывает на поднятие острова, во-первых, потому, что дница ниш систематически наполняются галечниками и валунами, а во-вторых, и это самое главное, высоты ниш соответствуют времени и силе волноприбойной деятельности в этом районе. Заполнение дниц ниш объ-



Рис. 3. Ниши восточной стороны о-ва Ольхон вблизи мыса Хабой

ясняется пологостью прибрежной зоны, которая в этом месте образуется от размыва берегов, сложенных из легко разрушаемых горных пород. Там, где берега кристаллические и отвесные, днища ниш свободны от галечного и валунного материала, например между пос. Лиственничное и с. Коты. О древней приподнятости береговых ниш свидетельствуют обнаруженные остатки глиняной посуды железного века в бухте «Пещерка» Большого Ушканьего острова. Интересно, что в нише с юго-восточной стороны этого острова была также найдена посуда V—VII вв. н. э. Курыканской культуры (Ескин и др., 1959).

Таким образом, и высоты ниш, и приподнятость днищ их над уровнем озера, и исторические находки железного века не указывают на интенсивный характер вертикальных движений Большого Ушканьего острова за историческую эпоху, определяемую многими тысячелетиями. Сами же находки не дают основания говорить об интенсивном абразионном «срезании» группы Ушканьих островов, о котором писал Г. Ю. Верещагин (1947). Скорость его очень невелика.

С южной стороны Большого Ушканьего острова берега изобилуют нишеобразными формами. Но здесь ниши не обнаруживают четких очертаний из-за сильной трещиноватости горных пород, разрушаемых прибоем волн.

На о-ве Ольхон ниши более или менее часто встречаются между мысами Ижемей и Хабой (рис. 3). Здесь также прослеживаются нишевидные формы, образованные в результате обвалов трещиноватых кристаллических горных пород, вызванных прибоем. Ниши такого типа широко распространены и на других берегах озера, там, где они образуют отвесные стены и сложены кристаллическими породами.

На рассмотренных отрезках береговых линий нами нигде не было обнаружено (правда, визуальными наблюдениями, возможными до глубин в 4—5 м) настоящих подводных ниш. Мы также пока не встретили явных признаков ниш и выше современного абразионного уровня.

Таким образом, высоты байкальских ниш самым тесным образом связаны с современными колебаниями и изменениями уровня озера, обусловленными приходно-расходным режимом его водного баланса и волноприбойной деятельностью. Общий размах этих изменений на разных отрезках береговых линий колеблется в пределах 5—8 м. Днища ниш хорошо ниве-

лированы и находятся в тесной зависимости от современных колебаний уровня озера (см. рис. 1).

Различное высотное положение байкальских ниш объясняется исключительно разным волновым режимом. Если допустить для кристаллических пород небольшую скорость денудации, в чем вряд ли можно сомневаться, то абразионные ниши озера могут быть отнесены к древним. Тогда, следовательно, положение уровневой поверхности в озере на протяжении многих тысячелетий определялось пределами наблюдаемых их колебаний и изменений. Это подтверждают исторические находки на Большом Ушканьем острове и особенно наличие полосы мелководья или современной абразионной террасы, где она оконтуривается изобатой 10 м, удаленной от берега на 300—500 м.

Итак, абразионные ниши Байкала не дают основания говорить об интенсивных современных вертикальных тектонических движениях берегов.

Для улучшения исследований подвижности берегов Байкала необходимо организовать ежегодное нивелирование засечек И. Д. Черского и анализировать его результаты в сочетании с данными по уровневому режиму озера всей действующей сети водопостов. Это необходимое условие для получения более полной оценки динамики современных тектонических движений берегов Байкала. Необходимо более рациональное размещение новых засечек и опорных многовековых реперов на основе современной изученности геологии и неотектоники котловины озера. Некоторые соображения в этом направлении высказывались В. В. Ламакиным в период его пребывания в Лимнологическом институте СО АН СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев А. Н. Водный баланс озера Байкал.— Труды Байкальск. лимнологич. станции АН СССР, 1960, 18.
- Афанасьев А. Н. Уровневый режим Байкала в годы исследований его И. Д. Черским.— Исслед. берегов водохранилищ и оз. Байкал. Труды 7-го Байкальск. научн. координац. совещ. по изучен. берегов и водохранилищ, т. 2. «Наука», 1964.
- Афанасьев А. Н., Гречищев Е. К. Оценка современных тектонических движений на Байкале по данным наблюдений над его уровнем.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 2.
- Браславский А. Н. Расчет ветровых волн.— Труды гос. гидролог. ин-та, вып. 35 (89).
- Верещагин Г. Ю. Байкал. Иркутск, 1947.
- Дыбовский и Годлевский. Об измерении глубины озера Байкал.— Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 2, № 5. Иркутск, 1872.
- Ескин А. С., Пальшин Г. Б., Гречищев Е. К., Галазий Г. И. Геология и некоторые вопросы неотектоники Ушаньих островов на Байкале.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 2.
- Ладохин Н. П. К вопросу о характере эпейрогенических движений северо-восточных берегов Байкала.— Проблемы физ. геогр., т. 17. Изд-во АН СССР, 1951.
- Ладохин Н. П. Новые данные повторной нивелировки засечек Черского на берегах Байкала.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 2.
- Ламакин В. В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. Географгиз, 1952.
- Ламакин В. В. Засечки Черского на берегах Байкала.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1953, 85, вып. 5.
- Лопатин Г. В. Многолетние колебания уровня Байкала.— Труды Байкальск. лимнологич. станции АН СССР, 1957, 15.
- Орлов А. П. О бывших в 1869 г. чрезвычайных наводнениях в Забайкальской области.— Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 1, № 1. Иркутск, 1870.
- Пальшин Г. Б. К вопросу о распространении террас на Байкале.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1959, вып. 10.
- Помыткин Б. А. К вопросу о сгонно-нагонных колебаниях уровня озера Байкал.— Труды Байкальск. лимнологич. станции АН СССР, 1960, 18.
- Солоненко В. П. Землетрясения Восточной Сибири.— Труды Иркутск. гос. ун-та, серия геол., 1950, вып. 3.
- Хромовских В. С. Пещеры Байкала.— Природа, 1948, № 12.
- Черский И. Д. Очерк о геологическом исследовании береговой полосы озера Байкал, произведенном по поручению Восточно-Сибирского отдела РГО, т. 12. Иркутск, 1886.

Новейшая тектоника Сахалина изучалась С. Н. Алексейчиком (Алексейчик и др., 1959), П. Н. Кропоткиным (1956, 1961), Г. С. Ганешиним (1958, 1959), Е. М. Рудичем и С. И. Скибой (1959) и др. ими была выявлена унаследованность новейших движений от более древних этапов развития Сахалина, описан ряд геоморфологических признаков неотектонических проявлений, намечены этапы новейшего тектонического развития.

Полученные к настоящему времени данные вносят много нового в познание неотектоники острова, однако следует признать, что и сейчас новейшие тектонические движения на Сахалине, как и в других районах Дальнего Востока, изучены слабее, чем в альпийской складчатой зоне юга СССР (Кавказ, Крым, Карпаты) или в Средней Азии (Тянь-Шань, Джунгария).

Между тем вопросы новейшей тектоники Сахалина, так же как и других территорий зоны кайнозойской складчатости (Коряцкое нагорье, Камчатка, Курильские острова), имеют большое значение в связи с проблемой строения зоны сочленения материка и впадины Тихого океана. Этой проблеме посвящены статьи В. В. Белоусова и Е. М. Рудича (1960), Н. И. Николаева (1963), Б. А. Петрушевского (1964) и др.

В настоящей статье нами рассматриваются три основных вопроса: 1) общие особенности новейшей тектоники Сахалина сравнительно с другими участками зоны сочленения материка и впадины Тихого океана; 2) основные черты новейших тектонических движений Сахалина в связи с его геологической структурой; 3) наличие двух планов неотектонических дислокаций на Сахалине: субмеридионального и субширотного.

1. Области кайнозойской складчатости зоны сочленения материка Евразии и впадины Тихого океана (Сахалин, Камчатка, Коряцкое нагорье, Курильские и Японские острова) характеризуются преобладанием новейших тектонических структур, возникших на месте геосинклинальных прогибов. Этим горные сооружения сахалино-камчатского типа противопоставляются областям горообразования, возникшим на ранее сформированных платформенных участках земной коры, — горным областям тяньшаньско-байкальского и верхояно-колымского типа (Николаев, 1963).

Важные черты неотектоники, сходные для горных поднятий Сахалина, Камчатки, Коряцкого нагорья и т. п., заключаются в высокой интенсивности, а также контрастности новейших движений и рельефа, наличии новейших и современных вулканических и сейсмических проявлений.

Структурно-морфологический анализ этих районов показывает, что на Сахалине сравнительно с территориями островных дуг, непосредственно прилегающих к Тихому океану, неотектонические проявления ослаблены или относятся к более ранним этапам геологического развития. Рассмотрим это на примерах вулканизма, характера складчатости и новейших вертикальных движений.

На Камчатке, Курильских островах, в Японии многочисленны проявления плиоцен-четвертичного и современного вулканизма общеизвестны. На Сахалине наиболее интенсивный кайнозойский вулканизм проявился в нижнем и среднем миоцене преимущественно в южной части острова, что запечатлено в вулканогенных фациях аракайской и чеховской свит мощностью по 1000—1100 м каждая (эффузивы, туфы и их разновидности). В плиоцене — нижнем плейстоцене вулканизм имел локальное распространение, будучи приуроченным к зонам глубинных разломов, окаймляющих основные структурные элементы острова: западный и восточный горст-антиклинории. Это зафиксировано отложениями вулканогенной орловской свиты мощностью до 300 м (базальты и андезиты-базальты) и прорывающимися ее экструзиями дацитов. Верхнеплейстоценовый и современ-

вый вулканизм на Сахалине не установлен. Современные грязевые вулканы Сахалина, располагающиеся в зоне одного из упомянутых разломов (на востоке западного антиклинория), связаны с нефтегазопроявлениями.

Несколько меньшая интенсивность складкообразования на Сахалине по сравнению, например, с Японией (остров Хоккайдо) подтверждается изменением морфологии третичных складок в пределах западной части Сахалина. Если на юге (п-ов Криллон) преобладают структуры полной складчатости, то в средней части острова большое значение имеют брахискладки, синклинальные мульды, наложенные впадины. На севере острова брахискладки и купола преобладают.

Сходные закономерности наблюдаются и в проявлении вертикальных новейших движений плиоцен-четвертичного времени, создавших крупные формы современного рельефа. Максимальная контрастность новейших движений характерна для восточной части Курило-Камчатской дуги, где размах современного рельефа превышает 13 км (высота денудационно-тектонических гор до 3 км, глубина Курило-Камчатского желоба свыше 10 км). Общая амплитуда новейших движений несколько большая, если учитывать понижение высоты горных сооружений за счет денудации и компенсацию глубоководных прогибов осадками. На суше амплитуда новейших рельефообразующих движений достигает 8 км.

На Южном Сахалине амплитуда новейших вертикальных движений, создавших основные черты рельефа, значительно уменьшается. Высота горных сооружений, в самых высоких точках имеющих древние денудационные поверхности, не превышает 1300—1600 м. Подошва неоген-четвертичных отложений в Центральной (Тымь-Поронайской) депрессии располагается сравнительно неглубоко, например в устье р. Вальзы, где местами прослеживаются выходы палеозойских пород на дневную поверхность, мощность неоген-четвертичных образований около первых десятков метров. Несколько большая мощность наблюдается по западному борту депрессии. Так, в районе пос. Бюкклы мощность четвертичных отложений 250 м, а подошва неогеновых отложений, судя по геофизическим данным, располагается на глубинах 1—2 км. В Сусунайской низменности, по устному сообщению геолога Д. Ф. Семенова, мощность неоген-четвертичных отложений колеблется от 500 до 2500 м. Небольшие глубины имеют прилегающие к Сахалину участки Японского и Охотского морей, причем отчетливо прослеживается увеличение глубин и усложнение рельефа дна с севера на юг.

Особенно заметно ослабление новейших вертикальных движений на Северном Сахалине, где амплитуда между максимальными отметками суши (200—600 м) и дна прилегающих морей (200—400 м) не превышает 1000 м. Новейшее поднятие территории острова имеет здесь характер очень пологого свода, приподнятого на участках антиклинальных структур и прогнутого на участках, имеющих синклинальную структуру.

Указанные особенности неотектоники хорошо иллюстрируются данными табл. 1, показывающими затухание поднятий с юга на север Сахалина (Александров, 1962).

Рассмотрев некоторые специфические черты новейшей тектоники Сахалина, перейдем к анализу связи неотектоники с геологической структурой острова.

2. Выяснение возраста новейшего тектонического этапа и изучение его соотношения с более древними этапами развития структур Сахалина несколько осложнены глубокой преемственностью тектонических процессов.

Анализ истории развития Южного Сахалина показывает, что в верхнемеловое и палеогеновое время в западной и центральной частях острова располагался прогиб, характеризовавшийся преимущественно отрицательными движениями (Рудич, 1958; Козырев и др., 1960). В результате на месте прогиба сформировалась достаточно мощная (более 10 тыс. м)

Таблица 1. Сооставление уровней древних береговых линий о-ва Сахалин

Район	Высота уровня разновозрастных береговых линий, м			
	N_2-Q_I	$Q_{II}-Q_{III}$	Q_{IV}	современный бенч
Южный Сахалин, участки интенсивных поднятий	120—200	35—80	4	—1
Южный Сахалин, участки замедленных поднятий	80—150	15—50	2—3	—2,—3
Северный Сахалин	50—60	10—20	1	—

осадочная серия, представленная морскими, прибрежно-морскими и в меньшей степени континентальными осадками (последние фиксируют непродолжительные локальные поднятия территории).

Нижнемиоценовые осадки отражают заметно большую дифференцированность вертикальных движений, появление довольно крупных поднятий, интенсивные вулканические проявления, локализующиеся в зонах глубинных разломов. Именно к нижнему миоцену относится заложение основных морфоструктурных элементов Сахалина. Об этом свидетельствует повсеместное отсутствие в центральной депрессии острова отложений более древних, чем нижнемиоценовые.

Исходя из этих данных, за начало неотектонического этапа в пределах острова (раннеотектонический подэтап) мы принимаем нижний миоцен и самое начало среднего миоцена, а именно период широкого развития вулканизма и интенсивных вертикальных движений по глубинным разломам, приведшим к выделению трех основных геоструктурных элементов Сахалина.

Изучение истории геологического развития острова показывает, что в верхнем миоцене на большей части территории Сахалин вновь переживает эпоху нисходящих движений: регрессивная серия поздне-среднемиоценовой верхнедуйской свиты мощностью до 1400 м сменяется осадками (мощность до 2500 м) верхнемиоценовой (курасийская или окобыкайская) трансгрессии.

Складчатость верхнего плиоцена, с которой связан вулканизм (орловская свита), и интенсивные вертикальные подвижки по разрывам отмечают последний цикл оживления рельефа (N_2-Q), который сейчас проходит территория острова (позднеотектонический подэтап).

Современный морфоструктурный план Сахалина на большей части его территории характеризуется сочетанием двух меридионально вытянутых горст-антиклинорий, выраженных в рельефе горными системами, и разделяющего их грабен-синклинория, которому соответствует межгорная депрессия (на юге Сусунайская, в средней части Тымь-Поронайская, на севере Байкальско-Нышская низменности).

Некоторое усложнение морфоструктуры наблюдается на юго-востоке острова, где восточный горст-антиклинорий разделен синклинальной мульдой (Муравьевская низменность) на две антиклинальные системы (Сусунайский хребет на западе и Тонино-Анивский хребет на крайнем востоке). Сходная картина наблюдается на северо-востоке, где морфоструктура п-ова Шмидта в миниатюре повторяет морфоструктуру всего острова: два антиклинальных горных поднятия разделены синклинальной низменной депрессией.

Западно-Сахалинский горст-антиклинорий сложен в ядре верхнемеловыми, а на крыльях третичными отложениями; в ядре Восточно-Сахалинского горст-антиклинория выходят палеозойские образования, а на крыль-

ях верхнемеловые и третичные. Центральнo-Сахалинский грабен-синклинорий выполнен неоген-четвертичными отложениями.

В образовании упомянутых морфоструктурных элементов большая роль принадлежит крупным субмеридиональным разломам (зоны тектонических нарушений), окаймляющим на большом протяжении западный и восточный горст-антиклинории. Характерными признаками разломов являются сильная дислоцированность меловых и третичных пород (пласты нередко поставлены на голову, преобладают углы падения $60-70^\circ$), резкая смена мощностей, а также фаций третичных отложений (вкрест простирания тектонических линий — магматические проявления (эффузивы и интрузии), грязевой вулканизм, повышенная сейсмичность).

Разломы разделяют участки, характеризующиеся новейшими движениями противоположного знака и различной интенсивности, что хорошо фиксируется изменениями спектров речных террас, морфологии эрозионных и абразионных форм. Например, в зоне сочленения Западно-Сахалинских гор и Тымь-Поронайской низменности на протяжении 1—4 км эрозионные террасы с маломощными (1—2 м) аккумулятивными чехлами резко сменяются аккумулятивными террасами с мощностью аллювия более 15 м. У подножия горной системы нередко наблюдаются «внутренние дельты», образующиеся при быстрой аккумуляции несомого реками материала из-за резкого уменьшения уклонов русла. По периферии гор часто встречаются уступы, достигающие высоты нескольких десятков метров; общая амплитуда рельефа в зонах разломов исчисляется несколькими сотнями метров. Приведенные примеры свидетельствуют не только об активном существовании разломов на всем протяжении неотектонического этапа, но и современных проявлениях движений, наиболее ярко проявляющихся в сейсмичности.

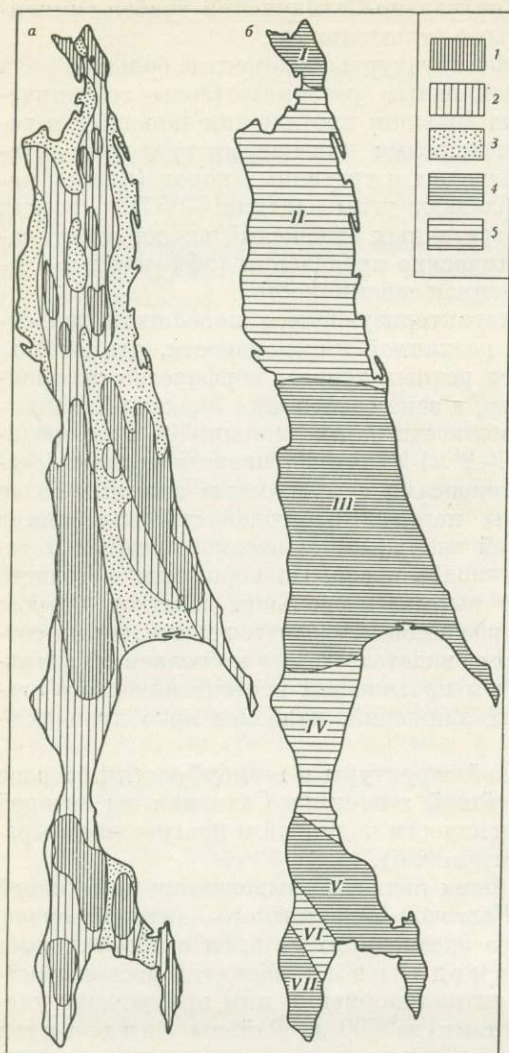
На основе изучения геологической структуры и геоморфологии острова нами была составлена карта новейшей тектоники Сахалина, на которой выделены районы различной интенсивности поднятий и прогибаний, выраженных в современном рельефе (рисунок, б).

Районы интенсивных новейших поднятий выделяются на большей части Западно-Сахалинского и Восточно-Сахалинского антиклинориев, к ним приурочены участки горного эрозионного рельефа с абсолютными высотами 1300—1600 м. Районы замедленных поднятий располагаются на погружении оси и крыльях антиклинориев, к ним приурочены участки низкогорного рельефа с высотами до 600 м. Районы локальных поднятий приурочены к участкам отдельных антиклинальных структур Северного Сахалина и характеризуются хорошо выраженным низкогорным грядовым рельефом с абсолютными высотами 200—600 м на фоне пологоувалистого и равнинного рельефа с высотами 100—150 м. Слабыми поднятиями характеризуются переходные участки между антиклинориями и синклинорием (предгорья), имеющие увалистый рельеф с высотами 100—200 м. Слабыми поднятиями характеризуется также обширная Северо-Сахалинская равнина, располагающаяся в зоне погружения антиклинориев Южного Сахалина. Районы новейших прогибаний, имеющие низменный аккумулятивный рельеф с высотами до 50 м, приурочены к синклинальным депрессиям и грабенам.

Характер новейших поднятий определяется прежде всего геологической структурой. Можно выделить два типа проявления новейших движений: западносахалинский и восточносахалинский.

Западносахалинский тип проявления новейших движений характерен для мезо-кайнозойских складчатых сооружений острова (Западно-Сахалинские горы, горы п-ова Шмидта, низкогорные гряды Северо-Сахалинской равнины).

Существенной особенностью неотектоники Западно-Сахалинских гор является соответствие контура новейших поднятий геоструктурному



Соотношение субмеридиональных и субширотных неоструктур Сахалина

а — схема соотношения субмеридиональных (продольных) неоструктур; 1 — неоструктуры интенсивных поднятий; 2 — неоструктуры замедленных и слабых поднятий; 3 — неоструктуры прогибаний.

б — схема соотношений субширотных (поперечных) неоструктур: 4 — неоструктуры относительных поперечных поднятий (I, III, V, VII); 5 — неоструктуры относительных поперечных прогибаний (II, IV, VI); I — поднятие п-ова Шмидта; II — относительно погруженная Северо-Сахалинская равнина; III — поднятие Среднего Сахалина; IV — относительно погруженный перешеек Поясок; V — Сусунайско-Томаринское поднятие; VI — относительно погруженная Лютогская депрессия; VII — поднятие п-ва Крильон

плану западного горст-антиклинория. Интенсивность поднятия возрастает от периферии горст-антиклинория к его осевой части, сложенной наиболее древними верхнемеловыми породами, о чем свидетельствуют увеличенные высоты водоразделов от побережья к осевой части горной системы от 200 до 1300 м, пропорциональное возрастание глубины эрозионного вреза, закономерное сужение речных долин, выклинивание террас и т. п.

Новейшие движения Западно-Сахалинских гор имеют, таким образом, характер сводового поднятия, ограниченного крупными субмеридиональными

разломами. Сводовое поднятие асимметрично: западная часть горной системы постепенно снижается к прогибу Татарского пролива, восточная часть резко переходит в центральную низменность.

Дифференциация новейших поднятий наблюдается и по простиранию горст-антиклинория, в пределах которого выделяются волнообразно чередующиеся зоны интенсивных и замедленных поднятий.

Подобный тип проявления новейших движений характерен также для локальных поднятий Северного Сахалина (Джимданская, Вал-Осскойская, Вагисская антиклинальные гряды). Причем, если в пределах Западно-Сахалинских гор в связи с препарировкой различных по устойчивости горных пород значительные неровности рельефа объясняются структурно-литологическим фактором, то в пределах поднятий Северного Сахалина наблюдается полное соответствие орографии, новейших тектонических движений и геологической структуры.

Специфической чертой новейшей тектоники Западно-Сахалинских гор является наличие кислых линейных интрузий, эффузивов и грязевых вулканов вдоль линий крупных разломов.

В региональном плане сходная картина проявления новейших движений наблюдается, по нашему мнению, на территории некоторых альпийских складчатых сооружений: Копет-Дага, Кавказа, западных отрогов Коряцкого нагорья и т. п.

Восточносахалинский тип проявления новейших движений характерен для палеозойских (по новым данным, верхнепалеозойско-нижнемезозойских) складчато-глыбовых горных сооружений острова (Восточно-Сахалинские горы, Сусунайский и Тонино-Анивский хребты). Рассмотрим особенности неотектоники Восточно-Сахалинских гор.

Контур новейших поднятий здесь большей частью не соответствует древней тектонической структуре, «застывшей» в своем развитии. В пределах горной системы выделяется несколько крупных блоков, находящихся на различных гипсометрических уровнях: на юго-востоке 500—800 м, в центральной части 800—1600 м, на западе 500—700 м. Наиболее высокая центральная часть горной системы испытывает интенсивные поднятия, периферические части отстают в поднятии, что позволяет говорить о сводово-глыбовом поднятии Восточно-Сахалинских гор. Несоответствие контура новейших поднятий древней геоструктуре выражается в замедленном поднятии структурного ядра антиклинория, сложенного наиболее древними нижнепалеозойскими породами (Абрамовский и Хановский хребты на западе Восточно-Сахалинских гор имеют высоты 500—700 м).

Блоки, участвующие в сводовом поднятии, асимметричны: их восточные части испытывают более интенсивные поднятия, обуславливающие сильное расчленение восточных склонов горных массивов и широкое развитие выровненных поверхностей на западных склонах (верховья рек Тымь, Чамту, Намли и т. п.).

Глыбовые поднятия разделяются грабенами (Набильская, Луньская, Борская, Белорецкая депрессии), имеющими в плане форму треугольников, вершинами обращенными в глубь горной системы. На простирании впадин расположены разломы, разделяющие зоны различной интенсивности поднятий.

Изменение интенсивности новейших поднятий наблюдается и вдоль простирания оси антиклинория, максимальные поднятия которого приурочены к средней наиболее возвышенной части горной системы. Поперечные перегибы в Восточно-Сахалинских горах имеют характер тектонических уступов, хорошо выраженных в рельефе.

В региональном плане сходный тип проявления новейших движений мы видим на территории Приамурья в системе Баджалского хребта, на Северо-Востоке в пределах Анюйской горной страны и т. п.

3. Рассмотренные данные подчеркивают важную роль субмеридиональных неотектонических дислокаций, с которыми связано формирование новейших тектонических структур (неоструктур) субмеридионального простирания.

Субмеридиональной неоструктурой высшего порядка является сводово-глыбовое поднятие всего о-ва Сахалин, находящее непосредственное продолжение на о-ве Хоккайдо. Общая протяженность неоструктуры около 900 км (вместе с Хоккайдо до 1500 км), преобладающая ширина 100—150 км, амплитуда поднятия 1000—2000 м. Хоккайдо-Сахалинское поднятие по параметрам сопоставимо с Камчатско-Коряцким поднятием, хотя несколько уступает ему по линейным размерам и значительно по амплитуде. Отрицательной структурой близких параметров является впадина Татарского пролива, с которой хорошо сопоставляется Анадырско-Пенжинская впадина на севере.

Менее крупные неоструктуры рассмотрим на примере южной и средней частей острова, где отчетливо выделяются три субмеридиональные новейшие структуры первого порядка. Западно-Сахалинское сводовое под

нятие достигает 600 км в длину, 75 км в ширину, имеет амплитуду 800—1200 м. Восточно-Сахалинское сводово-глыбовое поднятие имеет протяженность до 350 км, ширину до 75 км, амплитуду до 1500 м. Центрально-Сахалинская (Тынь-Поронайская) межгорная впадина имеет протяженность до 300 км, ширину 25—50 км, амплитуду прогибания 250—1000 м.

Соотношение между линейными размерами и амплитудой поднятий показывает, что на Сахалине преобладают сравнительно пологие линейно вытянутые неоструктуры.

Неоструктуры более низких порядков являются частями новейших структур высших порядков. Например, в пределах Западно-Сахалинского поднятия выделяются Таулан-Армуданское горст-антиклинальное поднятие протяженностью до 25, шириной 5—10 км, с амплитудой 300—400 м; Александровский грабен протяженностью несколько десятков километров, шириной 5—10 км, с амплитудой прогибания до 500 м и т. п. Можно заметить, что отношение амплитуды и ширины поднятий здесь несколько увеличивается.

Более завуалированы и труднее картируются неоструктуры субширотного простирания, связанные с поперечными неотектоническими дислокациями. Рассмотрим их на примере Западно-Сахалинского антиклинория, по простиранию которого наблюдается дифференциация поднятия и выделяются зоны интенсивных и ослабленных поднятий (Александров, 1962). Зонам дифференцированных новейших движений соответствуют определенные геологические и геоморфологические признаки, свидетельствующие о направленном унаследованном развитии этих участков (табл. 2).

Т а б л и ц а 2. Геоструктурные и геоморфологические признаки зон новейших поднятий

Признаки	Зоны интенсивных поднятий	Зоны замедленных поднятий
Геоструктурные	Воздымание шарнира антиклинория или крупные антиклинальные структуры	Погружение шарнира или крупные синклинальные структуры
	Некоторое уменьшение мощности третичных осадков. Выходы наиболее древних меловых пород	Увеличение мощности третичных осадков. Наличие наиболее молодых третичных отложений
	Высота водоразделов 500—1300 м	Высота водоразделов 150—500 м
	Высота поверхности выравнивания 1000—1300 м	Высота поверхности выравнивания 200—400 м
Геоморфологические	Глубина расчленения 300—900 м	Глубина расчленения 100—350 м
	Структурно-эрозионный горный рельеф. Моноклиальные гребни, куэсты имеют резкие очертания. Развиты крутые эрозионные и гравитационные склоны (30—60°), часты обрывы большой высоты (50—150 м), характерны обвалы, осыпи, осы, оползни, глубинная эрозия водотоков	Увалистый и слабо расчлененный низкорельеф. Структурные формы имеют сглаженные очертания. Развиты пологие делювиальные склоны (10—30°), обрывы редки, обычно имеют небольшую высоту, характерны оползни, овражная эрозия, аккумуляция в днище крупных долин
	«Центробежная» ориентировка речной сети: узкие глубокие долины с врезанными меандрами расходятся от центра зон, пропильная локальные структуры в ущельях. В долинах преобладают эрозионные и цокольные террасы	«Центростремительная» ориентировка речной сети; широкие неглубоко врезанные долины с блуждающими меандрами сходятся к центру зоны, имеют плоское, местами заболоченное днище. В долинах преобладают цокольные и аккумулятивные террасы. Местами долины переуглублены, мощность рыхлых отложений 50—60 м
	Гористое или террасированное побережье, террасы несколько приподняты, имеют маломощные аккумулятивные чехлы. Высота верхнечетвертичной террасы 20—30 м	Террасированное побережье с низменными участками террасы имеют мощные аккумулятивные чехлы. Высота верхнечетвертичной террасы 8—15 м

В пределах Западно-Сахалинских гор можно выделить четыре поперечные зоны замедленных поднятий (Лаперузская, отделяющая Сахалин от Хоккайдо, Лютюгская, Ильинская — перешеек Поясок и Северная) и три поперечные зоны интенсивных поднятий (Крильонская, Синегорск-Томаринская и Центральная). Сочленение этих зон носит, по-видимому, волнообразный характер, будучи связанным со сравнительно пологими ундуляциями осей меридиональных структур. Об этом свидетельствуют сравнительно постепенные изменения и взаимные переходы тектонических и геоморфологических элементов. Лишь на севере Лютюгской и на юге Центральной зон наблюдаются поперечные перегибы, имеющие характер флексур или структурных швов (Козырев и др., 1960).

Дизъюнктивные поперечные структуры особенно широко развиты в Восточно-Сахалинских горах, где выведен на поверхность жесткий палеозойский фундамент. Их ограничения хорошо выражены в рельефе в виде серии уступов запад-юго-западного простирания, прослеживающихся от устья р. Вальзы до устья р. Пиленги. К пересечению субмеридиональных и субширотных разломов местами приурочены проявления неоген-четвертичного вулканизма (базальты и дациты). В верховьях р. Пороная наблюдается субширотное мульдообразное понижение, выполненное четвертичными осадками. Северный и южный борта мульды имеют дизъюнктивное ограничение, что подчеркивается прямолинейными уступами Хановского и Абрамовского хребтов. Весьма показательна центростремительная гидросеть притоков рек Тыми и Пороная, которые устремляются в понижение, делая при этом резкие изгибы, поворачивая почти на 90°.

Отдельные поперечные неотектонические дислокации сквозные, накладываются на все субмеридиональные неоструктуры острова. Рассмотрим это на примере средней части острова. Средний Сахалин, ограниченный с юга широтой устья р. Пороная и с севера широтой устья р. Тыми, — наиболее приподнятая часть острова в геоморфологическом и структурном отношении. Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы имеют здесь наибольшие для острова высоты (1300—1600 м) и несут следы горного оледенения. В осевой части антиклинориев обнажаются наиболее низкие части разреза палеозойских и верхнемеловых отложений.

В районе р. Тыми, т. е. на севере Среднего Сахалина, одновременно ундуляция шарнира испытывают и западный, и восточный антиклинории, что выражается в погружении верхнемеловых отложений на западе и палеозойских на востоке под третичные отложения. Одновременно погружаются горные хребты: западный постепенно сливается с холмисто-увалистой равниной; восточный весьма резко переходит в депрессию, занятую долинами рек Набили и Тыми, которой к тому же соответствует гравитационный минимум (Алексейчик и др., 1959). На участке погружения хребтов хорошо прослеживается субширотная отрицательная неоструктура шириной 25—50 км с амплитудой до 500 м, пересекающая о-в Сахалин примерно на широте пос. Ныш. На непосредственном продолжении этой неоструктуры к западу расположены поперечные тектонические разрывы на территории Сихотэ-Алиня, обусловившие существование отрицательной неоструктуры в районе озер Кизи и Кади, очень хорошо подчеркиваемой геофизическими данными (устное сообщение геолога М. А. Ахметьева). В Охотском море к этой же широте приурочена западная часть субширотного желоба Макарова, прослеживаемого до глубины 1500 м. Таким образом, общая протяженность предполагаемой отрицательной неоструктуры, наблюдаемой в Сихотэ-Алине, на Сахалине и в Охотском море, приближается к 500 км при ширине до 50 км, амплитуда достигает 1500 м. Большая глубина заложения поперечной структуры подчеркивается ее влиянием на весьма разнородные и разновозрастные структурные элементы.

На широте устья р. Пороная, т. е. на юге Среднего Сахалина, также одновременно погружаются все меридиональные структурные элементы

острова. Западный горст-антиклинорий испытывает погружение, имеющее характер крупной пологой флексуры и прослеживаемое по структурно-фаціальным и геоморфологическим признакам. Во-первых, с севера на юг происходит довольно резкая смена континентальных фаций верхнемелового возраста морскими фациями, что особенно заметно в быковской свите (сенон). Во-вторых, с севера на юг происходит погружение наиболее древних горизонтов мела (сеноман — турон), расширение полосы третичных отложений, особенно вдоль западного побережья, при одновременном увеличении мощности третичных осадков. Наконец, в этом же направлении заметно уменьшаются максимальные высоты неогеновой поверхности выравнивания и эрозонных водоразделов от 1300 до 1000 м. Западное побережье севернее широты устья Пороная характеризуется высокими береговыми клифами и террасами высотой 20, 40 и 80 м; южнее располагается Углегорская низменность, окаймленная низменным лагунным побережьем.

Описанную поперечную неоструктуру можно определить как пологий флексуорообразный изгиб с амплитудой 300—400 м. Вдоль перегиба местами прослеживаются крупные разломы. Смежные структурные элементы на этой широте также погружаются. На востоке постепенно погружаются центральный синклинорий и восточный антиклинорий под воды залива Терпения. На западе в пределах Татарского пролива с севера на юг происходит значительное увеличение глубин, соответствующее переходу от шельфа к склону глубоководной впадины Японского моря (Зенкевич, 1959). В связи с этим наиболее прогнутому району Западно-Сахалинских гор — перешейку Поясок — соответствуют подводные части Тымь-Поронайской низменности и Восточно-Сахалинских гор.

К югу от перешейка основные структурные элементы вновь испытывают воздымание. Поперечное поднятие северо-западного простирания захватывает на западе Томаринскую зону интенсивных поднятий, центральную часть Сусунайской низменности на водоразделе рек Сусуя и Такой, а на востоке палеозойские массивы Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов. В Татарском проливе юго-западная граница этого поднятия имеет облик уступа с относительной высотой до 400 м (Лавров, 1961, 1963).

В пределах всего острова сочетание крупных субмеридиональных и субширотных неотектонических дислокаций создает следующую картину. С севера на юг выделяются три крупнейшие поднятые зоны: северная — п-ов Шмидта, центральная — поднятие Среднего Сахалина, южная — Синегорск-Томаринское поднятие. Между главными поперечными поднятиями расположены более погруженные неоструктуры: Северо-Сахалинская равнина, перешеек Поясок, депрессия пролива Лаперуза.

Изучение геологической и геоморфологической литературы последних лет показывает, что неотектонические дислокации, поперечные к простиранию преобладающих складчатых элементов, — весьма распространенное явление в различных районах СССР. Их описание можно найти в работах М. М. Жукова (1961) по Карпатам, Н. С. Благоволина (1963) по Крыму, В. Е. Хаина и М. Г. Ломизе (1961), В. М. Муратова и В. Е. Хаина (1962) по Кавказу, Д. Х. Якубова и О. М. Борисова (1962) по Памиру, А. В. Горячева (1960) и П. Н. Кропоткина (1961) по Курильским островам, В. И. Тихонова по Камчатке. Большинство исследователей отмечает длительность существования и новейшие проявления подобных дислокаций, выделяемых по комплексу геофизических, геологических и геоморфологических данных.

Проблема поперечных неоструктур широко обсуждалась и на совещании по проблемам неотектоники в мае 1964 г. в г. Москве. В докладе П. Н. Цысь была отмечена поперечная морфоструктурная зональность в Советских Карпатах. Д. А. Лилиенберг подчеркнул наличие поперечных дизъюнктивных (флексуороподобных) структур на территории Восточного Кавказа, Н. Е. Астахов — на территории Грузии. Ю. П. Дегтяренко в до-

кладе по Коряцкому нагорью показал существование крупных поперечных неоструктур, подтягивающихся вплоть до мезозойских складчатых сооружений Анюйской горной страны. А. П. Рождественский описал связь поперечных структур и участков новейшей тектонической активизации на примере Урала.

Поперечные поднятия и их выражение в новейшей структуре и рельефе юга Средней Азии широко рассмотрел О. К. Чедия, выделивший структуры различного порядка: глобальные поднятия, захватывающие крупнейшие структурные элементы (платформы, складчатые сооружения), протягивающиеся на тысячи километров и имеющие ширину в несколько сот километров; региональные поднятия, захватывающие крупные структурные элементы (антиклинории, синклинории) и протягивающиеся на десятки и сотни километров; локальные поднятия, захватывающие отдельные антиклинали и синклинали и прослеживающиеся на несколько километров.

Рассмотренные поперечные неотектонические структуры Сахалина по размерам относятся к региональным, имеющим глубокое заложение. Эти неоструктуры контролируют распределение фаций и мощностей кайнозойских осадков, вулканизм и другие неотектонические проявления.

Изучая соотношение региональных неоструктур в зоне сочленения материка и Тихоокеанской впадины, можно отметить наличие еще более крупных (глобальных) поперечных структур. В качестве примера рассмотрим Хоккайдо-Камчатско-Курильскую складчатую систему. Основное простиранение неоструктур здесь параллельно простиранию глубоководных желобов и в целом близко к меридиональному. Областью крупнейшего субширотного погружения между относительно приподнятыми складчатыми сооружениями Камчатки и Хоккайдо является Курильская островная дуга вместе с глубоководной впадиной Охотского моря — частью гигантского опускания, прослеживающегося от Курильских островов в северную часть Охотского моря. По мнению ряда исследователей (Алексейчик и др., 1959; Красный, 1956), в районе Охотского мелководья погружены палеозойские и мезо-кайнозойские складчатые сооружения, располагающиеся на Сахалине и Камчатке над уровнем моря. О глубинном заложении этой впадины свидетельствует то обстоятельство, что центральная часть Курильской гряды и южная глубоководная впадина Охотского моря характеризуются корой промежуточного типа мощностью 15—20 км, в то время как части Курильской дуги, примыкающие к Камчатке и Хоккайдо, характеризуются корой континентального типа мощностью 25—35 км.

В заключение подчеркнем, что изучение новейшей тектоники Сахалина и прилегающих к нему территорий имеет теоретическое и прикладное значение при реконструкции истории геологического развития, анализе вулканизма и сейсмичности, интерпретации ряда геофизических данных, поисках локальных нефтеносных структур, выраженных в рельефе, и инженерно-геологических исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексейчик С. Н. и др. Геологическое строение и газонефтеносность северной части Сахалина.— Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 135.
- Александров С. М. Особенности новейшей тектоники и морфоструктуры острова Сахалин.— Сов. геология, 1962, № 2.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Благоволин Н. С. Геоморфология Керченско-Таманской области. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ганешин Г. С. Новейшая тектоника Курильской островной дуги, Камчатки, Сахалина.— Геол. строение СССР, т. 3 (Тектоника). Госгеолтехиздат, 1958.
- Ганешин Г. С. Вопросы геоморфологии Сахалина. Материалы 2-го геоморфол. совещ. АН СССР. Изд-во АН СССР, 1959.

- Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Жуков М. М. Неотектонические поперечные преобразования Советских Карпат.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 7.
- Зенкевич Н. Л. Геоморфологическая карта дна Японского моря. Изд-во АН СССР, 1959.
- Козырев В. Д. и др. Геологическое строение и газонефтеносность южной части Сахалина.— Труды ВНИГРИ, 1960, вып. 156.
- Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений.— Докл. АН СССР, 1956, 107, № 1.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Кропоткин П. Н. Основные черты неотектоники Камчатки, Коряцкого нагорья, Курильских островов и ближайших частей Тихого океана и Охотского моря. Рига, Изд-во АН Латв.ССР, 1961.
- Лавров В. М. Геологическое строение шельфа западного побережья острова Сахалин.— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 4.
- Лавров В. М. Геоморфология материковой отмели западного побережья Южного Сахалина.— Докл. АН СССР, 1963, 148, № 5.
- Муратов В. М. и Хаин В. Е. Влияние тектоники на некоторые черты рельефа северо-западной части Кавказа.— Сборник материалов компл. южной геол. экспедиции, вып. 7. Госгеолтехиздат, 1962.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1963.
- Петрушевский Б. А. К проблеме Тихоокеанского подвижного кольца.— Сов. геология, 1964, № 3.
- Рудич Е. М. К истории формирования мезо-кайнозойской структуры Сахалина.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 33, вып. 6.
- Рудич Е. М., Скиба С. И. Основные этапы развития рельефа и новейшая тектоника Южного Сахалина.— Вестник МГУ, серия биол., почвовед., геол. и геогр., 1959, № 3.
- Проблемы неотектоники.— Тезисы докл. совещ. 19—23 мая 1964 г. Под ред. Н. И. Николаева, М., 1964.
- Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 4.
- Якубов Д. Х., Борисов О. М. Каратау-Памирский глубинный разлом.— Геол. ж. АН Узб.ССР, 1962, № 4.

И. П. ВАРЛАМОВ МЕЗОЗОЙСКАЯ И КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ЮЖНОГО УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ

Несмотря на довольно хорошую геолого-геоморфологическую изученность Южного Урала и Приуралья (юго-восточная часть Русской платформы, Предуральский прогиб), сводных работ, посвященных мезозойско-кайнозойской тектонике данной территории, не имеется. Вместе с тем отдельные общие и частные вопросы мезозойско-кайнозойской тектоники различных районов ее затрагивались многими исследователями: И. М. Крашенинниковым, А. В. Хабаковым, А. Л. Яншиным, Н. И. Николаевым, Н. А. Преображенским, Г. В. Вахрушевым и др.

Для выяснения мезозойско-кайнозойской тектоники данной территории автор пользовался комплексным геолого-геоморфологическим методом, при этом геологические материалы частично были заимствованы из работ предыдущих исследователей, геоморфологические же данные собраны автором в 1955—1963 гг.

Геологический анализ сводился преимущественно к выяснению скоростей осадконакопления в Приуралье и на восточном склоне Южного Урала в разные отрезки верхнекаменноугольно-четвертичного времени и изучению литолого-фациальных особенностей различных комплексов верхнекаменноугольно-кайнозойских образований и т. п., а геоморфологический — к выявлению высотных колебаний уступов (склонов) и характера деформации разновозрастных ярусов рельефа различного генезиса, к общему

структурно-геоморфологическому профилированию и установлению общей направленности развития рельефа в течение пермского, мезозойского и кайнозойского времени.

По нашим данным, в районе исследования, кроме речных террас, развиты разновозрастные поверхности выравнивания (четыре-пять) преимущественно денудационного происхождения. Две верхние поверхности распространены в виде отдельных сравнительно небольших по площади останцов.

Самый высокий и наиболее древний на Южном Урале ярус рельефа, в результате почти полной переработки которого в верхнеэоцен-четвертичное время образован низко- и среднегорный рельеф, имеет верхнеюрско-среднеэоценовый возраст. Высотные отметки его 1200—1600 м. Наличие этого яруса в юго-восточной части Русской платформы можно лишь предполагать в районе наиболее возвышенной части Общего Сырта, где абсолютные высоты составляют 550—600 м. Высотные отметки более молодых поверхностей выравнивания в горной части района обычно варьируют в пределах 800—1000, 620—700, 520—580 и 420—460 м, а в равнинной — 480—520, 400—440, 320—360 и 240—280 м.

Периоды формирования этих четырех поверхностей и в первом и во втором случаях соответственно отвечают: 1) концу верхнеэоценового времени, нижне-среднеолигоценному и началу верхнего олигоцена, 2) верхнеолигоценному и нижне-среднемиоценовому времени, 3) верхнемиоцен — нижне-среднеплиоценовому и 4) верхнеплиоценовому (акчагыльскому) времени. Возраст же этих поверхностей, т. е. тот промежуток геологического времени, когда та или иная поверхность приобрела в основном плоский или слабоволнистый облик и после которого она сохранилась, не испытывав значительного денудационного срезания, датируется нижне-среднеолигоценным, нижне-среднемиоценовым, нижне-среднеплиоценовым (в основном среднеплиоценовым) и акчагыльским (средне-верхнеакчагыльским) временем. В долинах крупных рек района за апшеронско-четвертичное время сформировалось четыре-пять надпойменных террас преимущественно эрозионно-аккумулятивного и эрозионного происхождения.

Проведенные исследования подтверждают высказывания Б. Л. Личкова и других исследователей, что ярусность рельефа регионального плана может возникать лишь в процессе проявления общих восходящих тектонических движений колебательного характера.

В результате осуществления комплексного геолого-геоморфологического анализа района установлена определенная этапность в истории тектонического и геоморфологического развития района с верхнекаменноугольного времени по современную эпоху, построены графики интенсивности проявления тектонических движений и направленности развития орографической поверхности Южного Урала за указанный промежуток времени, а также карта олигоцен-четвертичной тектоники.

В верхнекаменноугольно-нижнепермское время произошло замыкание Уральской герцинской геосинклинали, сопровождавшееся складкообразовательными процессами, и формирование в смежной зоне ее с Русской платформой Предуральского краевого прогиба. Наличие мощных (3000—3500 м) преимущественно терригенных отложений (нижнемолассовая сероцветная формация) во внутренней зоне Предуральского прогиба ассельско-сакмарского и артинского возраста свидетельствует о начале проявления крупного этапа (макроэтапа) общих колебательных тектонических движений, который продолжался, по-видимому, до второй половины эоценового времени включительно, т. е. около 220—230 млн. лет. Данный крупный этап четко подразделяется на две стадии (фазы): восходящую и нисходящую. Как в первой, так и во второй фазах довольно четко выделяются более короткие по времени проявления этапы (мезоэтапы), резко различающиеся по характеру проявления тектонических движений.

Первый мезоэтап восходящей фазы верхнекаменноугольно-среднеэоценового макроэтапа охватывает верхнекаменноугольную эпоху, ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский века. Поднятие территории Южного Урала, начавшееся в конце верхнего карбона — начале пермского периода, достигло максимума во второй половине сакмарского века и особенно в артинское время, когда, по данным А. В. Хабакова, возникли «Уральские Альпы». В конце артинского времени и в кунгурский век это поднятие резко замедлилось либо сменилось некоторым опусканием Южного Урала.

В Предуральском прогибе, мигрировавшем с начала нижнепермской эпохи по татарско-нижнетриасовое время в сторону Русской платформы, и в юго-восточной части последней в кунгурский век формировались в основном хомогенные осадки.

Проявление второго мезоэтапа общих восходящих тектонических движений приходилось на конец кунгурского века, на уфимское время и первую половину казанского. Оно обусловило возрождение в уфимское время горного рельефа на Урале и накопление в относительно опускавшихся зонах Приуралья и восточного склона Урала преимущественно дельтовых и озерно-аллювиальных красноцветных образований (начальная стадия формирования красноцветной молассовой формации), мощность которых составляет многие сотни метров. Во второй половине данного мезоэтапа (вторая фаза его) в конце уфимского века и первой половине казанского поднятие Урала резко замедлилось, что привело к значительному снижению его. Западная часть Приуралья в это время испытала значительное абсолютное опускание, что вызвало проявление трансгрессии нижнеказанского моря, границы которого выходили в южном и западном направлениях за пределы района исследований.

Третий мезоэтап общих поднятий начался в верхнеказанское время и закончился в начале либо перед самым началом нижнетриасовой эпохи. Он характеризовался, вероятно, наибольшими амплитудами поднятия. Громадные мощности (несколько тысяч метров) и фациальный состав континентальных осадков (верхняя грубообломочная часть красноцветной молассовой формации), накопившихся в зонах опусканий Приуралья, позволяют полагать, что во второй половине татарского века — начале нижнетриасовой эпохи Южный Урал представлял собой наиболее высокогорную за весь верхнепалеозойской-кайнозойский период развития страну, абсолютные высоты которой, возможно, составляли 5000—7000 м.

В третий мезоэтап пережила поднятие (вероятно, довольно значительное) и основная часть рассматриваемой площади Русской платформы, что привело к регрессии нижнеказанского моря и установлению континентального режима в течение длительного времени. После первой половины казанского века вплоть до верхнеюрско-мелового времени морские условия никогда не возобновлялись.

В самом конце татарского века — первой половине нижнетриасовой эпохи, по-видимому, закончилась первая восходящая фаза описываемого макроэтапа тектонических движений и началось проявление второй нисходящей фазы его, характеризовавшейся в основном значительным замедлением общего поднятия района (относительным опусканием), которое завершилось к концу этой фазы абсолютным опусканием больших территорий юга Русской платформы и значительной части Южного Урала. На основании имеющихся материалов эта фаза подразделена на четыре мезоэтапа. Проявление первого из них охватывало в основном вторую половину нижнетриасовой эпохи и среднетриасовое время. Ослабление общих поднятий, начавшееся в нижнем триасе, в среднетриасовое время было наиболее ярко выражено. Это привело к почти полному выравниванию громадных территорий Урала и Приуралья, накоплению во второй половине нижнего триаса (в древних депрессиях) преимущественно песчаных и пес-

чано-глинистых бурых и зеленовато-серых образований, а в среднетриасовую эпоху — к формированию мощной коры выветривания.

Начальная фаза второго мезозоя приурочена к верхнетриасовой эпохе, когда несколько усилилось поднятие района, т. е. произошло некоторое ослабление общего нисходящего тектонического развития его. В эту эпоху в пределах более или менее крупных положительных структур происходил размыв, а в пределах отрицательных — накопление преимущественно озерно-аллювиальных (пески, пестроцветные глины с сидеритом и обугленной древесиной) отложений на коре выветривания среднетриасового возраста и более древних породах. Общая мощность этих отложений в отдельных зонах опусканий Предуралья прогиба 250—350 м, на восточном склоне Южного Урала она несколько меньше. Вторая фаза проявления данного мезоцикла, совпадающая с нижнеюрским временем, характеризовалась относительным покоем и формированием коры выветривания как в складчатой, так и в платформенной областях.

Третий мезозой охватывал конец нижнеюрской, среднеюрскую, верхнеюрскую эпоху и неокомовое время. Первая фаза его ознаменовалась возобновлением поднятия, размывом приподнятых участков и накоплением озерно-аллювиальных и озерных угленосных отложений (максимальные мощности их около 300 м) в зонах относительных опусканий южной части Предуралья прогиба, в Таналык-Баймакской, Орской и других депрессиях. Вторая фаза этого мезозоя, приуроченная к верхнеюрско-неокомовому времени, характеризовалась в тектоническом отношении стабильным состоянием большей части района и опусканием его южных окраинных частей (Оренбургская область, юг Башкирии), что обусловило проявление трансгрессий мелководных морей. На площадях, не покрывавшихся морями, в третий раз за мезозойское время возобновились благоприятные структурно-геоморфологические условия для образования коры выветривания.

Четвертый мезозой, завершающий вторую (нисходящую) фазу верхнекаменноугольно-среднеэоценового макроэтапа тектонического развития района, — самый крупный по продолжительности (около 60—70 млн. лет). Первая фаза его проявления, охватывавшая апт-альбское время и, вероятно, значительную часть сеноманского, характеризовалась по сравнению с предыдущими фазами поднятий незначительным воздыманием района, не вызвавшим существенной перестройки его рельефа. Однако какая-то часть доаптской коры выветривания на участках более интенсивного поднятия в эту фазу была размыта, о чем свидетельствует вещественный состав апт-альбско-сеноманских отложений (мощность их не более 60 м), местами развитых, например, в Магнитогорском синклиории.

Вторая фаза четвертичного мезозоя, приуроченная в основном к туронско-среднеэоценовому времени, ознаменовалась опусканием значительных территорий Южного Урала, Приуралья и прилегающих к ним областей, трансгрессиями верхнемеловых и палеоцен-среднеэоценовых эпиконтинентальных морей (морские верхнемеловые и палеогеновые отложения представлены в основном платформенными известняково-мергелистой и кварц-глауконито-опоковой фациями; они сохранились от размыва на Урал-тау в районе с. Михайловки, к северу и к югу от него, в Таналык-Баймакской депрессии, в Приуралье). Участки района, не покрывавшиеся морями, судя по составу и мощностям различных толщ морских туронско-эоценовых пород, представляли собой единую сильно выровненную, с незначительными (100—200 м) абсолютными высотами поверхность выравнивания.

В течение верхнего эоцена и, возможно, нижнего олигоцена произошла резкая смена общей направленности тектонического развития Южного Урала и Приуралья, в результате чего началась регрессия палеоцен-эоценового моря, и морские трансгрессии с этого времени по современную

эпоху здесь никогда не возникали. Судя по имеющимся данным, это время следует считать за начало проявления нового, второго по счету, макроэтапа тектонического развития района, его начальной восходящей фазы, которая, по-видимому, продолжалась и в голоцене. Проявление первого мезоэтапа этой фазы ограничивается верхнеэоценовым и нижне-среднеолигоценовым, третьего — верхнемиоценовым и нижне-среднеплиоценовым, четвертого — ачкагыльским временем. Апшеронско-четвертичное время, по-видимому, следует считать временем проявления начальной фазы пятого мезоэтапа, временем наибольшей активности восходящих тектонических движений (амплитуда поднятия Южного Урала составляла 300—350 м, платформенной области — 150—200 м). Эта фаза довольно четко подразделяется на пять микроэтапов прерывистых поднятий, обусловивших возникновение в долинах рек района комплекса надпойменных террас.

Серия верхнеэоцен-четвертичных континентальных преимущественно озерно-аллювиальных образований, развитых в зонах относительных опусканий Приуралья, восточного склона Южного Урала и на смежных территориях района, представлена седиментационными комплексами, разрез каждого из которых начинается базальными слоями (песчано-галечные отложения) и заканчивается преимущественно глинами. Вся эта серия пород общей мощностью 900—1000 м представляет собой, по-видимому, образования единой формации платформ с резко тектонически омоложенным рельефом.

Подтверждаются данные А. В. Хабакова, А. Л. Яншина и других о том, что проявление мезозойских тектонических движений в общем было теснейшим образом связано с тем структурным планом, который был здесь создан в основном в герцинское время. К этому следует добавить, что в общих чертах этот план был в той или иной мере унаследован и в последующие этапы кайнозойского времени.

Несмотря на резкое различие (имевшее место еще до верхнего карбона) в геологоструктурном отношении, с одной стороны, территории Южного Урала и с другой — юго-восточной части Русской платформы, в течение верхнекаменноугольно-кайнозойского времени эти основные структурные элементы района пережили одинаковое число общих для них этапов (различных порядков) тектонических движений и характеризуются определенной направленностью структурного развития. Однако различие не могло не сказаться на особенностях тектонических движений, проявившихся в верхнекаменноугольно-кайнозойское время на Южном Урале и в Приуралье.

По характеру проявления, амплитудам и интенсивности проявления верхнеэоцен-четвертичных движений рассматриваемая территория подразделяется на область довольно резких прерывистых поднятий преимущественно глыбового характера (складчатая область Урала, «область горообразования») и область материковой платформы (восточная часть Русской платформы), отличающуюся от первой области замедленными поднятиями колебательного характера. В первом случае суммарная амплитуда олигоцен-четвертичных поднятий составляла 700—1000 м, а во втором не превышала 450 м. Территория Предуральского прогиба, разделяющего две указанные геоструктурные области, отличалась от них небольшой суммарной амплитудой (100—300 м) и значительным размахом (500—600 м) олигоцен-четвертичных восходящих тектонических движений.

В складчатой области Южного Урала, ограниченной по краям региональными разломами древнего заложения, тектонические движения по которым осуществлялись и в мезозойско-кайнозойское время, молодые крупные структуры имеют в основном блоковое происхождение, а в платформенной — пликативное. Блоковые структуры Южного Урала испытывали дифференцированные движения в течение мезозойско-кайнозойского времени.

Анализируя фактический материал, полученный при разведке россышей на восточном склоне Южного Урала, мы пришли к заключению, что развитие рельефа в новейшее время отличается большим своеобразием. Ранее сформировавшаяся мезо-кайнозойская полигенетическая поверхность выравнивания, представленная на большей части территории поверхностями типа пенеплена (зауральский пенеплен), начиная с олигоцена перерождается (трансформируется) в новый тип поверхности выравнивания, резко отличный как по морфологическим признакам, так и по механизму образования от известных типов поверхностей выравнивания. На формирование современного рельефа Южного Урала большое влияние оказали три основных фактора: 1) предшествующая история развития, 2) тектонический режим новейшего этапа и 3) ход изменений климатических условий в кайнозое. Комплексное воздействие этих факторов привело к тому, что «классический» (по Дэвису) процесс развития пенеплена существенно трансформировался и пошел по другому пути.

Отличительной чертой современного рельефа является сильная выровненность междуречных пространств с преобладающими углами наклонов склонов от $30'$ до 3° . Наряду с этим речные долины четко оформлены и глубина их вреза достигает на востоке 70—100, а на западе 300—500 м. Речные долины характеризуются коленчатым в плане строением при общем ортогональном рисунке и широтной направленностью главных стволов долин. Продольные профили рек обычно ступенчатые.

По данным Д. В. Борисевича (1954), Н. В. Башениной (1948) и других, в долинах рек восточного склона Урала отмечается четыре-пять террас. Три нижние имеют четвертичный возраст. Четвертая — плиоценовая (миоценовая?), пятая — палеогеновая. Высота террас составляет: первой 3, второй 6, третьей 10, четвертой 30 и пятой 50 м. Ширина террас не превышает нескольких сот метров, и, следовательно, поверхности выравнивания эрозионно-аккумулятивного происхождения, связанные с деятельностью рек, почти не развиты.

Террасы хорошо выдержаны и почти не деформированы. Отчетливая деформация их отмечается только в зоне тектонического уступа или при пересечении локальных новейших тектонических поднятий.

Подобная «лестница» террас свидетельствует о том, что во всяком случае с конца палеогена общие очертания речных долин были близки к современным и что в неоген-четвертичное время происходило постепенное углубление долин, вызванное поднятием Урала относительно Западно-Сибирской низменности или связанное с общей тенденцией к понижению главного базиса эрозии (снижение уровня последующих трансгрессий в сравнении с уровнем палеогеновой трансгрессии).

В то время, когда происходил процесс углубления речных долин, на междуречных пространствах развивались процессы совершенно другого направления.

На значительных площадях междуречных пространств сохранился крипторельеф, маркируемый древней корой выветривания и в настоящее время хорошо изученный в связи с поисками россышных месторождений, связанных с древнебалочным (ложковым) аллювием. Характерной особенностью крипторельефа является сильно разветвленная сеть глубоких и крутосклонных лугов (рис. 1, а). Тальвеги древних логов привязаны устьевыми участками и следами конусов выносов в основном к уровню пятой террасы, что свидетельствует о времени конечной стадии формирования этих эрозионных форм. Современные лого в основном унаследовали древние

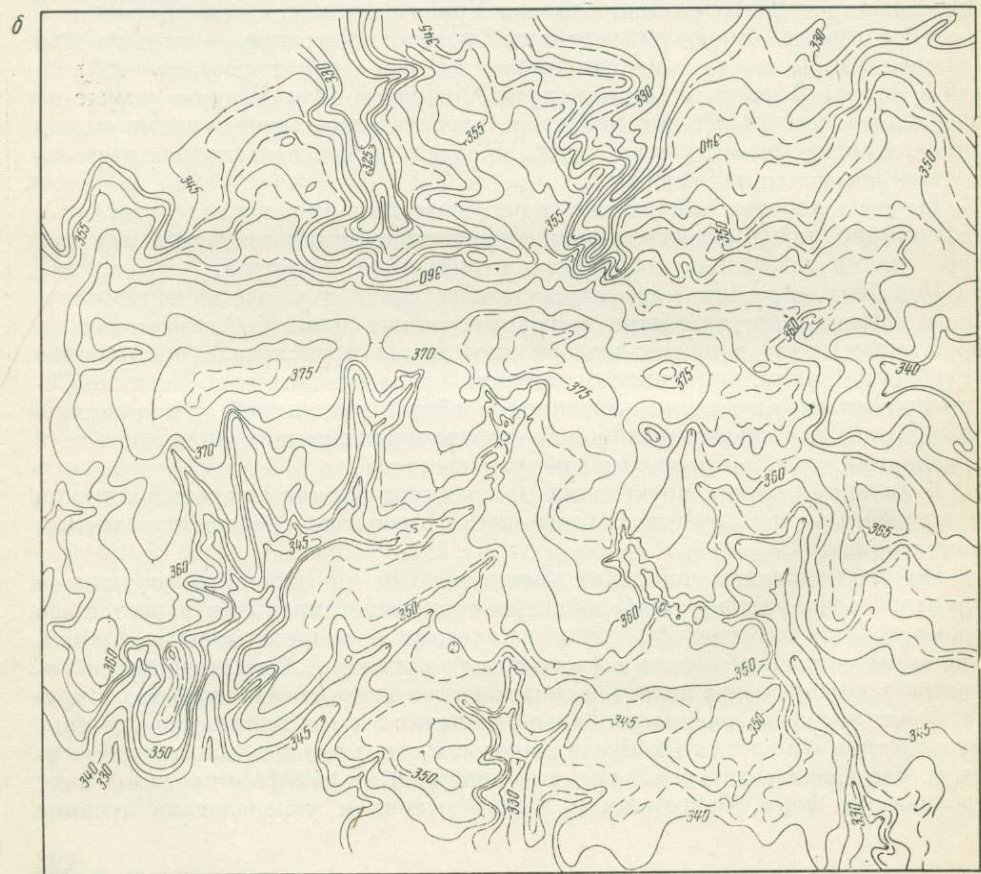
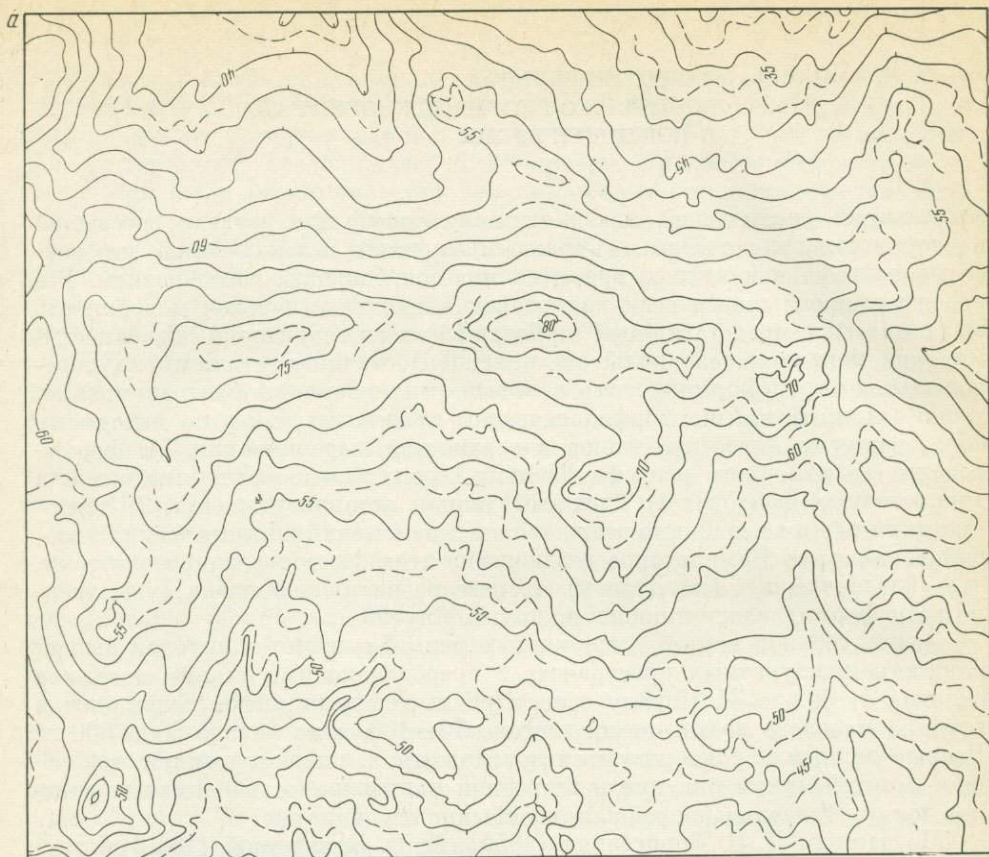
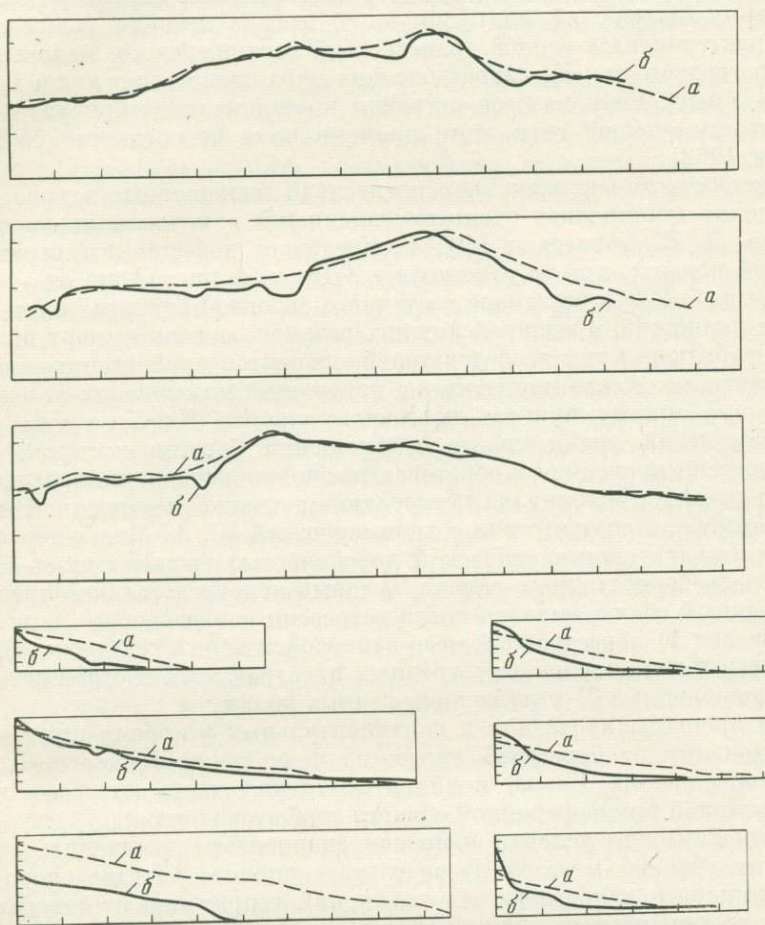


Рис. 1 Поверхность древнего (б) и современного (а) рельефа одной и той же территории

ложбины стока, но они значительно мельче и сеть их более редкая (см. рис. 1, б).

При наложении продольных профилей современных логов на продольные профили древних (рис. 2) вполне отчетливо обнаруживается, что последние характеризуются более вогнутой формой кривой. Поэтому дно древних логов в средней части их течения имеет более низкую отметку, чем у современных логов, хотя последние и привязаны к более глубокому базису эрозии (современному днищу долины).



Р и с. 2. Совмещенные профили современного (а) и древнего (б) рельефа

Заполняющую ложбины древних логов толщу рыхлых осадков можно разделить на следующие горизонты, подробно описанные нами ранее (Калинин, 1964): 1) разнозернистые плохо отсортированные пески и песчано-глинистые отложения ложкового аллювия; 2) пестроцветные, красные, красно-бурые и бурые глины и суглинки, генетически относимые к пролювиально-делювиальным (и отчасти к своеобразному озерно-делювиальному типу) отложениям склона.

Таким образом, при формировании рельефа рассматриваемой территории в неоген-четвертичное время процесс развивался противоречиво: речные долины постепенно врезались и одновременно с этим ложбины эрозионных форм более мелких порядков, несмотря на снижение базиса эрозии, также постепенно заполнялись рыхлыми отложениями и сглаживались.

Чтобы подойти к возможности объяснения причин этого своеобразного процесса, рассмотрим имеющиеся данные, характеризующие развитие рельефа данной территории.

Орогенический этап развития Урала закончился в среднем триасе. Образованная горная область в течение всего триаса и отчасти в начале юры подвергалась интенсивному размыву, причем была достигнута высокая степень планации рельефа. В верхнем триасе и начале юры в условиях жаркого влажного климата образовалась мощная толща коры выветривания, которая еще более подчеркнула выровненный характер рельефа.

Мезо-кайнозойский платформенный этап в истории развития рельефа характеризуется серией трансгрессий верхнеюрского, меловых и нижнепалеогенового морей, захватывавших окраинные территории восточного склона Урала. Реки мезозоя оставили крайне мало материала, и вопросы реставрации речной сети этого времени пока недостаточно разработаны (Сигов, 1962).

Тектонические движения, относительно интенсивные в триасе и юре, постепенно становились очень замедленными в меловом периоде и в палеогене. Д. В. Борисевич (1954) определяет деформацию верхнеюрской меловой поверхности по отношению к Русской платформе от -150 м на востоке до $+200$ м на западе восточного склона. Ведущим типом тектонических движений, предопределивших развитие основных черт рельефа, по мнению большинства исследователей, являются эпейрогенические. Дизъюнктивные и отчасти пликвативные нарушения мезозойских отложений отмечены во многих пунктах восточного склона. Частая смена климатических условий, значительные перемещения береговых линий в эпохи трансгрессий приводили к образованию сильно выровненного рельефа. Этот период времени закончился образованием сложно построенной поверхности, которую, в соответствии с терминологией Ю. А. Мецеракова (1959), можно назвать полигенетической поверхностью выравнивания. Этап развития рельефа восточного склона, который непосредственно определил его современный облик, начался после регрессии палеогенового моря и характеризовался 1) перестройкой мезо-кайнозойской полигенетической поверхности выравнивания на междуречных пространствах в сторону еще большего уплощения и 2) углублением речных долин.

Эти процессы протекали в континентальных условиях при значительном удалении от береговой линии на фоне эпейрогенического подъема восточного склона Урала, крайняя восточная часть которого оказалась приуроченной к периферийной области слабого поднятия.

Климатические условия кайнозоя значительно отличались от климатических условий мезозоя. В результате анализа состава споро-пыльцевого комплекса для третичных отложений территории от северного Приаралья до Енисейского кряжа через Южный Урал, Тургай и Прииртышье и юг Западной Сибири Е. Д. Заклинская (1958) устанавливает следующую направленность в развитии климата и растительного покрова кайнозоя:

верхний эоцен: флора субтропическая с ксерофитным элементом пустынных ассоциаций;

нижний олигоцен: флора субтропическая, растительность лесного типа;

средний олигоцен: флора умеренного климата с примесью субтропических реликтов, сохранившихся с эоцена. Растительность лесная смешанно-хвойно-широколиственная;

верхний олигоцен — нижний миоцен: флора умеренного климата, в верхнем олигоцене лесного типа, в нижнем миоцене — открытых мест обитаний;

миоцен — плиоцен: флора умеренного климата. Растительность открытых мест обитаний с колками березы и сосновыми локальными борами;

четвертичный период: флора умеренного климата. Растительность открытых пространств, близкая к современной.

В тесной связи с изменением климатических условий и растительного покрова происходил процесс формирования континентальных отложений кайнозоя восточного склона. В этом процессе можно выделить четыре этапа.

1. В эоцене в период господства пустыни образовались железистые («дырчатые») песчаники, отмеченные между реками Аятом и Тоболом, Уем и Тоузаком и в других местах к северу от р. Уя.

2. В нижнем и среднем олигоцене в период пышного развития широколиственных, смешанных хвойно-широколиственных лесов образовались озерно-болотные (лигнитовые) пестроцветные глины, глинистые пески, аллювий пятой террасы.

3. В верхнем олигоцене — плиоцене установился более умеренный климат. Отложения этого периода представлены пестроцветными красными глинами и суглинками с железисто-марганцовистыми конкрециями и включениями карбоната и гипса (кустанайская, желандиская, аральская и, видимо, чаграйская свиты). Речной аллювий представлен отложениями четвертой террасы.

4. В четвертичный период, для которого характерно общее похолодание и установление на всей территории семиаридных условий, широко развились травянистые растения степных и пустынных формаций. Отложения представлены пролювиально-делювиальными бурыми глинами и суглинками. В долинах формировались третья, вторая и первая террасы и пойма.

Вопрос о режиме неотектонических движений решается менее определенно. Несмотря на то, что влияние тектонических движений на развитие рельефа восточного склона Урала учитывалось многими авторами, надежных количественных характеристик, показывающих размах и интенсивность этих движений, пока не имеется. По-видимому, ведущим типом новейших тектонических движений, оказавших влияние на основные черты рельефа восточного склона Южного Урала, является стабильное эпейрогеническое поднятие; дизъюнктивные и пликвативные нарушения незначительны и имеют чисто местное, локальное выражение. По данным ряда исследователей (С. С. Шульц, А. П. Рождественский, А. П. Ситов, А. Ф. Грачев, А. Н. Шилкин и др.) и по нашим полевым наблюдениям, амплитуда новейших поднятий в восточной части в зоне тектонического уступа составляет 50—100 м.

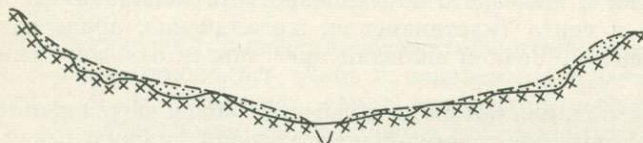
Поскольку значительные дифференцированные движения не были типичными для большей части рассматриваемой территории, логично предположить, что процесс трансформации мезо-палеогеновой полигенетической поверхности выравнивания на междуречных пространствах связан в основном со сменами климатических условий. Если не учитывать такие факторы формирования рельефа, как ветер и ледники, то можно считать, что на междуречных пространствах он определяется взаимодействием делювиальных процессов, проходящих по склонам, и эрозионной работы временных русловых потоков, протекающих по оврагам и балкам. Если транспортирующая способность таких потоков недостаточна для выноса поступающих к основанию склонов продуктов делювиального процесса, то развитие ложбин стока, по-видимому, может регрессировать, т. е. овраги и балки в известных условиях могут заполняться пролювиально-делювиальными осадками и сглаживаться.

На имеющемся фактическом материале проследим развитие склонов, начиная с отложения «дырчатых песчаников», образовавшихся в условиях пустыни. Эти песчаники распространены в узкой прерывистой полосе только на водораздельных участках. Возраст их датируется эоценом. Отсутствие этих отложений на остальной площади междуречий показывает, что на каком-то последующем этапе они были удалены интенсивной эрозией, производимой временными русловыми потоками. Всего вероятнее, что такое развитие балочного рельефа было приурочено к нижнему и сред-

нему олигоцену; в условиях жаркого влажного климата происходило интенсивное расчленение склонов ложковой сетью.

Одновременно образовывался ложковый аллювий, в котором отмечаются куски эоценового песчаника, известковистые конкреции с большим количеством обломков жильного кварца и аутигенных минералов местных палеозойских пород. Прерывистые струйчатые распространения ложкового аллювия по тальвегам логов свидетельствуют об его отложении эпизодическими (возможно, сезонными) водными потоками.

В верхнем олигоцене, миоцене и плиоцене, а также на протяжении всего четвертичного периода в условиях умеренного климата сток уменьшился и мощность потоков, углублявших эрозионные ложбины, ослабела. Наряду с этим густая лесная растительность, ранее покрывавшая всю поверх-



Р и с. 3. Схематический профиль поверхности выравнивания типа деэоплена

ность территории, разрежалась и все более уступала место степным формациям, благодаря чему создались относительно благоприятные условия для делювиальных процессов на крутых склонах логов.

Происходило заполнение логов с незначительным также эпизодическим (сезонным) перемывом пролювиальных отложений. Одновременно на склонах формировались и другие фациальные разности коррелятных отложений. Среди них по морфологическому признаку и механическому составу мы выделяем различные разности элювия, делювий с частично переложившей корой выветривания верхнего горизонта делювиальным шлейфом. В конечном счете склоны балок выполаживались, а продольные профили балок (логов) существенно перестраивались, становясь менее вогнутыми за счет аккумуляции материала в среднем течении логов. Одновременно происходило врезание нижних частей логов, вызванное углублением речных долин, но регрессивная эрозия оказалась недостаточно сильной, чтобы помешать описанной трансформации продольных профилей. Общая схема трансформации рельефа, происшедшей за неоген-четвертичное время, показана на рис. 3.

Развитие описанного типа рельефа не может быть объяснено с теоретических позиций известных схем формирования рельефа междуречий: пенеплена (Дэвис), педиплена (Кинг), параллельного отступления (Пенк). Поэтому мы выделяем его как самостоятельный и, по предложению Н. И. Маккавеева, называем создающийся тип поверхности выравнивания деэопленом. В этом названии отражается представление о том, что в формировании рельефа происходит противоречивое взаимодействие двух факторов (русловой эрозии и делювиального процесса). В заданных климатических условиях прежде пенепленизированная поверхность постепенно превращается в плато.

Рассмотрев историю развития, тектонический режим и климатические условия, которые определили образование основных черт современного рельефа, попытаемся получить некоторые количественные зависимости. Нами было выполнено приближенное определение величины изменения стока, протекающего по логом междуречий, в соответствии с изменениями формы кривой их продольного профиля. Чем больше расход воды, протекающей по руслу, тем меньше продольный уклон, при котором поток может переносить то же самое количество наносов. Поэтому с увеличением расхода воды уклон русла в нижнем течении становится все меньше и меньше. Согласно Н. И. Маккавееву (1955), зависимость между укло-

ном I и расходом воды Q для потока с выработанным продольным профилем может быть выражена следующей приближенной формулой:

$$I = \frac{K}{Q^3},$$

где K — коэффициент, зависящий от среднего уклона реки и формы русла. Если предположить, что средние уклоны логов мало изменились (поскольку увеличение падения из-за углубления долин в некоторой степени компенсировалось убыванием падения за счет срезывания водораздельных вершин), то можно принять K одинаковым для древних и современных логов. В таком случае:

$$\left(\frac{Q_d}{Q_c}\right)^3 = \frac{I_c}{I_d} \quad \text{или} \quad Q_d = \left(\frac{I_c}{I_d}\right)^{\frac{3}{2}} \cdot Q_c,$$

где I_d , I_c , Q_d , Q_c — соответственно уклоны и расходы воды древних и современных логов в их нижней половине течения.

В соответствии с последней формулой нами были приведены расчеты, показавшие, что отдельные цифры полученных отношений сильно отличаются. Причины этого не только малая точность измерений уклонов, но и изменение площадей водосборов отдельных логов в связи с некоторым видоизменением рисунка гидрографической сети. Густота логов D_d крипторельефа составляет 0,94, современная густота логов D_c — 0,61. Таким образом, часть древних логов не сохранилась в рельефе и их водосборы присоединились к водосборам более устойчивых ложковых систем. Учитывая, что в среднем водосборы современных логов возросли по сравнению с древними в 1,5 раза, нужно соответственно увеличить среднюю величину полученного соотношения расходов воды.

Проведенные расчеты, приводят к выводу, что крипторельеф сформировался в условиях, когда сток с водосборов был в 7—8 раз более современного. Если современный модуль стока M_c на данной территории составляет (Быков, 1963) в среднем 1 л/сек·км², то древний модуль стока может быть найден из следующего уравнения:

$$M_d = 1 + (D_d + D_c)^2 \cdot \frac{Q_d}{Q_c} \cdot M_c.$$

Решая это уравнение (1,5·4,6·1 л/сек·км²), получаем 8 л/сек·км².

Подводя итог, отметим основные моменты, характеризующие развитие поверхности этого типа дезоплена.

1. На первом этапе создается исходный рельеф типа пенеплена (Спирidonов, 1961).

2. На втором этапе данный рельеф должен находиться на периферии области со стабильным эпейрогеническим поднятием, что способствует постепенному углублению речных долин.

3. В связи с климатическими особенностями и сменой растительного покрова модуль стока на водосборах убывает, а относительное значение денудационных процессов на склонах возрастает, что способствует выполаживанию мезорельефа междуречных пространств.

В общем развитие рельефа в данном случае протекает в прямо противоположном направлении по отношению к схеме «нормального эрозионного цикла» Дэвиса.

В заключение отметим, что дезоплен является одним из типов денудационной поверхности выравнивания в общем ряду базисных полигенетических поверхностей выравнивания (по Ю. А. Мещерякову), заменяющей при определенных климатических и тектонических условиях развития поверхности выравнивания типа педиплена и пенеплена.

ЛИТЕРАТУРА

- Башенина Н. В. Происхождение рельефа Южного Урала. Географгиз, 1948.
- Борисевич Д. В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования.— В сб.: Вопросы географии, № 36. Географгиз, 1954.
- Быков В. Д. Сток рек Урала. Изд-во МГУ, 1963.
- Заклинская Е. Д. Принципы палеофлористического обоснования расчленения кайнозойских отложений Казахстана и прилегающих частей Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 10.
- Калинин А. М. К вопросу выделения и методики картирования поверхностей выравнивания при специализированной геоморфологической съемке.— Труды ВНИИСМС, 1964, 8.
- Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд-во АН СССР, 1955.
- Мещеряков Ю. А. О полигенетических поверхностях выравнивания.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 1.
- Сигов А. П. Основные черты геоморфологии Урала.— Материалы по геоморфол. и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1962.
- Спирidonov А. И. Проблемы поверхностей выравнивания в СССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36 (2)

3.

НЕОТЕКТОНИКА
МАТЕРИКОВЫХ ПЛАТФОРМ

Ю. Г. НАМЕШНИКОВ **НОВЕИШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ
НА ТЕРРИТОРИИ МЕЗЕНСКОЙ ВПАДИНЫ**

Начиная с 1961 г. Северная партия НИЛНефтегаза проводила структурно-геоморфологические исследования на территории Мезенской впадины для выяснения закономерностей соотношения глубинного строения и рельефа. Методика структурно-геоморфологических исследований основана на выделении и изучении деформаций маркирующих геоморфологических уровней и горизонтов четвертичных отложений.

При выделении в этом районе маркирующих горизонтов встретились серьезные трудности, связанные с отсутствием единого взгляда на генезис и стратиграфию четвертичных отложений. Одни исследователи выделяют в разрезе четвертичных отложений морены и разделяющие их межморенные отложения, а другие придерживаются точки зрения морского происхождения основной толщи четвертичных отложений.

Исследования Северной партии НИЛНефтегаза показали, что накопление осадков основной толщи средне- и частично верхнеплейстоценового возраста происходило в морском бассейне. В разрезе отложений этого возраста выделено три горизонта суглинков, образовавшихся в эпохи днепровского, московского и валдайского оледенений, и три горизонта песков, сформировавшихся в эпохи лихвинского, одинцовского и микулинского межледниковий. Выделенные горизонты, кроме лихвинского, охарактеризованы макро- и микрофауной. Хорошая литологическая выдержанность на широких пространствах московского, микулинского и валдайского горизонтов позволила использовать их в качестве маркирующих, а рельеф, сложенный ими, в качестве маркирующих геоморфологических уровней. Как маркирующие уровни использовались и поверхности речных террас (Былинский и др., 1964).

Деформации, выявленные при прослеживании и картировании маркирующих горизонтов и геоморфологических уровней, позволяют говорить о большой сложности и дифференцированности новейшей тектоники на территории Мезенской впадины.

Не останавливаясь на деталях методики выявления новейших тектонических движений, которой посвящена специальная статья Е. Н. Былинского (1964), нам хочется показать результаты применения указанной методики на территории Мезенской впадины.

По данным, полученным в результате применения структурно-геоморфологических исследований, была построена карта неотектоники изученной части Мезенской впадины (рисунок). На карте отражены величины деформаций кровли отложений московского горизонта, наиболее широко распространенного в районе. Величины деформаций других маркирующих

ская, Верхне-Мезенская, Верхне-Пезовская, Пешинская). Все выделенные зоны поднятий и опусканий имеют северо-западное простирание и прослеживаются через всю изученную территорию впадины. В каждой из региональных зон выделяются локальные поднятия и опускания.

Локальные неотектонические поднятия и опускания в западной части изученной территории впадины (см. рисунок) характеризуются крупными изометрическими формами. Они имеют большей частью плавные очертания и сравнительно небольшую интенсивность вертикальных движений. Как правило, амплитуды поднятий 20—40 м, опусканий — около 20 м. Исключение составляют Тигляевское и Возгоринское поднятия, где амплитуда деформаций кровли московского горизонта достигает 60 м.

Локальные поднятия и опускания восточной части территории впадины отличаются строгой линейностью, вытянутостью, большей дифференциацией, крутыми склонами и большей интенсивностью вертикальных движений. Почти все выявленные в этой области локальные поднятия имеют амплитуды движений свыше 40 м. Происхождение крутых флексуобразных склонов у ряда локальных поднятий как восточной, так и западной частей территории впадины, возможно, связано с разрывными нарушениями на глубине.

Граница между областью развития линейновытянутых неотектонических структурных форм (восточная часть территории впадины) и областью развития изометрических неотектонических структурных форм (западная часть) проходит по восточным крутым флексуобразным склонам локальных поднятий в Средне-Мезенской региональной зоне. Локальные поднятия этой зоны характеризуются ярко выраженной асимметричностью: пологими западными и крутыми восточными склонами.

Помимо основного северо-западного простирания, характерного для региональных поднятий и опусканий Мезенской впадины, намечается также и северо-восточное простирание, выражающееся в расположении ряда локальных поднятий и предполагаемых разломов.

К настоящему времени на изученной территории Мезенской впадины структурно-геоморфологическими исследованиями по новейшим движениям выделяется 18 относительно крупных отдельных поднятий, которые интерпретируются нами как унаследованные антиклинальные складки.

Выделенные региональные и локальные неотектонические поднятия и опускания хорошо согласуются с имеющимися геолого-геофизическими данными (Гафаров, 1963; Малахов, 1940). Следует отметить, что Мезенская впадина изучена слабо и представление о ее глубинной тектонике составлено в основном по данным региональных геофизических исследований.

Рассмотрение характера геофизических полей позволяет предположить, что западная часть территории Мезенской впадины, характеризующаяся пологими очертаниями поднятий и опусканий, отвечает платформенному склону Балтийского щита, а восточная — Предтимаанскому прогибу.

Выявленные региональные неотектонические поднятия и опускания можно сопоставить пока лишь с картой рельефа фундамента, построенной по аэромагнитным данным. Такое сопоставление показывает, что в целом устанавливается прямое отражение структурных форм фундамента в структурных формах новейшей тектоники. Региональным неотектоническим зонам поднятий в фундаменте соответствуют близкие по форме поднятия, а опусканиям — прогибы. Например, Средне-Мезенскому поднятию фундамента соответствует одноименное региональное неотектоническое поднятие.

Региональные зоны поднятий и опусканий фиксируются также по высотному положению коренных отложений и по изменению литологического состава и мощности осадков четвертичного возраста. Как правило, в пределах региональных неотектонических поднятий отмечалось появ-

ление пород пермо-триасового возраста. Здесь же в четвертичных отложениях отмечалось сокращение мощностей (15—40 м в Средне-Мезенском поднятии), укрупнение материала, выпадение из разреза и выклинивание наиболее молодых горизонтов и появление более древних.

В пределах региональных опусканий, как правило, отмечалось значительное погружение коренных пород. Здесь же отмечалось возрастание общей мощности четвертичных отложений (до 110 м в Верхне-Пезовском опускании) и изменение литологии осадков в сторону увеличения в них алевролитовой и глинистой фракций. Широко распространены в опусканиях наиболее молодые отложения валдайского и микулинского горизонтов.

С картой рельефа фундамента можно сопоставить отдельные неотектонические поднятия и опускания. Причем намечается прямое отражение локальных структурных форм поверхности фундамента в амплитудах новейших движений. Так, в районах Верхне-Ирасовского, Тигляевского, Вожгоринского и других локальных неотектонических поднятий отмечается значительное уменьшение глубин залегания поверхности фундамента. Наоборот, заметное увеличение глубин фундамента намечается в районах Бычинского, Язевецкого и других опусканий.

Локальные неотектонические поднятия (Тигляевское, Верхне-Ирасовское, Койнасское и др.) фиксируются также электрометрическими и сейсмометрическими исследованиями.

Таким образом, на основании всех имеющихся данных на территории Мезенской впадины устанавливается значительная унаследованность новейших тектонических движений от более древних, при этом намечается преимущественно прямое отражение древних структурных форм и рельефа в расположении и амплитудах новейших структур. Это обстоятельство должно обуславливать большую эффективность применения структурно-геоморфологических неотектонических исследований для прогноза глубинного строения этой территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Былинский Е. Н. Методика выявления новейших тектонических движений на севере Русской платформы.— В сб.: «Проблемы неотектоники». Тезисы докл. совещ. 19—23 мая 1964 г. М., 1964.
- Былинский Е. Н., Наместников Ю. Г., Берлянт А. М. Новые данные по неотектонике бассейна нижнего течения р. Мезени.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1964, № 1.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента Севера Русской платформы. Изд-во АН СССР, 1963.
- Малахов А. А. Геология среднего Тимана и западного Предтиманья.— Труды Северного геол. управления, вып. 6. Л.— М., Госнаучтехиздат, 1940.

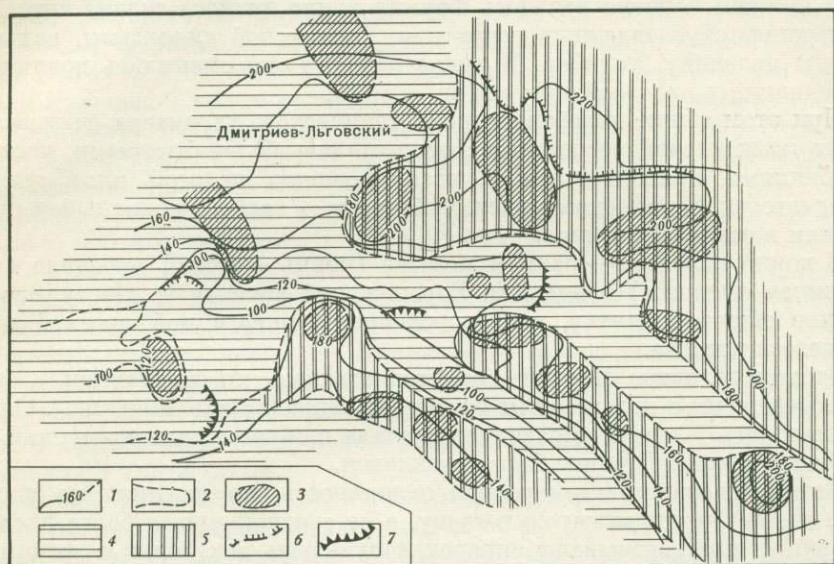
Р. В. КАБАНОВА **О СВЯЗИ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ
СО СТРУКТУРНЫМ ПЛАНом
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ КМА**

Связь новейших тектонических движений со структурами докембрийского фундамента и осадочного чехла изучалась при помощи морфотектонического анализа центральной части территории КМА, занятой бассейном р. Сейма.

Для морфотектонического анализа использовался комплекс геолого-геоморфологических методов, применение которых облегчалось тем, что территория КМА сравнительно хорошо разбурена. По данным глубокого бурения нами составлена тектоническая карта (рисунок), основой для ко-

торой послужили изогипсы подошвы сантона и геолого-литологические профили с выделенными на них палеотектоническими поверхностями.

В пределах морфоструктуры первого порядка — Воронежской антекклизы, лежащей в основании всей Средне-Русской возвышенности, выделены морфоструктуры второго, третьего и более высоких порядков, в подавляющем большинстве прямо выраженные в современном рельефе.



Р и с. 1. Тектоническая карта-схема бассейна р. Сейма
(по подошве сантонского яруса верхнего мела)

1 — изогипсы подошвы сантона; 2 — границы погружений и поднятий; 3 — локальные поднятия; 4 — погружения; 5 — поднятия; 6 — флексуры; 7 — сбросы

За морфоструктуры второго порядка мы принимаем: 1) поднятие, лежащее в основании северного водораздела; 2) Южное водораздельное поднятие, разделенное на две ветви Реутецкой ветвью Сеймско-Свапского прогиба; 3) Сеймско-Свапский прогиб с Реутецкой ветвью, определяющие конфигурацию основных рек бассейна: Сейма, Свапы, Тускари, Реута.

В пределах морфоструктур второго порядка выделены 23 морфоструктуры третьего порядка. Будучи прямо выраженными в современном рельефе, они определяют положение водоразделов притоков, конфигурацию гидросети, а в речных долинах — расширенные и суженные их участки.

Этот структурный план, в основном сформированный к концу мезозоя, является результатом длительного и сложного развития, обусловленного формированием геоструктур первого порядка Русской платформы: Воронежской антекклизы, Московской и Украинской синеклиз.

Как показал анализ, в смене колебательных движений, создавших морфоструктуры бассейна, наблюдался определенный ритм. В отдельные тектонические этапы побеждали тенденции, свойственные какой-либо из названных геоструктур, и структурный план бассейна менялся, но через некоторое время черты структуры, заложенной при противоположной тенденции, вновь проступали в тектонике и рельефе.

Характерно, что погружения и поднятия всех тектонических этапов повторяли субмеридиональные и широтные направления складчатых и сбросовых дислокаций кристаллического фундамента. В раннем палеозое преобладали поднятия, вызвавшие интенсивный размыв территории бассейна: Протерозойский массив подвергся сильнейшей денудации. Поднятия перед девонном ослабевали, происходило выравнивание.

В среднем и верхнем девоне северная половина бассейна испытала погружения, связанные с формированием Московской синеклизы. Погружения часто сменялись поднятиями, что вызывало довольно быструю смену трансгрессий регрессиями. Поднятиями верхнего девона закончилось оформление палеозойской оси (южнее г. Курска) и северного склона Воронежской антеклизы.

В нижнем карбоне началось формирование южного склона антеклизы. Опускания, обусловленные развитием Украинской синеклизы, захватили южную половину бассейна. В конце карбона они сменялись поднятиями, возродившими палеозойскую ось антеклизы.

При этом общие колебания эпейрогенического характера, вызывающие смену трансгрессий регрессиями, осложнялись более быстрыми, частными колебаниями, приводившими к возникновению пологой платформенной складчатости, а временами (верхний девон — карбон) и к глыбовым подвижкам в осадочной толще.

В конце палеозоя — раннем мезозое (пермь — триас) победила (как и в нижнем палеозое) тенденция Воронежской антеклизы. Наступило длительное общее поднятие, сопровождавшееся энергичной эрозией поднимавшегося массива.

Вторая половина мезозоя характеризовалась преобладанием погружений, связанных с дальнейшим развитием Украинской синеклизы. Опускания начались в юре и выразились сначала в образовании низменной озерно-аллювиальной равнины бата — келловая.

Четвертая палеотектоническая поверхность, построенная по подошве бата, очерчивает предъюрскую сушу, а ее соотношения с более древними поверхностями доказывают определяющую роль тектоники в формировании раннемезойского рельефа. В общих чертах он совпадал с современным. Северный предъюрский водораздел оформился над глубокой впадиной докембрия. Эта инверсионная структура несомненно тектонического происхождения. Интересно, что она делится пополам унаследованным фатехским поднятием.

В верхнем мелу погружения усилились. Максимально проявляясь в южной половине бассейна, они захватили территорию, расположенную значительно севернее, и привели к миграции оси Воронежской антеклизы до широты г. Тулы. Большая амплитуда погружений, прерывавшихся кратковременными поднятиями, способствовала усложнению тектонических структур. К концу мезозоя поднятия усилились и уже в предсантонское время оформился морфоструктурный план современного рельефа бассейна (см. рисунок). К этому времени относится образование оротектонической инверсии южного водораздела.

Чередования северного и южного «перекосов» с общими поднятиями и погружениями характеризуют и дальнейшее тектоническое развитие этого участка Воронежской антеклизы. На рубеже сантона и верхнего сенона (кампан — маастрихт) они выразились в весьма неравномерных погружениях в южной половине бассейна, а на севере — в поднятиях и размыве сантонских образований.

Предпалеогеновые поднятия, которые на профилях отмечает прерывистая седьмая палеотектоническая поверхность, максимально проявились в южной половине бассейна. Их амплитуда здесь достигала 150 м, тогда как поднятия на севере не превышали 60 м. Перед палеогеновой трансгрессией произошло как бы «подравнивание» края.

Анализ показывает, что началом новейшего тектонического этапа следует считать время отложения песков полтавского яруса, когда территория бассейна р. Сейма была частью олигоцен-миоценовой полигенетической поверхности выравнивания. Остатки этого уровня встречаются на высоте 250—280 м. В южной половине бассейна они фиксируются полтавскими песками.

Поднятия, расчленившие олигоцен-миоценовую поверхность выравнивания, осуществлялись в конце миоцена — начале плиоцена и максимально проявились в северной половине бассейна, где полтавская толща почти нацело размыта и сохранилась лишь в пониженных участках водораздела.

Вторая половина плиоцена была временем ослабления интенсивности поднятий, сменившихся погружениями, когда на пониженной равнине (160—170 м) формировалась красноцветная кора выветривания. Ныне ее остатки находятся на высотах 230—240 м. Они перекрывают сантонские мергели в северной половине бассейна и венчают морской палеоген на его южной окраине. По-видимому, поднятия конца плиоцена — начала четвертичного периода, расчленившие плиоценовую поверхность выравнивания, интенсивнее проявлялись на севере.

В нижнем плейстоцене в бассейне р. Сейма преобладали поднятия и размыв, что подтверждается отсутствием отложений древнее лихвинских.

В конце лихвинского века начались погружения. Они усилились в среднем плейстоцене, прерываясь на короткое время поднятиями днепровского (деснинского) межстадиала и одинцовского межледниковья, амплитуда которых, как показывает анализ гипсометрии и мощностей аллювия высоких надпойменных террас, была максимальной на юго-западе. К концу среднего плейстоцена погружения усилились. Произошло выравнивание поверхности и аккумуляция.

Верхнеплейстоценовый этап начался интенсивными поднятиями микулинского межледниковья с амплитудой от 80 до 112 м. Они вызвали откапывание погребенного рельефа, обособление высоких надпойменных террас, поднятие олигоцен-миоценового и плиоценового уровней на водоразделах. Конец микулинского межледниковья характеризуется замедлением поднятий и формированием мощной ископаемой почвы.

Погружения и поднятия верхнего плейстоцена, совпадавшие со стадиями валдайского оледенения и межледниковыми эпохами, привели к оформлению в рельефе второй и первой надпойменных террас и ложа современных пойм. Их амплитуда колебалась от 15 до 30 м, достигая максимальных значений на юге, юго-западе бассейна.

В голоцене произошло тектоническое опускание, вызвавшее заполнение речных долин современным аллювием и превращение послеледниковых оврагов в балки.

Таким образом, распределение новейших тектонических движений наследует «тенденциозность» палео-мезозойских тектонических процессов. В северной, северо-восточной половине бассейна тектонические движения активнее проявлялись в предчетвертичное время, тогда как в четвертичном периоде они были активнее в южной половине бассейна, где именно в это время формировались максимальные высоты Сейм-Псельского водораздела.

Настоящее время характеризуется новым оживлением поднятий. Об этом свидетельствуют изломы продольных профилей рек, наличие двух уровней в строении пойм крупных речных долин, врезание рек в современные поймы, усиленное оврагообразование и другие признаки.

Повсеместное распространение современных поднятий, наличие остатков двух поверхностей выравнивания на водоразделах и комплекса террас в речных долинах свидетельствуют о том, что и на новейшем тектоническом этапе основная роль в образовании крупных черт рельефа принадлежит общим поднятиям и погружениям.

Однако сопоставление тектонической, гипсометрической и геоморфологической карт с картой, составленной по подошве четвертичных отложений, и анализ профилей дают основание утверждать, что на общие движения накладываются колебания, обусловленные развитием локальных

структур. Это определило переломы продольного профиля реки и террас Сейма над локальными поднятиями и погружениями, расширения и сужения речных долин, колебания в мощности четвертичных отложений, интенсивность современных рельефообразующих процессов и другие особенности современного рельефа.

Новейшие тектонические движения и локальные тектонические структуры в основном наследуют структурный план конца мезозоя.

Однако среди мелких локальных структур есть много новообразованных, проявивших активность именно в новейшем тектоническом этапе. Причем одни из них являлись обратными по отношению к предсантонскому плану, возрождают раннемезозойские структуры, другие образованы в новейшее время.

Сложны и многообразны соотношения локальных структур с поверхностью докембрийского кристаллического фундамента. Полностью унаследованные структуры обнаруживают прямую связь с блоками докембрия, полностью обращенные — обратную связь, унаследованно-возрожденные повторяют докембрийский и палеозойский план, не выраженный в мезозое. У некоторых унаследованных поднятий обнаруживается миграция оси. На участке от г. Курска до ст. Полевая поднятие унаследовано с докембрия. В предъюрское время его ось проходила через г. Курск. В мезозое она переместилась к ст. Полевая. Во время формирования четвертичных террас максимум поднятий испытывал район Курска, что привело к размыву верхнемеловых отложений в долинах рек Сейма и Тускари. Эти поднятия унаследованы в пространстве, а во времени носят волнообразно-колебательный характер.

Выводы

1. Современный рельеф бассейна р. Сейма, занимающего центральную часть территории КМА, обусловлен формированием геоструктур первого порядка Русской платформы: Воронежской антеклизы, Московской и Украинской синеклиз. Их сложное взаимодействие во времени и пространстве привело к формированию в конце палеозоя — мезозое морфоструктуры первого порядка, лежащей в основании всей Средне-Русской возвышенности. Гетерогенность и гетерохронность этой основной морфоструктуры — естественное следствие противоречивых тенденций развития названных структур.

2. Морфоструктуры второго, третьего и более высоких порядков, сформировавшиеся к концу мезозоя, прямо выражены в современном рельефе. По отношению к поверхности докембрия общий структурный план осадочной толщи не является унаследованным. Но в простирании и расположении структур осадочного покрова в разных вариантах повторяются направления пликтивных и дизъюнктивных дислокаций докембрийского фундамента Воронежской антеклизы: субмеридиональное и широтное. Многие локальные структуры непосредственно связаны с блоками кристаллического фундамента.

3. На протяжении тектонического развития бассейна р. Сейма основной структурный план, заложенный в палеозое — раннем мезозое, неоднократно затушевывался в периоды общих погружений, но неизменно восстанавливался во время длительных поднятий. Амплитуда общих погружений в мезозое и палеогене была достаточной для образования морских трансгрессий. Новейший тектонический этап — время господства поднятий. Периоды общих погружений в неоген-четвертичное время привели лишь к созданию поверхностей выравнивания, приподнятые ступени которых выражены в современном рельефе водоразделов и речных долин.

4. Новейшие тектонические движения в основном подчеркивают мезозойский структурный план. Их распределение в неогене и четвертичном

периоде наследует тенденции тектонических процессов палеозоя — мезозоя, что усложняет и дробит структуры, способствует появлению возрожденно-унаследованных и новообразованных структур, усиливает оротектонические инверсии.

С. И. ГОЛЫЦ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
М. В. ДУБРОВСКИЙ И НЕОТЕКТОНИКА КОСТРОМСКОГО ЗАВОЛЖЬЯ

В результате полевых геологических и геоморфологических исследований, проведенных на территории Костромского Заволжья с применением аэрометодов, было установлено лопастное строение краевых ледниковых зон. Краевые моренные дуги, их размеры и форма находятся в тесной взаимосвязи со структурным планом кристаллического фундамента и структурными особенностями палеозойского и мезозойского осадочного чехла.

По последним геофизическим данным, осевая зона Главного прогиба Русской равнины располагается между Солигаличем и Бежецком. На юго-восточном крыле прогиба расположена Любимо-Рослятинская система валлообразных поднятий с Чухломским валом. Южнее по палеозойским и мезозойским отложениям четко прослеживается осевая зона Московской синеклизы, которая с юга ограничена Костромским валом. Отложения осадочного чехла залегают моноκлинално с незначительными углами падения к оси Московской синеклизы. На фоне спокойного залегания мезозойских пород выделяются зона Кунож-Кичменгских поднятий и Сухонский вал, возникновение которых связано, вероятно, с блоковым характером строения фундамента.

В пределах территории проходит граница московского оледенения, протягивающаяся по Плес-Галичской гряде и далее на северо-восток через ст. Антропово к верховьям р. Унжи. В настоящее время, по материалам геологических исследований, на территории Костромского Заволжья выделяются две стадии московского оледенения. Кроме того, к северу от границы распространения второй стадии намечаются еще три краевые моренные зоны, которые, вероятно, связаны с продолжительными остановками ледника в период его отступления.

Краевой комплекс первых двух стадий (вторая распространена более широко) московского оледенения приурочен к центральной зоне локальных поднятий и состоит из трех крупных краевых конечноморенных гряд: Верхнеунжинской, Галичской и Костромской. Во внутренних депрессиях этих краевых ледниковых зон расположены низины с характерным рельефом древних озерно-ледниковых равнин. Тыловые части языковых депрессий ограничены линиями разломов, выявленных геофизическими методами в докембрийском фундаменте. Разломы северо-западного направления намечаются по результатам полевых исследований в центральных частях краевых дуг по долине верхнего течения р. Унжи, по р. Солонице, между Галичской и Унжинской краевыми дугами по р. Вохтоме и, возможно, по рекам Тебзе и Челсме.

Краевой комплекс Любимо-Рослятинской стадии отступления московского ледника представлен краевыми ледниковыми образованиями в виде небольших подковообразных гряд, которые располагаются по пологой дуге, сконтурирующей с юга и юго-востока Главный внутриплатформенный прогиб. Структурно они приурочены к Любимо-Рослятинской зоне локальных поднятий. Тыловые части этих депрессий также оконтуриваются глубинными разломами северо-восточного направления. В краевой комплекс этой стадии входят Любимская, Поле-Чухломская, Чаловская и Куножская моренные гряды.

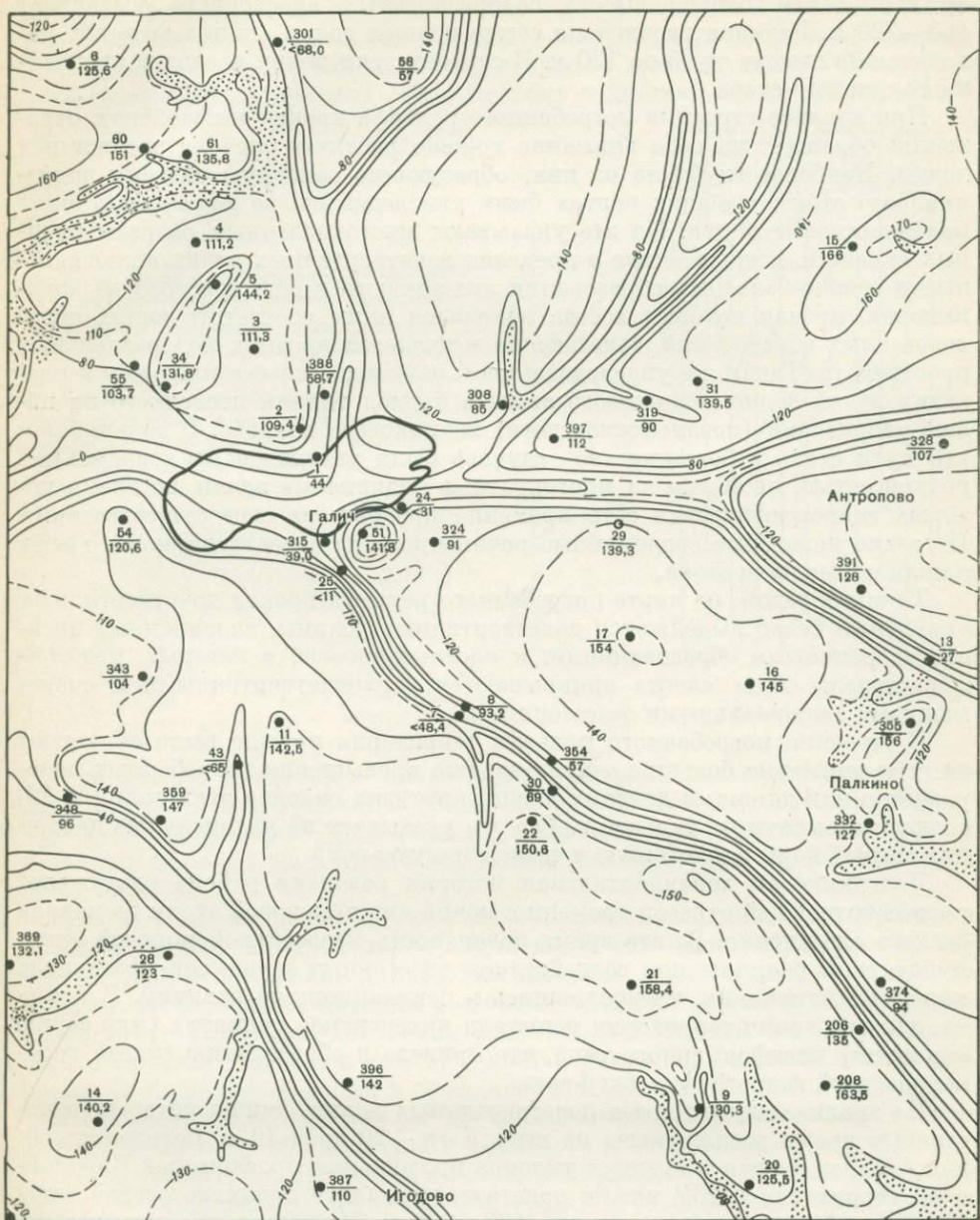
Кубино-Сухонская и Кубино-Важская краевые зоны, выделенные Е. М. Люткевичем (1939), находятся в пределах Вологодской области. Комплексы краевых ледниковых образований этих двух стадий отступления московского ледника расположены в Сухонской низине и в плане также образуют пологие дуги почти широтной ориентировки.

Наряду с закономерным расположением конечноморенных ледниковых зон в зависимости от тектонической структуры района на территории Костромского Заволжья отмечаются ясные следы неотектонических движений. Наиболее четко они проявляются в районе Галичского озера и в пределах Плес-Галичской гряды, где наиболее полно изучены стратиграфия плейстоценовых отложений и строение погребенного дочетвертичного рельефа. В этом районе мезозойские отложения перекрыты толщей четвертичных образований, мощность которых колеблется от 10 до 60 м и в отдельных случаях превышает 160 м. Такая разница мощностей четвертичных отложений связана с исключительной расчлененностью погребенного дочетвертичного рельефа глубокими эрозионными долинами, которые впоследствии были заполнены ледниковыми и межледниковыми образованиями.

На основании обширного материала буровых скважин и большого числа профилей вертикального электроразведывания, проведенного через погребенные дочетвертичные долины, установлено, что кровля дочетвертичного рельефа находится на высоте от -20 до $+155$ м (рис. 1). Дочетвертичный рельеф представлял собой плоскую денудационную равнину с колебаниями относительных превышений в пределах водораздельных пространств от 25 до 50 м. В этом интервале высот четко выделяются две поверхности выравнивания. Равнина была прорезана густой сетью эрозионных речных долин, ширина которых колебалась от 0,5 до 4 км, а глубина часто превышала 150 м. Долины имели крутые склоны и на отдельных участках приобретали характер настоящих каньонов. Продольный профиль погребенных долин был хорошо выработан, а уклоны его составляли 0,5—0,7 м на 1 км.

Основная Пра-Галичская долина района тянется в близком к широтному направлении через современную котловину Галичского озера. Восточнее озера она образуется от слияния двух крупных долин и западнее него сворачивает на юго-запад через район ст. Рассолово — ст. Ногатино в долину р. Костромы. В районе Галича слева она принимает крупный приток Пра-Челсмы, который проходит через Дмитриевское, Пешково, Миндюкино, и верховья ее уходят дальше на юго-восток в долину р. Немды. Севернее Галича в основную долину справа впадает крупный приток Пра-Ноли, который образуется от слияния двух погребенных долин, вскрытых скважинами в деревнях Феднево и Матюково. Еще одна крупная долина Пра-Тebзы прорезает поверхность дочетвертичной денудационной долины в северо-западном направлении. Верховья ее расположены к юго-востоку от Половчинского озера, а на северо-западе она впадает в Пра-Галичскую долину.

Все эти долины заполнены четвертичными образованиями. В отдельных случаях мощность их по буровым данным 150—160 м, а с учетом геофизических материалов, вероятно, составит 200—210 м. Как правило, днища погребенных долин выстилаются окской мореной, мощность которой 50—85 м. В редких случаях под ней на юрских породах вскрываются озерно-аллювиальные доокские пески и слоистые суглинки. Выше по разрезу обычно залегают моренные толщи днепровского и двух стадий московского оледенения, разделенные межледниковыми и интерстадиальными образованиями. На верхней морене широко развиты водно-ледниковые отложения времени отступления поздней стадии московского ледника, а также верхнечетвертичные (микулинские) и современные аллювиальные и озерные образования.



Р и с. 1. Схематическая карта рельефа кровли дочетвертичных отложений

1 — скважины, вскрывшие дочетвертичные отложения (в числителе — номер скважины, в знаменателе — абсолютная отметка кровли дочетвертичных отложений); 2 — зоны верхнечетвертичного и современного размыва; 3 — стратозогипсы кровли дочетвертичных отложений, основные горизонталы проведены через 40 м

Современный рельеф рассматриваемой территории представляет собой сложно построенную разновозрастную моренную аккумулятивную равнину, в пределах которой высота водораздельных пространств составляет 160—220 м. Равнина расчленена сетью речных долин, днища которых находятся на высоте от 95 до 120 м. В систему этих долин входит и котловина Галичского озера.

При анализе строения погребенного рельефа кровли мезозойских отложений обращает на себя внимание хорошо развитая система эрозионных долин. Наиболее глубокие из них, образующие основную систему доледникового стока, в общих чертах были унаследованы во все последующие межледниковые эпохи. На это указывают многочисленные разрезы буровых скважин, вскрывающие в пределах дочетвертичных долин аллювиальные и озерно-болотные образования лихвинского и одинцовского межледниковий, кровля которых всегда находится ниже соответствующих разновозрастных образований, залегающих в пределах древних водораздельных пространств. Такая же унаследованность наблюдается и в площадном развитии путей водно-ледникового стока в период таяния последнего на нашей территории (позднемосковского) ледникового покрова. В дальнейшем эти пути стока в большинстве случаев были унаследованы современной речной сетью, несмотря на многократные ледниковые эпохи, во время которых гидрографическая сеть временно прекращала свое существование. И только некоторые современные речные долины в постледниковое время нашли новые пути стока.

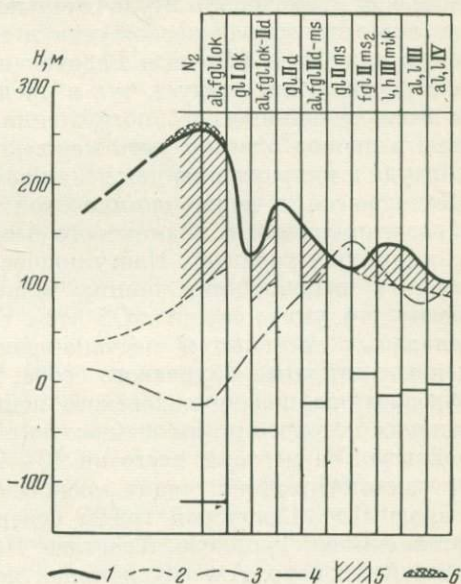
Таким образом, на карте погребенного рельефа кровли дочетвертичных отложений четко выделяются дочетвертичные долины, заполненные древнечетвертичными образованиями, и постледниковые, в которых мезозойские породы лишь слегка прикрываются верхнечетвертичными и современными аллювиальными отложениями.

В строении погребенного рельефа территории прежде всего обращают на себя внимание большие относительные превышения погребенных водоразделов над днищами древних долин, крутизна склонов этих долин и абсолютные высоты их тальвегов. Все это указывает на интенсивные движения земной коры в третичную и четвертичную эпохи.

Доледниковая континентальная история развития района охватывает продолжительный отрезок времени с конца нижнемеловой эпохи до начала окского оледенения. За это время поверхность мезозойской морской аккумулятивной равнины под воздействием экзогенных процессов претерпела коренные изменения, превратившись в денудационную равнину. В конце ее существования территория испытала интенсивное поднятие (или серию поднятий) платформенного типа, что привело к образованию густой хорошо развитой гидрографической сети.

Из анализа глубин вреза дочетвертичных долин, днища которых в настоящее время расположены на высоте от -20 до $+10$ м, положения общего базиса эрозии и средних уклонов продольного профиля рек Европейской территории СССР можно полагать, что общее поднятие осевой зоны Московской синеклизы составило 170—200 м. Учитывая превышение дочетвертичных водоразделов над днищами погребенных долин и амплитуду вертикальных движений, мы приходим к выводу, что абсолютные высоты древних водораздельных пространств (с учетом разрушительной деятельности ледников) в конце плиоцена составляли 280—350 м (рис. 2). Аналогичные данные были получены С. М. Шиком (1960) и В. А. Исаченковым (1963) для районов Верхнего Днепра и Е. В. Рухиной (1957) для северо-западной части Русской платформы. Глубина вреза и крутизна склонов древних погребенных долин указывают на кратковременность и интенсивность поднятия территории в предчетвертичное время, а почти полное отсутствие аллювия в днищах погребенных долин еще раз подтверждает эту мысль.

В начале окского оледенения территория покрылась мощным ледниковым щитом, под воздействием которого происходило еще большее выравнивание доледниковых водораздельных пространств. Экзарационная деятельность ледника в пределах древних долин была различной и зависела от совпадения или несовпадения простирания древних долин с направлением движения ледниковых масс. Поэтому в днищах долин субширотного



Р и с. 2. Кривая неотектонических движений на территории Костромского Заволжья 1 — кривая неотектонических движений; 2 — положение тальвегов долин в эпоху каждого межледниковья; 3 — положение тальвегов древних погребенных долин в настоящее время; 4 — предполагаемые положения общего базиса эрозии в межледниковые эпохи; 5 — глубина врезания долин; 6 — объем мезозойских пород, уничтоженных в пределах погребенных водораздельных пространств

простирания в некоторых точках района сохранился тонкий аллювиальный материал, перекрытый мореной окского оледенения. В тех же случаях, когда направление движения льда совпадало с направлением долин, доокский аллювий был уничтожен полностью, а долины до бортов заполнены мореной.

В наступившее вслед за этим лихвинское межледниковье территория вновь испытала незначительное поднятие, о чем свидетельствует относительно низкое положение днищ доднепровских долин и депрессий (около +50 м), выполненных древним аллювием в долине р. Тебзы. Одновременно на месте Галичской котловины существовал озерный бассейн, возникший в пределах доокской речной долины, ранее заполненной окской мореной. О характере рельефа в предднепровское время судить не представляется возможным, так как на древних водоразделах отложения окской морены полностью уничтожены в последующие ледниковые эпохи.

Похолодание, наступившее в конце лихвинского межледниковья, привело к возникновению днепровского ледникового покрова. В этот период территория покрылась сплошным материковым оледенением. Лед, обладая исключительной подвижностью и огромной разрушительной силой, полностью уничтожил на доднепровских водоразделах все более древние четвертичные образования. В результате аккумулятивной деятельности ледника возникла моренная равнина, сохранившаяся на современных водоразделах юго-восточнее Галичского озера в верховьях рек Кусь и Шача. Начало таяния днепровского ледника и последующая эрозионная деятельность в эпоху одинцовского межледниковья привели к относительной нивелировке рельефа днепровской аккумулятивной равнины. На это же время приходится и период относительного тектонического покоя или незначительного погружения территории. Об этом свидетельствуют широко развитые в районе мелкозернистые песчаные отложения и обилие мощных

залежей погребенного торфа, накапливавшихся и сохранившихся в незначительном интервале высот (120—130 м) под толщей более молодой морены. За пределами распространения стадияльных морен московского оледенения они почти полностью уничтожены последующей эрозией. В то же время в Межерской низменности, большая часть которой приурочена к южному крылу Московской синеклизы, в начале эпохи одинцовского межледниковья происходило незначительное поднятие территории. Оно привело к врезанию гидрографической сети и ее последующему заполнению одинцовским аллювием (Асеев и Веденская, 1962; Гольд, 1963). Из приведенных сопоставлений следует, что в пределах Московской синеклизы на общем фоне тектонического погружения Центральной зоны Русской платформы в период одинцовского межледниковья происходили различные по амплитуде и направлению движения земной коры.

Начавшееся в конце одинцовской эпохи общее похолодание привело к образованию нового ледникового покрова. В районе Галича оно носило двухстадийный характер. Наступившее в середине оледенения потепление привело к интенсивному таянию ледникового покрова, а возможно, и к полному его уничтожению. Об этом свидетельствует нахождение интерстадияльных песчаных и песчано-гравийных образований как севернее, так и юго-западнее Галичского озера. Последующее похолодание привело к образованию позднемосковского ледникового покрова, граница распространения которого почти полностью совпадает с границей ранней стадии, перекрывая ее местами всего на 10—15 км. Граница максимального распространения поздней стадии московского оледенения проходит по южному краю Плес-Галичской гряды северо-западнее с. Игодово, южнее сел Бартеневицны, Турилово, Хвастово, Палкино и далее на северо-восток через ст. Антропово. Аккумулятивная деятельность позднемосковского ледника привела к образованию моренной равнины. Строение ее поверхности значительно отличается от ранее созданного днепровского рельефа. Это отличие прежде всего заключается в интенсивной расчлененности поверхности и в абсолютных отметках, которые превышают 180 м. Значительные неровности рельефа в пределах московской равнины возникли вследствие нескольких факторов, важнейшими из которых являются неравномерная аккумулятивная деятельность в краевой зоне позднемосковского ледника и наложение вновь созданного рельефа на молодые краевые образования ранней стадии московского ледника.

Начавшееся в конце среднего плейстоцена новое общее потепление климата привело к деградации и разрушению позднемосковского ледникового покрова. Воды таявшего ледника устремились к краю ледникового щита, образуя как подледные, так и наледниковые потоки. Следствием этого было образование камов и наледниковых ложбин стока, вытянутых перпендикулярно к линии ледникового края. К этому же времени относится начало нового поднятия территории, в результате чего произошло врезание водноледниковых потоков в тело морены, а в многих случаях и глубже, до кровли мезозойских отложений. Нарастание интенсивности поднятия иллюстрируется положением подошвы водноледниковых образований, слагающих два флювиогляциальных уровня по бортам Галичской котловины на абсолютных отметках около 150 и 130 м, в то время как основание третьей озерной террасы, которая имеет средне-верхнеплейстоценовый возраст, уже находится на высоте около 105 м. Флювиогляциальные потоки в зоне развития морены позднемосковского оледенения образовали густую сеть ложбин стока талых вод (зандровые долины).

В результате продолжавшегося поднятия, уменьшения объема талых вод и концентрации их в единый поток в пределах каждой из ложбин в зандровых долинах также возникло два уровня водноледниковой аккумуляции. Направление зандровых долин оказалось различным: восточнее Галича субширотное, продолжается на запад депрессией Галичского озера,

а севернее и западнее меридиональное или юго-восточное. В связи с этим следует обратить внимание на совпадение направления задровых долин с общим направлением плиоценовой погребенной гидрографической сети, а также на унаследованность ее задровыми долинами.

Начало микулинского межледникового характеризовалось дальнейшим общим потеплением климата (Доктуровский, 1923; Чеботарева, 1948; Москвитин, 1954) и продолжающимся тектоническим поднятием территории. Положительные движения на протяжении всего микулинского века четко фиксируются прогрессивным врезанием гидрографической сети, интенсивными процессами глубинной эрозии и расширением долин, в результате чего в них почти повсеместно была уничтожена третья надпойменная терраса. Кроме того, по данным бурения на южном берегу Галичского озера севернее дер. Лобачи было установлено, что основание второй (микулинской) озерной террасы находится на высоте около 100 м, т. е. примерно на 5 м ниже подошвы третьей террасы и на 10—15 м ниже подошвы раннемосковской морены.

Таким образом, амплитуда поднятия в эпоху микулинского межледникового составляла 30—40 м. На поднятие в это же время указывается в работах А. А. Асеева, С. М. Шика, В. А. Исаченкова и других, проводивших исследования в средней полосе Русской равнины. Поднятие территории, начавшееся в конце московского ледникового, продолжалось до конца верхнего плейстоцена. На это указывает положение подошвы первой террасы Галичского озера, которая находится на высоте около 80 м.

В конце верхнечетвертичного времени положительные движения сменились опусканием территории. Об этом свидетельствуют широкое заболачивание, связанное с повышением уровня грунтовых вод, образование торфяников, зарастание озерных котловин и заполнение их в конце верхнего плейстоцена толщей озерных образований, мощность которых в котловине Галичского озера 25 м. В голоцене продолжалось медленное погружение территории и заполнение речных долин и озерных впадин рыхлыми образованиями. Аналогичная картина в смене направления неотектонических движений устанавливается В. А. Исаченковым (1963) для районов верховьев р. Днепра и А. А. Асеевым для среднего течения р. Оки.

Обобщая изложенные материалы, можно сделать следующие основные выводы:

1. Погребенный доокский рельеф представлял собой плоскую денудационную равнину, в пределах которой фиксируются два высотных уровня.
2. Эта равнина была прорезана густой сетью речных долин, которые образовывали хорошо развитую гидрографическую сеть.
3. Основной сток в этих долинах осуществлялся на юго-запад и далее на юг¹. Верховья правых притоков Пра-Галичской долины располагаются в зоне Главного водораздела Русской равнины. Таким образом, многократные оледенения не изменили его положения.
4. В пределах района отмечается исключительная унаследованность гидрографической сети, которая в эпоху каждого последующего межледникового возникала вновь в зонах погребенных плиоценовых долин.
5. Ритмичность нестектонических движений средней полосы Русской равнины устанавливается достаточно четко. Основные ритмы положительных движений приходится на конец плиоцена — начало плейстоцена, на лихвинское межледниковье и на период времени с конца позднемосковского оледенения до конца микулинского века. Тектонические опускания происходили в эпоху окского оледенения, с начала днепровского до конца московского оледенения и с конца верхнего плейстоцена до настоящего времени.

¹ По устному сообщению Ю. Б. Сидоровой, в 1963 г. в районе Костромы буровыми скважинами днища дочетвертичных долин встречены на абсолютной высоте от —60 до —120 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А. и Веденская И. Э. Развитие рельефа Мещерской низменности. Изд-во АН СССР, 1962.
- Гольц С. И. Некоторые вопросы четвертичной истории западной части Мещеры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 196, 38 (1).
- Доктуровский В. С. Межледниковый торфяник у г. Галича Костромской губернии.— Изв. Науч.-эксперим. торфяного ин-та, 1923, № 5.
- Исаченков В. А. Новые данные по палеогеографии и неотектонике бассейна Верхнего Днепра.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1963, № 3.
- Люткевич Е. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 70.— Труды Северного геол. управл., 1939, вып. 1.
- Москвитин А. И. Путеводитель экскурсий совещания по изучению четвертичных отложений. Изд-во АН СССР, 1954.
- Рухина Е. В. О предчетвертичных долинах северо-западной части Русской платформы и их геологическое значение.— Труды Лен. об-ва естествоиспыт., отд. геол. и минер., 1957, 19, вып. 2.
- Чеботарева Н. С. Галичская ложбина, геоморфологическое и геологическое строение и история развития.— Уч. зап. Моск. гос. пед. ин-та им. Потемкина, 1948, 9.
- Шик С. М. Погребенные доледниковые долины юго-западной части Подмосковского бассейна.— Материалы по геол. и полезн. ископаемым центральных областей Европейской части СССР, вып. 3. Госгеолтехиздат, 1960.

Л. Е. СЕТУНСКАЯ,
И. Н. ЧУКЛЕНКОВА

НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ВЯТСКО-КАМСКОЙ ОБЛАСТИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Под Вятско-Камской областью мы понимаем территорию Вятских Увалов и всего междуречного пространства Вятки и Камы. В настоящей статье освещаются результаты исследований, проведенных к югу от широты г. Кирова, и охвативших таким образом большую часть территории Вятско-Камской области.

В структурно-тектоническом отношении район представляет собой краевую часть Русской платформы. Северная и восточная его части приурочены к Верхне-Камской впадине (Глазовская синеклиза, по Н. С. Шатскому), крайняя западная полоса соответствует восточному борту Московской синеклизы. Между ними проходит вытянутая в меридиональном направлении Вятская зона поднятий. Южная часть района лежит в области древнего поднятия кристаллического фундамента — Северной вершины Татарского свода, осложненного валообразными поднятиями.

Из-за малого количества фактического материала (редкая сеть буровых скважин и недостаток геофизических исследований) глубинное строение этой территории изучено еще недостаточно. Согласно имеющимся данным, в пределах исследуемого района кристаллический фундамент залегает на абсолютных отметках от —1500 м в области Татарского свода до —2200 м в Верхне-Камской впадине. Породы кристаллического фундамента перекрыты мощной толщей осадочных отложений, представленных главным образом толщами девона, карбона и перми. На дневную поверхность повсеместно выходят пестроцветные отложения татарского яруса, а в сводах наиболее крупных поднятий Вятской зоны обнажаются породы казанского яруса. Лишь кое-где в виде останцовых холмов сохранились отложения триаса.

Современный тектонический план района сложился в процессе длительного развития. На различных этапах геологической истории происходила перестройка тектонического плана, в результате чего современный структурный план по пермским отложениям, являющимся основными рельефо-

образующими породами района, не обнаруживает полного соответствия с рельефом кристаллического фундамента. Так, несколько сдвинулись на юго-восток границы Московской синеклизы, которая полностью перекрыла Котельнический выступ кристаллического фундамента, разделявший Московскую и Верхне-Камскую впадины. Северная вершина Татарского свода нашла прямое отражение в современном структурном плане, а выделяемые рядом исследователей (Бороздина, 1963; Бороздина и др., 1963) к северу от нее поднятия кристаллического фундамента блокового типа — Немский, Уржумский и Климковский выступы — неполностью вырисовываются по стратиграфическим горизонтам осадочного комплекса.

Прямое отражение получили Уржумский выступ и южная часть Немского. Северная часть Немского и Климковский выступ полностью погребены под мощным слоем осадков палеозоя. Полное несоответствие с рельефом кристаллического фундамента обнаруживает наиболее крупная положительная структура района — Вятская зона поднятий. Она расположена в области древнего меридионально вытянутого прогиба — Кировского. Развитие Вятской зоны как положительной структуры началось только с верхнего девона. Таким образом, по отношению к рельефу кристаллического фундамента и слоям осадочного чехла, предшествующим верхнедевонским, Вятскую зону можно рассматривать как обращенную морфоструктуру.

Протягиваясь в меридиональном направлении, Вятская зона имеет в длину 500 км при ширине в центральной части, в районе Советска, 100 км. К северу она заметно сужается. Вятская зона состоит из ряда валообразных поднятий, группирующихся в три основные ветви: центральную — Советско-Шургинскую, восточную — Уржумскую, отграниченную от центральной Кармыжско-Байсинским прогибом, и западную — Ронгинскую, которая отделяется от центральной ветви небольшим прогибом, занятым долиной р. Юшут.

В Вятской зоне наиболее повышена средняя часть, к северу и к югу наблюдается погружение оси структуры. Вятская зона, как было отмечено, разграничивает две крупные отрицательные структуры первого порядка: Московскую синеклизу, входящую в пределы исследуемого района только краевой частью, и Верхне-Камскую впадину.

В южной части Верхне-Камской впадины выявлены группы локальных поднятий, связанные с двумя структурными террасами, фиксируемыми по сакмарским отложениям и простирающимися в направлении юго-восток — северо-запад, — Сарапульской и расположенной несколько севернее нее Якшур-Бодьинской. Закартированы локальные поднятия и в центральной части Верхне-Камской впадины. Они объединяются в Кильмезинскую и Верхне-Камскую зоны.

К Северной вершине Татарского свода, отделенного от Немского выступа фундамента Кильмезским прогибом, приурочены поднятия, группирующиеся в валы северо-восточного простираения, разделенные прогибами. Выделяются Кизнерский, Грахово-Можгинский, Граханьско-Елабужский и другие валы.

Для изучения новейших движений территории Вятско-Камской области применялись различные методические приемы, в частности анализ водораздельных поверхностей выравнивания, анализ строения и морфологии речных долин, анализ продольных профилей рек.

В пределах исследуемой территории прослеживаются три поверхности выравнивания с абсолютными высотами соответственно 260—290, 180—240 и 140—160 м. Возраст этих поверхностей условно определяется как палеогеновый (первая, самая высокая поверхность), верхнемиоценовый — нижнеплиоценовый (вторая, средняя поверхность) и верхнеплиоценовый (третья, нижняя поверхность).

Древняя, палеогеновая, поверхность большого распространения не имеет и сохранилась в виде изолированных останцов. Крупные участки ее

приурочены к районам Верхне-Камской возвышенности, где они в направлении, близком к широтному, протягиваются полосой вдоль левобережья р. Чепцы. В пределах Вятской зоны останцы первой поверхности занимают очень небольшие площади. Они прослежены лишь в областях наиболее приподнятых крупных структур: Кукарской, Сунской и некоторых других.

Наиболее распространена вторая, верхнемиоценовая — нижнеплиоценовая, поверхность. Она встречается почти повсеместно в пределах исследуемой территории в виде сравнительно больших по площади массивов. В районе Верхне-Камской возвышенности вторая поверхность характеризуется большими по сравнению с другими районами Вятско-Камской области высотами (230—240 м). В Вятской зоне поднятий участки с высотами 240 м распространены ограниченно. Более обычны здесь высоты 200—220 м.

Третья, верхнеплистоценовая, поверхность распространена преимущественно в придолинных участках крупных рек: Вятки и ее притоков Кильмези, Вои, Уржумки и др. Сравнительно узкой полосой она протягивается вдоль р. Камы. Высоты ее колеблются в пределах 140—160 м.

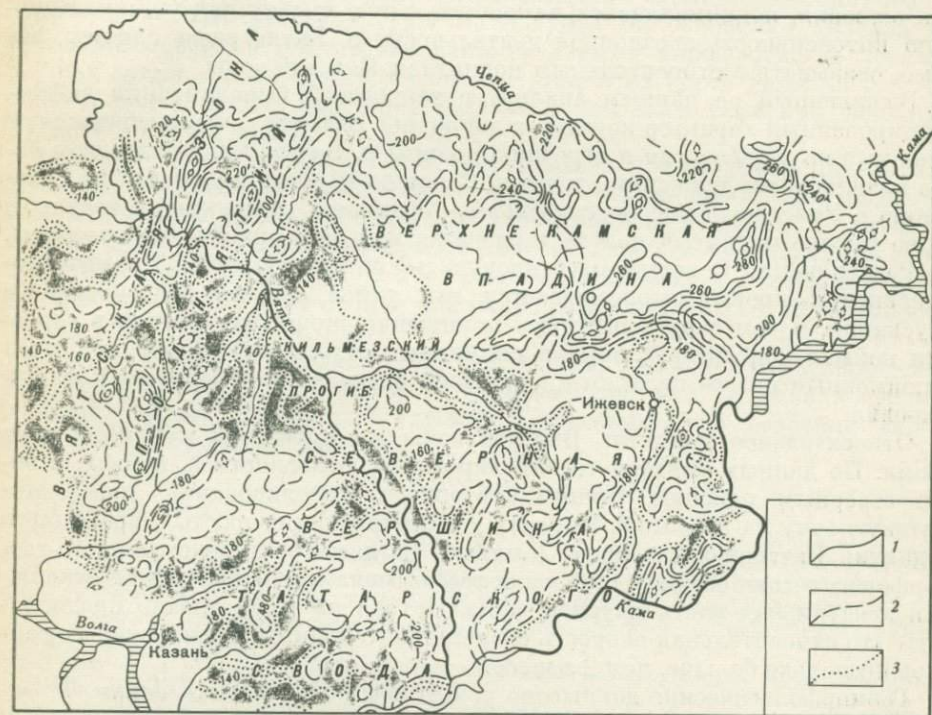
Изучение поверхностей выравнивания проводилось путем прослеживания и анализа их в поле по определенным маршрутам с одновременным картированием на крупномасштабных картах. В дальнейшем эти маршруты служили как бы эталонами для выделения поверхностей выравнивания на остальной территории на картах этого же масштаба в камеральных условиях. Для выявления деформаций поверхностей выравнивания был использован метод изображения рельефа поверхностей при помощи изогипс. В результате была составлена карта деформаций поверхностей выравнивания, анализ которой позволяет выявить как тектонические элементы крупного плана, так и локальные структурные формы, развивающиеся в неоген-четвертичное время (рисунок).

Проведенные исследования показывают, что проявление новейшей тектоники на территории Вятско-Камской области в общих чертах характеризуется теми же закономерностями, которые были отмечены С. К. Гореловым для всей Волго-Уральской области в целом (Горелов, Клубов, 1963). В частности, в новейшем тектоническом плане Вятско-Камской области выделяются крупные структуры блокового типа и ясно выраженного линейного направления.

Как следует из анализа карты, новейшие структуры, как правило, соответствуют более древним структурам осадочного чехла платформы или кристаллического фундамента. Хорошо вырисовываются, например, в структурно-тектоническом плане неоген-четвертичного времени Вятская зона поднятий, Северная вершина Татарского свода, Кильмезский прогиб. Унаследованность новейших движений от более древних наблюдается не только для крупных структур, она прослеживается и по более мелким деталям тектонического плана. Так, новейшие структуры Северной вершины Татарского свода, имеющие северо-восточное простирание, в общих чертах соответствуют древним тектоническим валам — Грахово-Можгинскому, Кизнерскому и ограничивающим их прогибам. На общем фоне поднятия Вятской зоны наиболее крупные антиклинальные структуры выделяются как участки более интенсивных восходящих движений. Так, структуры центральной Советско-Шургинской ветви характеризуются большими амплитудами новейших поднятий по сравнению со структурами Уржумской ветви. Разделяющий их Кармыжско-Байсинский прогиб является зоной относительного опускания.

Наряду с унаследованностью новейшими движениями более древних наблюдаются и элементы перестройки тектонического плана в новейшее время. Следствием такой перестройки является, видимо, широтная полоса неоген-четвертичных поднятий по левобережью р. Чепцы. Хотя глубинное

строение этой территории изучено слабо и крупные геологические структуры здесь не выявлены, все же можно считать, что широтная полоса новейших поднятий не связана с древними структурами, поскольку для территории Вятско-Камской области характерно развитие меридиональных и субмеридиональных палеозойских структур. Также может идти речь о перестройке структурного плана и в области Прикамья. Выявленные здесь полосы новейших поднятий обнаруживают некоторое несоответствие с



Карта деформаций поверхностей выравнивания Вятско-Камской области

Изогипсы поверхностей выравнивания: 1 — палеогеновой, 2 — верхнемиоценово-нижнеплиоценовой, 3 — верхнеплиоценовой

элементами палеозойской тектоники. Они частично перекрывают древние структурные террасы (Сарапульская и Якшур-Бодьинская), но не совпадают с ними по простиранию.

Выводы по характеру неотектонического режима, полученные на основании анализа поверхностей выравнивания, подтверждаются и геоморфологическими данными по морфологии и строению речных долин.

Основная река Вятско-Камской области — Вятка. В ее долине развиты пойма и четыре надпойменные террасы. Вятка пересекает различные структурные районы: краевую часть Московской синеклизы, Вятскую зону поднятий, Кильмезский прогиб и валообразные поднятия Северной вершины Татарского свода. Вдоль р. Вятки от г. Котельнича и до устья были построены продольные профили и спектры ее террас, а также график строения поймы. В основном анализу подвергались пойма, датируемая голоценом, и две нижние надпойменные террасы, возраст которых определяется как верхнечетвертичный. Таким образом, эти данные позволили получить представления об особенностях тектонических движений позднейшего этапа неоген-четвертичного периода — верхнего плейстоцена и голоцена.

Результаты исследований долины р. Вятки свидетельствуют о более интенсивной эрозионной деятельности реки в области положительных геологических структур. Так, в пределах Вятской зоны поднятий увеличивается глубина вреза долины, повышаются террасовые уровни, вторая надпойменная терраса на отдельных участках имеет цокольный характер, появляется локальный уровень, занимающий промежуточное положение между поймой и первой надпойменной террасой и недавно вышедший из пойменного режима. В строении поймы большое участие принимает русловая фация аллювия, поднимающаяся на значительную высоту над урезом. Большую интенсивность эрозионной деятельности р. Вятки здесь следует, видимо, связывать с относительным поднятием Вятской зоны.

Выводенный по данным анализа поверхностей выравнивания дифференцированный характер новейших движений Вятской зоны подтверждают и данные по морфологии и строению долины р. Вятки. Свидетельством более интенсивных движений структур Советско-Шургинской ветви по сравнению с Уржумской являются большие величины деформаций террас и более высоко поднятый цоколь в разрезах второй надпойменной террасы.

Разделяющий Советско-Шургинскую и Уржумскую ветви Кармыжско-Байсинский прогиб вырисовывается как район слабого относительного опускания, о чем свидетельствуют понижение террас, изменения в строении поймы: контакт русловых и пойменных отложений уходит под урез и пойменный разрез целиком представлен отложениями пойменной фации аллювия.

Относительное поднятие Вятской зоны продолжается и в настоящее время. По данным повторного нивелирования, относящимся, правда, к более северным районам (линия повторного нивелирования пересекает Вятскую зону на широте г. Кирова), относительная скорость современного поднятия Вятской зоны около 2 мм/год . Согласно комплексу геолого-геоморфологических наблюдений наиболее активна в тектоническом отношении центральная часть Вятской зоны. Исходя из этого, можно предполагать, что относительная скорость современного поднятия центральных районов несколько больше, чем 2 мм/год .

Геоморфологические данные по р. Вятке и более мелким рекам ее бассейна Ныше и Адамке также свидетельствуют о дифференцированных движениях Северной вершины Татарского свода: относительных поднятиях Грахово-Можгинского и Кизнерского валов и опускания Бемыжского прогиба.

На фоне поднятия Вятской зоны и Северной вершины Татарского свода Кильмезский прогиб выделяется как зона позднечетвертичного опускания, на что указывают общий геоморфологический облик долины р. Вятки, понижение ее террасовых уровней и некоторые другие геоморфологические показатели.

Таким образом, геоморфологические исследования долины р. Вятки и некоторых долин мелких рек показали, что верхнеплейстоценовые и голоценовые тектонические движения продолжают тенденции в развитии территории, характерные для более ранних этапов новейшего времени.

Как известно, одним из методов изучения молодых и современных движений земной коры является анализ продольных профилей рек. Этот метод довольно широко используется в работах ряда исследователей (Мещеряков, Филькин, 1960; Сетунская, 1959, 1960; Журенко, 1959; Волков, 1964, и др.). Нами на территории Вятско-Камской области были проведены по картам морфометрические исследования продольных профилей. В результате были составлены карта падений рек в изолиниях и карта распространения зон аномальных падений. В качестве аномального рассматривается участок, на котором падение больше, чем на смежном, расположенном выше по течению. Величины падений рек измеряются в сантиметрах на 1 км .

Анализ карты падений рек показывает, что в пределах Вятско-Камской области выделяется несколько районов больших падений рек. В основном они имеют линейную форму и протягиваются в направлении север-северо-восток и юг-юго-запад. В бассейне р. Чепцы прослеживаются широкие и субширотные полосы повышенных падений рек. При сопоставлении рисунка с геолого-структурными картами и картой деформаций поверхностей выравнивания выявилось, что районы наибольших падений рек, как правило, приурочены к положительным элементам геологической структуры. Новейшие структуры, намеченные на основании анализа деформаций поверхностей выравнивания и данных морфологии и строения речных долин, фиксируются в общих чертах и на карте падений рек как районы повышенных падений (Вятская зона, валы Северной вершины Татарского свода и др.).

Анализ карты распространения зон аномальных падений показывает, что зоны аномальных падений не совпадают со сводовыми частями активных в новейшее время геологических структур, а проходят по их склонам, как бы оконтуривая их. Эти данные подтверждают ранее сделанные нами выводы о приуроченности зон аномальных падений не к сводам, а к периферическим частям структур, т. е. к районам повышенных градиентов движений (Л. Е. Сетунская, 1960).

Как показали проведенные исследования, анализ неотектонических движений при помощи комплекса геоморфологических методов позволяет выявить ряд закономерностей глубинной тектоники, что особенно важно для слабо разбуренных районов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бороздина З. И. Новые данные о тектонике территории Кировской области и Удмуртской АССР в связи с ее нефтеносностью.— Сов. геология, 1963, № 1.
- Бороздина З. И., Клещев А. И., Клубов В. А. Некоторые принципиальные особенности глубинной тектоники Волго-Уральской нефтеносной области.— Докл. АН СССР, 1963, 148, № 4.
- Волков Н. Г. К методике тектонического анализа продольных профилей рек.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1964, № 2.
- Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.
- Горелов С. К. и Клубов В. А. О соотношении новейшей тектонической структуры и рельефа кристаллического фундамента в центральных и южных районах Волго-Уральской области.— Докл. АН СССР, 1963, 148, № 6.
- Журенко Ю. Е. К методике построения карты уклонов русел рек в целях изучения современных тектонических движений.— В сб.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, № 2. Уфа, 1959.
- Мещеряков Ю. А., Филькин В. А. Опыт составления карты падений рек и ее тектонической интерпретации.— Вопр. применен. картографич. методов при геогр. исслед. Изд-во АН СССР, 1960.
- Сетунская Л. Е. Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 3.
- Сетунская Л. Е. Карта падений рек Приволжской возвышенности и ее тектоническая интерпретация. Башкирск. фил. АН СССР, 1960.

Е. И. ВОХМЯНИНА ПРОЯВЛЕНИЯ НЕОТЕКТОНИКИ В РЕЛЬЕФЕ ПРИКАМЬЯ И ЕЕ СВЯЗЬ С ПАЛЕЗОЙСКИМИ СТРУКТУРАМИ

В Пермском Прикамье неотектонические исследования проводились в бассейне р. Сылвы (Предуральский прогиб) и в некоторых районах на восточной окраине Русской платформы (бассейн р. Обвы, Майкорское и Павловское поднятия). Для изучения неотектоники применялся камеральный морфометрический метод В. П. Философова (1960). Неотектоника Пред-

уральского прогиба изучалась комплексно: при интерпретации морфометрических карт использовались материалы полевых геолого-геоморфологических исследований автора в бассейне р. Сылвы (1959 и 1960 гг.)

Работы проводились путем построения и анализа морфометрических карт (порядков долин, базисных поверхностей второго, третьего и четвертого порядков, асимметрии долин и междуречий), построенных на крупномасштабной топооснове. Структурно-геоморфологические полевые исследования включали следующие виды работ: шлиховое опробование рыхлых

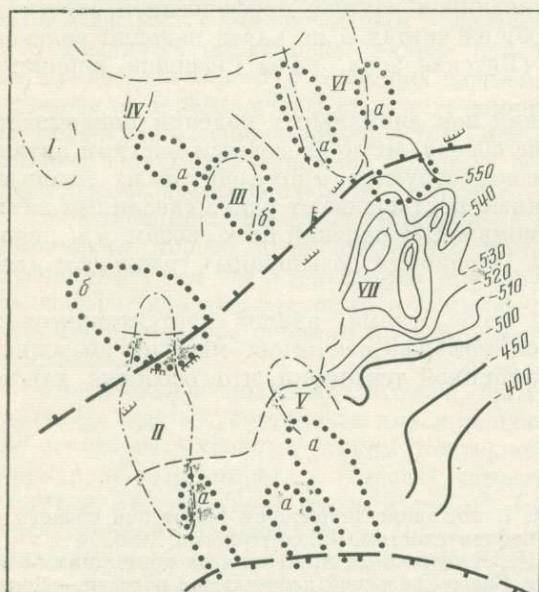


Рис. 1. Неотектоническая схема бассейна среднего течения р. Обвы
 1 — поднятия, выделенные по картам изобазит: а — второго и третьего порядков, б — четвертого порядка; 2 — зоны, испытывающие региональные неотектонические поднятия; 3 — асимметричный водораздел; 4 — высокий крутой склон долины; 5 — поднятия по данным сейсмических исследований треста Пермнефтегеофизика: I — Обвинское, II — Зюкайское, III — Гаринское, IV — Масловское, V — Григорьевский структурный выступ, VI — Воскресенское (I—V по I отражающему горизонту, отождествляемому с кровлей верейского горизонта, VI — по II отражающему горизонту, приурочиваемому к кровле тульского горизонта); б — изогипсы кровли артинского яруса (по данным треста Пермнефтегазразведка)

отложений, изучение аномальных участков долин (асимметрия, резкое изменение направления долин, суженные и резко расширенные участки долин), изучение и исследование высоких покольных террас в долинах рек и выявление участков рек, на которых отсутствует пойма (преобладающие неотектонические поднятия). Интерпретация полученных результатов неотектонических исследований проводилась при широком использовании геолого-геофизических материалов трестов Пермнефтегеофизика и Пермнефтегазразведка для выявления палеозойских структур и их связей с новейшими достижениями. В результате для некоторых районов Пермской области составлены схемы неотектоники и выделены зоны региональных и локальных поднятий.

К устанавливаемым камеральным путем морфоструктурным признакам тектонически активных зон, которые выделяются по картам базисных поверхностей, относятся: 1) резкое нарастание порядков долин, характерное для участков интенсивных поднятий; 2) медленное нарастание порядков долин, характеризующее зоны опускания; 3) сгущенные и разреженные рисунки изобазит в виде вложенных петель, подков или эллипсов по долинам второго, третьего и четвертого порядков, характерные для локальных поднятий; 4) сгущенные линейновытянутые узкие полосы изобазит, отражающие, вероятно всего, зоны глубинных разломов. Рассмотрим результаты камеральных исследований по регионам.

Русская платформа. 1. Бассейн среднего течения р. Обвы (рис. 1) в тектоническом отношении приурочен к Чермозской седловине, расположенной между Пермско-Башкирским и Камским сводами. Гидро-

сеть исследуемой территории асимметрична: левые притоки р. Обвы в 3 раза длиннее правых, направление левых притоков северо-западное, в основную долину они впадают под прямым углом. Правобережье р. Обвы — район коротких притоков и асимметричного приближенного водораздела. Притоки впадают в основную долину также под прямым углом. Долина р. Обвы ниже с. Зюкайка почти перпендикулярна к единому общему северо-западному направлению левых и правых притоков, имеет почти на всем протяжении V-образный профиль, часто асимметричный, в днище современной долины много озер-стариц, покинутых русел и т. п. Наличие согласованной асимметрии (совпадение асимметрии долины и водораздела) характерно для структур типа валов, флексур или крутых крыльев антиклинали (Философов, 1960).

Для правобережного участка характерно региональное поднятие, выделяемое по всем морфометрическим признакам и по асимметрии долин и междуречий. Вероятно, этот участок является продолжением Васильевского вала. Контуры локальных поднятий, выделенных по базисным поверхностям второго, третьего и четвертого порядков, совпадают, что указывает на стабильность положительных тектонических движений в верхнечетвертичное время, а совпадение некоторых из них с поднятиями по геофизическим данным указывает на унаследованность тектонических движений в одних случаях от нижнепалеозойского (Воскресенское, Зюкайское и Гаринское поднятия), в других — от пермского времени (Осетровское поднятие, см. рис. I, VII).

2. Павловская площадь расположена в бассейне р. Танып в южной части Пермской области. Приурочена к юго-восточной части Чернушинского вала. Глубоким бурением здесь установлены поднятия третьего порядка от кровли артинских до каменноугольных отложений. Контуры локальных структур, выявленных морфометрическим методом (Таныпская, Зверевская, Козьяшская, Павловская), полностью совпадают со структурами по глубоким горизонтам. Прямой рельеф, множество выходов подземных источников и ключей, левосторонняя асимметрия речных долин, радиальный рисунок гидросети, подковообразный сгущенный рисунок изобазит — вот основные морфометрические признаки для данного участка исследований.

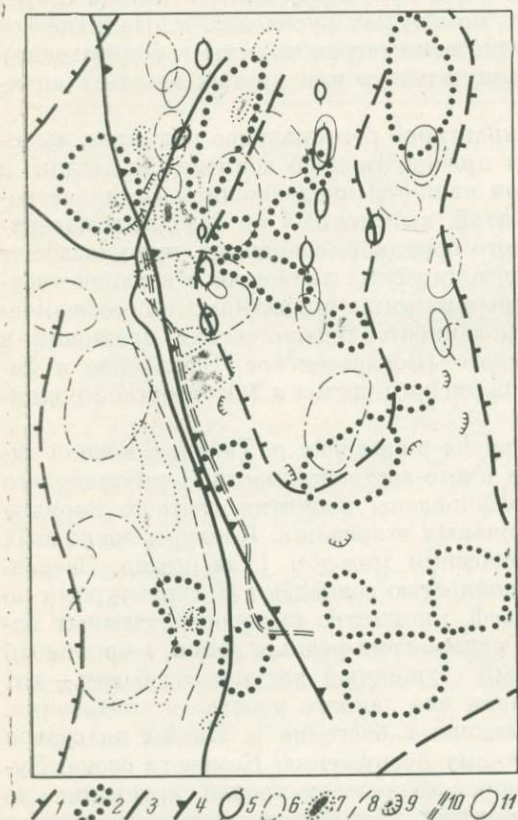
3. Майкорская площадь расположена в бассейне р. Иньвы на севере области и приурочена к юго-восточному погружению Камского свода. Бурением установлено наличие Майкорского вала от кровли артинских до кровли тульских терригенных отложений. Морфометрические построения на данной площади выявили ряд локальных поднятий (Пожевское, Тукачевское, Елизавет-Пожвинское, Майкорское), на 50% совпадающих с данными бурения. Морфометрическая характеристика площади: прямой и обращенный рельеф, сгущенный петлеобразный рисунок изобазит, асимметрия речных долин и междуречий, характерный рисунок гидросети, интенсивное нарастание порядков долин в пределах локальных поднятий.

Предуральский прогиб. 4. Бассейн среднего течения р. Сылвы (рис. 2) расположен на восточной окраине Русской платформы в западной и центральной частях Предуральского прогиба. Тектоническое строение этой территории по глубоким горизонтам изучено слабо. Сейсмическими исследованиями установлено ступенчатое строение западного борта прогиба, а глубина залегания фундамента, по данным треста Пермнефтегеофизика, 4—5 км. По западной границе прогиба вдоль меридионального участка рек Сылвы и Иргины выделяется разлом по результатам гравиметрических, магнитометрических и геологических исследований (Гафаров, 1959; Пейве, 1956; Шатский, 1946, и др.).

По мнению А. В. Пейве и Н. С. Шатского, глубинный разлом отражается во флексуобразном залегании артинских отложений, образующих крутой (2—4°) восточный склон Уфимского вала, граница которого проходит западнее с. Березовка через с. Усть-Кишерть, деревни Мостовая и

Ключи. Для Башкирии и Оренбургской области на границе платформы и прогиба Г. В. Вахрушев (1960) предполагает наличие разлома, зона которого отличается большой интенсивностью движений (амплитуда 200—400 м). Западный склон вала пологий, углы падения 15—30'.

В пределах Уфимского вала геологической съемкой установлено множество мелких поднятий, обусловленных сылвенскими рифами (Софроницкий, 1958). Восточнее Уфимского вала, по данным бурения, в с. Березовка



Р и с. 2. Неотектоническая схема бассейна среднего течения р. Сылвы

1 — зоны, испытывающие региональные неотектонические поднятия, выделенные по морфометрическим и геоморфологическим данным; 2 — поднятия, выделенные по картам изобазит второго, третьего и четвертого порядков; 3 — граница предполагаемого глубинного разлома, выделенного по морфометрическим признакам; 4 — геологическая граница Русской платформы и Предуральяского прогиба; 5 — локальные структуры, установленные по кровле артинского яруса (по данным бурения треста Пермнефтегазразведка); 6 — гравиметрические аномалии (по данным треста Пермнефтегазразведка); 7 — поднятия (артинские рифы), выявленные геологической съемкой; 8 — асимметричный водораздел; 9 — крутой склон долины; 10 — днище древней (Tr?) долины; 11 — поднятия, предполагаемые по II отражающему горизонту, отождествляемому с терригенной толщей нижнего карбона (по данным треста Пермнефтегазразведка)

по кровле артинского яруса прослеживается нечетко выраженный вал. По отражающим горизонтам девона и карбона в прогибе на фоне общего погружения субмеридионально выделяются Березовский и Тулумбасовский валы, к которым приурочен ряд локальных поднятий (см. рис. 2).

В пределах Уфимского амфитеатра между средними течениями рек Сылвы и Уфы на участках их поворота соответственно на север и на юг, по мнению П. А. Софроницкого (устное сообщение), выделяется Уфимско-Сылвенская седловина, совпадающая с Кунгурско-Красноуфимской областью положительного гравитационного поля, указывающего на близость к поверхности пород фундамента (по данным треста Пермнефтегазразведка). По кровле артинских отложений (предварительные данные треста Пермнефтегазразведка) намечается северная часть Уфимско-Сылвенской седловины (между селами Молебка и Ключи), называемая Суксун-Молебской.

На картах базисных поверхностей третьего и четвертого порядков к зонам предполагаемого меридионального разлома и к Уфимско-Сылвенской седловине приурочиваются линейные сгущения меридионально и широтно вытянутых изобазит, характеризующих зону региональных неотектонических поднятий. По базисным поверхностям второго, третьего и четвертого порядков выделен ряд локальных поднятий по подковообразным сгущени-

ям изобазит, часть которых совпадает с поднятиями, установленными геолого-геофизическими исследованиями (см. рис. 2).

Полевыми морфоструктурными признаками тектонически активных зон являются: 1) асимметрия речных долин и междуречий, 2) наличие докольных террас, 3) отсутствие поймы, 4) крутые повороты долин, 5) выходы подземных вод на склонах долин, 6) расчлененность склонов оврагами и балками, 7) аномальные участки уклонов (по данным нивелировки русла) и 8) наличие древних аллювиальных отложений на водораздельных пространствах, выявляемых плиховыми съемками. Асимметричные участки долины р. Сылвы характеризуются различными высотными отметками одноименных террас, резкими различиями крутизны склонов долины и в некоторых случаях отсутствием аккумулятивных террас на крутых склонах, к которым обычно и бывают приурочены докольные террасы. Сокращение размеров пойменных террас или их полное отсутствие наблюдалось на р. Сылве лишь на отдельных участках (у с. Филипповское, 3 км выше с. Тис). Крутые ($90-120^\circ$) повороты русла характерны для всей территории и обычно повторяются через 2—10 км. Повороты общего направления долины р. Сылвы обычно не превышают 90° между смежными участками.

Выходы подземных вод и интенсивная расчлененность склонов долин оврагами и балками обычно характерны для крутых асимметричных участков долины р. Сылвы.

Аномальные участки положительных и отрицательных уклонов (по данным нивелировки) характерны для асимметричных участков долин (р. Сылва, деревни Сухой Лог, Усть-Кишерть и др.).

Днище древнего речного водотока приурочено к асимметричному водоразделу меридионального простирания рек Сылвы и Ирени, абсолютные отметки которого колеблются от 250 до 310 м. Обращает на себя внимание тот факт, что днище древней долины совпадает с зоной глубинных тектонических нарушений (по картам базисных поверхностей третьего и четвертого порядков).

Все перечисленные полевые морфоструктурные признаки точнее фиксируют поднятия, выявленные морфометрическими и геофизическими методами и структурным бурением.

Сопоставление выявленных региональных зон интенсивных неотектонических поднятий с хорошо изученными платформенными структурами в пермских и каменноугольных отложениях (Майкорская и Павловская площади, Зюкайское и Воскресенское поднятия) показывает, что древние структуры имеют как четкое, так и нечеткое отражение в рельефе. По форме соотношения рельефа с тектоникой для Пермской области характерны прямой, обращенный и полуобращенный типы. Так, Воскресенское, Зюкайское и Майкорское поднятия приурочены к речным долинам, а Павловское — к водоразделу.

Анализ соотношений региональных зон проявления интенсивных новейших движений с положительным гравитационным полем указывает на различную связь между ними. Иногда зоне положительного гравитационного поля соответствует зона интенсивных вертикальных неотектонических движений (бассейн р. Обвы, левобережье рек Сылвы и Иргины), иногда же, наоборот, правобережье р. Сылвы, приуроченное к Юрюзано-Сылвенской впадине Предуральяского прогиба, также характеризуется зонами интенсивных новейших движений, хотя и приурочено к зоне глубокого залегания кристаллического фундамента и характеризуется гравитационным минимумом. Эти данные еще раз подтверждают мнение И. С. Огарина (1960) о том, что для зоны сочленения Русской платформы с Уральской геосинклиналью характерно обратное соотношение между проявлением неотектоники и строением кристаллического фундамента. Так, кристаллическое основание ступенчато постепенно погружается в восточном направлении. Рельеф, так же как и поверхность кристаллического фун-

дамента, имеет ступенчатое строение, но ступени его поднимаются в восточном направлении.

Имеющиеся данные указывают, что восточная окраина Русской платформы и Предуральский прогиб (Юрюзано-Сылвенская депрессия) в основном испытывают положительные неотектонические движения, определяющие формирование современного рельефа. Изучение взаимосвязей рельефа с глубинной тектоникой представляет огромный научный интерес для выявления унаследованных и бескорневых структур, что позволит установить закономерности истории развития тектонических структур не только современных, но и древних.

Применение морфометрического и геоморфологического методов в комплексе с геолого-геофизическими исследованиями для изучения тектоники малоисследованных районов Пермской области даст возможность более рационально проводить структурное и глубокое бурение. Преимуществами камерального морфометрического метода являются его низкая стоимость и быстрота получения тектонических схем.

Дальнейшие морфометрические исследования на территории Пермской области должны проводиться с целью установления глубины структур, выявленных морфометрическим методом. Для этого следует полное использование данных бурения, геофизики, геологических и геоморфологических съемок, что даст возможность выяснить влияние, оказываемое структурами на рельеф в зависимости от их амплитуды, новейшей активности, плотности пород и мощности отложений, слагающих структуры.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрушев Г. В. Проблемы неотектоники Южного Урала и Приуралья.— В сб. Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.
- Гафаров Р. А. Структурная схема докембрийского фундамента северной части Волго-Уральской области.— Геология нефти и газа, 1959, № 10.
- Огарин И. С. Соотношение зон проявления неотектоники со строением кристаллического фундамента.— В сб.: Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.
- Пейве А. В. Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Софроничкий П. А. Тектоническое районирование Пермской области.— Докл. Четвертичного Всеуральск. совещ. по физ.-геогр. и эконом. геогр. районир. Пермь, 1958.
- Философов В. П. Краткое методическое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд-во Саратовского ун-та, 1960.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.

Д. Г. ПАНОВ

НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОЛГО-ДОНСКИХ РАВНИН

Волго-Донскими равнинами называется пространство на юго-востоке Русской равнины, расположенное между берегами Азовского моря на западе и северной частью Каспийского моря на востоке. Территория Волго-Донских равнин включает преимущественно степные равнины, сменяющиеся на востоке полупустынными пространствами. В морфологическом отношении Волго-Донские равнины неоднородны. Основными орографическими элементами их являются: на севере части Приволжской и Калачской возвышенностей с разделяющей их южной частью Окско-Донской низменности; южнее располагается Восточно-Донская гряда и сменяющая ее Донецкая низина, которая протягивается вдоль Северного Донца и выходит на востоке к Нижне-Донской низине.

Нижне-Донская низина располагается вдоль нижнего течения р. Дона и заканчивается в его дельте. В интересующую нас территорию входит восточная часть Донецкого кряжа, сменяющегося южнее вблизи берегов Азовского моря равнинами Северного Приазовья.

К востоку от Нижне-Донской низины находятся Доно-Сальские равнины. Постепенно повышаясь на юг и восток, они сменяются возвышенностью Ергеней и Сало-Маньчской грядой. Маньчская ложбина (низменность) ограничивает с юга Сало-Маньчскую гряду, сливаясь на западе с Нижне-Донской низиной и прилегающими пространствами Азово-Кубанской низменности. Возвышенность Ергеней на востоке круто спускается к прилегающей части Прикаспийской низменности, из которой в исследуемую территорию входит северо-западная ее часть.

Неотектоническая изученность. Неотектоника рассматриваемой территории изучена очень неравномерно. Обобщающих работ по всей территории Волго-Донских равнин до настоящего времени не было.

Северо-западная часть Прикаспийской низменности в неотектоническом отношении изучалась М. В. Проницовой (1957), А. Ф. Якушовой (Якушова, 1955, 1962, Якушова и др., 1962).

Неотектоника Волгоградского Поволжья освещалась в работах А. В. Цыганкова (1962₁), С. К. Горелова (1960; Горелов, Цыганков, 1962). Неотектоники Ергеней касались Г. А. Масляев (1954) и А. В. Цыганков (1962₂). В. С. Преображенский (1954) опубликовал сведения о неотектонических и современных тектонических движениях в Донбассе.

Некоторые исследователи (Масляев, 1960; Якушова, 1960; Сафронов, 1964; Милановский, 1964), описывая неотектонику Кавказа и Предкавказья, затрагивали и интересующую нас территорию.

Морфоструктурное разделение Волго-Донских равнин. Морфоструктурная неоднородность Волго-Донских равнин определяет различное проявление неотектонических движений. Морфоструктурные различия лежат в основе неотектонического районирования территории.

Кратко охарактеризуем отдельные морфоструктуры.

1. *Морфоструктура Калачской возвышенности.* Находится на Доно-Хоперской антиклинали, приуроченной к полого падающему склону восточного крыла Воронежской автоклизы. Неотектонические движения выражались преобладающими поднятиями, с ними связано распространение денудационного рельефа возвышенности.

2. *Морфоструктура Восточно-Донской гряды.* Образована неравномерно поднятым краем Русской платформы. Наиболее сложна в тектоническом отношении часть, входящая в состав Доно-Медведицкого вала с характерными для него локальными структурами и отдельными депрессиями, которые выражены изменяющейся мощностью четвертичных отложений. Для неотектонического развития свойственно преобладающее поднятие, нашедшее отражение в поверхностях денудационного рельефа.

3. *Морфоструктура южной части Окско-Донской низменности.* Располагается на Михайловской и Терсинской впадинах и Хоперской моноклинали. Для нее характерны длительно развивающиеся унаследованные опускания, сохранившиеся и в неотектоническом этапе развития. Господствует рельеф аккумулятивной равнины с эрозионным расчленением.

4. *Морфоструктура южной части Приволжской возвышенности.* В нее входят южная часть Приволжской моноклинали и Доно-Медведицкий вал. Приволжская моноклинали Волгоградской флексурой спускается к Прикаспийской низменности. Доно-Медведицкий вал, представляя собой антиклинальную структуру, обладает рядом локальных структур, осложненных сбросовыми нарушениями, выраженными в рельефе. Для неотектонического развития свойственно неравномерное поднятие, осложненное рядом локальных структур и движениями по линиям разрывных нарушений.

5. *Морфоструктура Северо-Каспийской синеклизы.* Представляет собой область длительно и устойчиво развивающихся опусканий и накопления морских и сменивших их континентальных отложений. На фоне аккумулятивной равнины наблюдаются многочисленные локальные поднятия, обладавшие разной степенью неотектонической подвижности.

6. *Морфоструктура вала Карпинского.* Вал Карпинского представляет собой крупное поднятие герцинского фундамента и платформенного чехла, протянувшееся от Донецкого выступа на западе к северо-западной части Прикаспийской низменности на востоке. Наиболее глубоко опущенная часть вала Карпинского находится в северо-западной части Прикаспийской низменности. Она выражена системой поднятий и прогибов с преобладающим северо-западным простиранием. Морфологически эта система поднятий и разделяющих их прогибов выражена слабо и отражается изменениями мощности покрова четвертичных отложений.

Далее на запад продолжением погруженных структур вала Карпинского служат возвышенность Ергеней и Сало-Маньчская гряда. Наиболее высоко поднятые части складчатого палеозойского фундамента отвечают Южно-Ергенинскому валу. В центральной части Ергенинской возвышенности выделяют депрессию Центральных Ергеней. Морфологически она выражена равнинным пространством Доно-Сальских равнин, протянувшихся вдоль р. Сал.

Доно-Сальские равнины западнее сливаются с Нижне-Донской низиной, которая в структурном отношении отвечает Придонской синеклизы. Взаимоотношение структуры и рельефа на рассматриваемом пространстве сложное. Здесь наблюдаются как прямые, так и обращенные формы рельефа. Видное место в рельефе занимают унаследованные донеогеновые и неогеновые эрозионные врезы, мощность заполняющих их осадков до 400 м. Современная эрозионная сеть в пределах наиболее значительных рек имеет унаследованный характер и приурочена к унаследованным эрозионным врезам (доплиоценового и плиоценового возраста).

В восточной части Ергеней широко распространены обращенные формы рельефа, в западной части Ергеней их сменяют преобладающие прямые соотношения структуры и рельефа.

В неотектонический этап развития рассматриваемая часть морфоструктур вала Карпинского переживала дифференцированные движения с образованием локальных структур в южной части, в пределах Южно-Ергенинского вала.

7. *Морфоструктура Маньчского прогиба.* Направление Маньчского прогиба определено линией глубинного разлома, который называют Маньчским (Милановский, Хаин, 1963). Маньчский разлом проходит вблизи осевой части прогиба. Внутри прогиба по различию мощностей четвертичных отложений выделяются отдельные впадины, разделенные поднятиями типа поперечных перемычек. Заметим, что эти поперечные поднятия совпадают с линиями разломов фундамента, идущими в северо-восточном направлении и продолжающимися в прилегающие районы к северу и югу от прогиба. Связь изменения мощностей четвертичных отложений с линиями разломов глубокого заложения указывает на активность движений по линиям разломов в четвертичное время.

Неотектонические движения в прогибе имели сложный колебательный характер с господствующим поднятием в последние этапы четвертичного времени.

8. *Морфоструктура Азово-Кубанской впадины.* В рассматриваемую территорию входит только северо-западная часть Азово-Кубанской впадины. В ее пределах фундамент разбит системой разломов, определившей разделение этой части впадины на ряд отдельных выступов и впадин. Последние имеют плиоцен-четвертичный возраст и заполнены плиоцен-четвертичными отложениями большей мощности, чем в прилегающих к ним

пространствах. Преобладающие опускания в течение плиоцен-четвертичного этапа развития определили господство рельефа аккумулятивных равнин. В последующее время поднятия небольшой амплитуды привели к смене процессов аккумуляции процессами денудации. Поверхности выравнивания приподняты невысоко и неглубоко расчленены молодыми эрозионными врезами.

9. *Морфоструктура Азовской антеклизы.* Характеризуется неглубоким залеганием кристаллического фундамента с покровом мезо-кайнозойских отложений. Глубина залегания кристаллического фундамента резко снижается по мере движения с севера на юг. В связи с этим и покров отложений изменяет мощность в указанном направлении. Неравномерное поднятие склона Азовской антеклизы нашло отражение в образовании наклонных равнин, построенных более древними отложениями в северной их части и более молодыми в южной. Эрозионное расчленение равнин северного Приазовья находится в тесной связи с разрывными нарушениями фундамента и близко совпадает с отдельными линиями разрывных нарушений. Вероятно, для неотектонического развития данной морфоструктуры наиболее характерно неравномерное, глыбовое движение отдельных блоков, разделенных линиями разломов, оживившихся в ходе неотектонического развития.

10. *Морфоструктура Донецкого выступа.* Отличается выходом на поверхность сложно построенных складчатых структур герцинской складчатости. Благодаря большой длительности континентального развития складчатый фундамент глубоко срезан процессами континентальной денудации и на его основе создана поверхность древнего мезозойско-палеогенового выравнивания. Среди нее выделяются отдельные формы рельефа, связанные с различной степенью устойчивости пород к процессам денудации. Наряду с этим известны и обращенные формы рельефа. Неотектонические движения выражены преобладающими неравномерными поднятиями, сопровождающимися врезанием эрозионной сети, подчиненной сложному структурному развитию отдельных частей.

Неотектоническое районирование Волго-Донских равнин. При современной далеко не равноценной степени изученности неотектоники Волго-Донских равнин наиболее целесообразным представляется выделение среди них отдельных областей с различным режимом развития неотектонических движений. Выделение отдельных областей может быть проведено на основании различия мощностей и фациального состава плиоценовых и четвертичных отложений, а также учета геоморфологических признаков проявления неотектонических движений.

По указанным признакам различается несколько областей неотектонических движений.

1. *Области доплиоценового поднятия.* В морфологическом отношении выделяются наиболее значительными высотами, представляя в современном рельефе равнин наиболее приподнятые его части — возвышенности. Для морфологии возвышенностей свойственно распространение высоко поднятых поверхностей выравнивания доплиоценового и плиоценового возраста. Континентальные плиоценовые отложения встречаются только в отдельных впадинах древних поверхностей выравнивания. Мощность четвертичных отложений здесь по сравнению с другими областями понижена, не превышает 20 м. Наиболее распространены четвертичные отложения в периферических частях возвышенностей и на их склонах. Преобладающая их часть представляет собой поверхности денудационного рельефа, где господствуют педилены с характерными останцовыми поднятиями и ступенчатыми склонами. Поднятия, свойственные этим областям, имели устойчивый характер в течение всего четвертичного периода и активно развивались в голоцене. С молодыми поднятиями связывается значительная глубина эрозионного расчленения.

В структурном отношении рассматриваемые области представляют собой положительные структурные элементы с унаследованно развивающимися восходящими движениями.

2. *Области плиоцен-четвертичных поднятий.* Имеют небольшой мощности покров плиоценовых (20—30 м) и четвертичных отложений (до 30 м). Распределение покрова плиоцен-четвертичных отложений неравномерно. Характерно сокращение мощностей четвертичных отложений на склонах, с преобладанием среди них лёссовидных пород делювиальных типов. Оно указывает на господство в развитии рельефа процессов педипланации с образованием характерных ступеней — педиментов. Педименты придают склонам ступенчатость. Эрозионное расчленение менее глубокое, чем в областях плиоценовых поднятий.

3. *Области дифференцированных плиоцен-четвертичных поднятий.* Наиболее важной отличительной их чертой является распространение доплиоценовых и плиоценовых эрозионных врезов значительной глубины, заполненных континентальными отложениями мощностью 100—400 м. Неравномерный характер восходящих неотектонических движений подчеркивается значительными изменениями мощностей плиоценовых и четвертичных отложений на ограниченных площадях. Они изменяются от 20 до 100 м. Для данного типа областей свойственно распространение обращенных форм рельефа с возрастающей мощностью покровных отложений на водораздельных пространствах при резком сокращении ее на склонах. Эти изменения можно поставить в зависимость от развития процессов педипланации склонов в условиях молодых восходящих движений.

4. *Области плиоцен-четвертичных опусканий.* Распространение их связано с отрицательными структурными элементами. Унаследованно развивающиеся опускания сопровождались накоплением плиоценовых и четвертичных отложений повышенной мощности (до 100 м и более). Наиболее велика мощность плиоцен-четвертичных отложений в отдельных впадинах.

Сравнение конфигурации впадин в плиоценовый и четвертичный этапы их развития показывает, что некоторые из них (например, в северо-западной части Азово-Кубанской низменности) в четвертичное время по сравнению с плиоценом сокращались по площади и одновременно углублялись. Области плиоцен-четвертичных опусканий среди рассматриваемой территории занимают большие площади (рис. 1). Голоценовые восходящие движения привели к смене преобладающих опусканий небольшими (десятьки метров) молодыми поднятиями. С ними связано слабое врезание эрозионной овражно-балочной сети, оживление денудационных процессов, главным образом за счет плоскостного смыва на водораздельных пространствах. Морфологически области плиоцен-четвертичных опусканий выражены аккумулятивными лёссовыми равнинами.

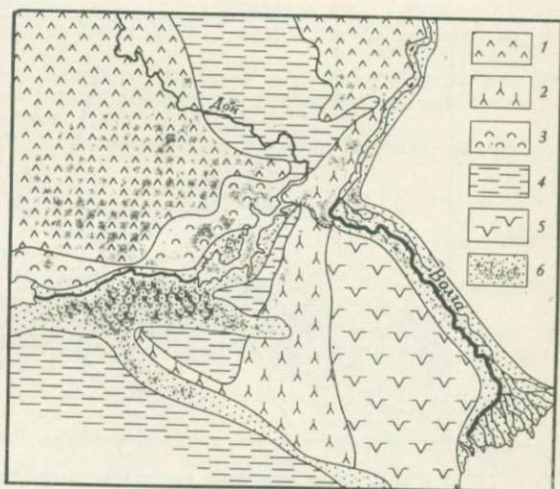
5. *Области четвертичных опусканий.* Характеризуются длительным унаследованным опусканием, сохранившимся в четвертичное время (Прикаспийская синеклиза). Мощность покрова четвертичных отложений 100—200 м. Четвертичные опускания не компенсированы последующими восходящими движениями, что находит отражение в образовании аккумулятивных равнин с незначительным эрозионным расчленением, расположенных ниже уровня моря.

6. *Прогибы.* Области линейно вытянутых погружений вдоль линий разломов фундамента, омоложенных в неотектонический этап развития. Длительное опускание сопровождалось накоплением фациально различных типов отложений плиоцен-четвертичного возраста: морских, лагуновых, озерных и континентальных. В голоцене прогибы были вовлечены в общее региональное поднятие, что нашло отражение в формировании серии террас в Маньчском, Нижне-Донском и Нижне-Волжском прогибах.

Глыбовое строение и его неотектоническое значение. Глыбовое строение земной коры с выделением линий разломов субширотного и субмеридионального направлений установлено для Кавказа и Предкавказья (Милановский, Хаин, 1963) и прослежено Г. А. Масляевым (1964) для Предкавказья и южной части рассматриваемой нами территории. Г. А. Масляев обратил внимание на большое значение блоковой тектоники для строения платформенного чехла Предкавказья и формирования нефтяных и газовых месторождений.

Рис. 1. Схема неотектонического районирования Волго-Донских равнин

1 — области доплиоценового поднятия; 2 — области плиоцен-четвертичных неравномерных (дифференцированных) поднятий; 3 — области плиоцен-четвертичных поднятий; 4 — области плиоцен-четвертичных унаследованных опусканий; 5 — области плиоцен-четвертичных опусканий с локальными поднятиями отдельных структур, впадинами и прогибами среди них; 6 — области неотектонических прогибов с преобладающими опусканиями в плиоцен-четвертичное время и последующими слабыми поднятиями



Наиболее отчетливо глыбовое строение проявляется в линейных элементах неотектонической структуры, в расположении прогибов. Нижне-Волжский и Маньчжурский прогибы имеют выдержанное северо-западное, юго-восточное направление, а Нижне-Донской прогиб протягивается с северо-востока на юго-запад. Вдоль северной части Азовского моря протягивается Северо-Приазовский прогиб субширотного направления. Условия геологического строения и история развития названных прогибов указывают на активность неотектонических движений по линиям разломов глубокого заложения, разбивающих фундамент и платформенный чехол. В то же время вдоль этих линий разломов в неотектонический этап развития происходили активные движения, нашедшие отражение в накоплении четвертичных отложений большой мощности. Все пространство Волго-Донских равнин можно рассматривать как систему различного размера глыб, разделенных линиями разломов фундамента и платформенного чехла.

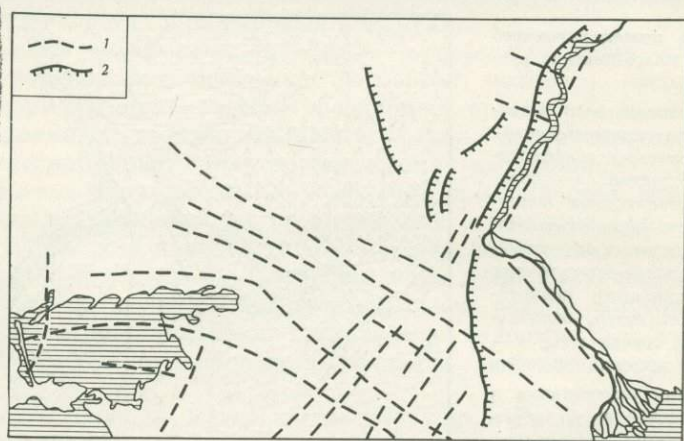
Некоторые из линейных элементов неотектонической структуры четко отражены в морфологии поверхности. Примерами могут служить Ергенская и Волгоградская флексуры, образующие крутопадающие склоны на восточной границе Ергеней и Приволжской возвышенности. Вместе с названными прогибами они служат наиболее отчетливыми морфологическими границами отдельных неотектонических морфоструктур.

Другие линии разломов проявляются изменениями мощности плиоцен-четвертичных отложений. С ними связаны отдельные впадины, заполненные четвертичными отложениями большой мощности. Примерами неотектонических движений по разломам служат впадины среди Маньчжурского прогиба.

Интересным примером наиболее молодого проявления движений по линиям разломов в голоценовое время является дно Азовского моря. Разлом, идущий в восточной его части, морфологически и геологически выра-

жен приуроченностью к нему древней долины р. Дона с повышенной мощностью голоценовых отложений. Изучение скоростей тектонических движений на дне Азовского моря в голоцене показало, что область наибольших значений скоростей голоценовых движений (опускания более 3 мм/год) приурочена к линии разлома, идущей на север от Керченского пролива.

Сопоставление градиентов скоростей голоценовых движений в северной части Азовского моря указывает на значительное их увеличение вблизи линий разломов, известных в северной прибрежной области (рис. 2).



Р и с. 2. Схема глыбовой структуры Волго-Донских равнин

1 — линии разломов фундамента и платформенного чехла; 2 — флексуры

Сопоставляя геологическое, новейшее тектоническое и морфологическое проявления разломов, можно сделать вывод, что в течение всего неотектонического этапа по ним происходили движения с разной скоростью и в разном направлении. При современном состоянии изученности этого вопроса можно говорить о разной тектонической активности отдельных разломов до голоценовой их тектонической активности включительно. Согласно Г. А. Масляеву (1964), амплитуда движений по линиям разломов в плиоцен-четвертичное время достигала 100 м.

Неотектонические прогибы можно рассматривать как наиболее значительные и в то же время наиболее активные пограничные структуры между отдельными блоками, характеризующимися разным направлением и разной скоростью неотектонических движений. Внутри отдельных блоков, ограниченных крупными линиями тектонических нарушений, в свою очередь существует система более мелких и, возможно, и более молодых нарушений платформенного чехла и фундамента с неравномерным движением глыб второго порядка.

Отмечается, что наибольшей раздробленностью и наиболее мелким дроблением на отдельные блоки отличаются вал Карпинского и краевая часть Русской платформы на границе ее со Скифской (Предкавказской) платформой. Следовательно, блоковая тектоника, обусловленная дроблением и разломами фундамента и платформенного чехла, имеет определяющее значение для неотектонической структуры рассматриваемой территории. Активность неотектонических движений по линиям разломов разной глубины заложения и разного возраста осуществлялась в течение всего неотектонического этапа развития до голоцена включительно.

Связь блоковой тектоники с современными движениями и возможная обусловленность ею распределения нефтяных и газовых залежей — важные факторы, которые необходимо учитывать при изучении неотектонического проявления блоковых движений среди Волго-Донских равнин.

ЛИТЕРАТУРА

- Горелов С. К. О новейшей тектонической активности локальных структур Юго-Востока Русской равнины.— В сб.: Геоморфол. и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.
- Горелов С. К., Цыганков А. В. Особенности проявления новейших тектонических движений и их связь со структурами осадочного чехла и поверхностью кристаллического фундамента в районе Саратовско-Волгоградского Поволжья.— Материалы по тектонике Нижн. Поволжья. Л., 1962.
- Масляев Г. А. Новые данные по геоморфологии и новейшей тектонике Южных Ергеней.— Докл. АН СССР, 1954, 99, № 4.
- Масляев Г. А. Неотектоника Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 5.
- Масляев Г. А. О блоковом строении фундамента Предкавказья.— Геол. и перспективы нефтегазоносн. некоторых районов СССР.— Труды треста Союзбургаз, 1964, вып. 4.
- Милановский Е. Е. Основные вопросы новейшей тектоники Кавказской области.— В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. «Наука», 1964.
- Милановский Е. Е., Ханин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Преображенский В. С. Новейшие и современные тектонические движения Донецкого кряжа.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1954, № 3.
- Проничева М. В. О проявлении новейшей тектоники в Северном Прикаспии.— Геология нефти, 1957, № 3.
- Проничева М. В. Новейшая тектоника западной части Прикаспийской впадины.— Материалы по тектонике Нижн. Поволжья. Л., 1962.
- Сафронов И. Н. Неотектонические движения Северного Кавказа и их роль в формировании рельефа этой области.— Материалы по региональной тектонике СССР. «Недра», 1954.
- Цыганков А. В. Основные черты морфоструктуры Нижнего Поволжья.— Труды ВНИИНГ, 1962, вып. 1.
- Цыганков А. В. Основные черты геоморфологии северных Ергеней и Прицимлянского района.— Материалы по геоморфол. и новейш. тектонике Урала и Поволжья, вып. 1. Уфа, 1962.
- Якушова А. Ф. О новейших движениях земной коры в области Северо-Западного и Западного Прикаспия.— Вестник МГУ, 1955, 10.
- Якушова А. Ф. Неотектоника Восточного и Центрального Предкавказья.— Сов. геология, 1960, № 8.
- Якушова А. Ф. История новейшего геологического развития Восточного Предкавказья и Северо-Западного Прикаспия.— Структурно-геоморфол. исслед. в Прикаспии. Л., 1962.
- Якушова А. Ф., Сягаев Н. А., Чистяков А. А. Методика и некоторые результаты структурно-геоморфологических исследований в Восточном Предкавказье и Северо-Западном Прикаспии.— Структурно-геоморфол. исслед. в Прикаспии. Л., 1962.

А. А. СВИТОЧ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТОНИКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Известно, что общая методика неотектонических исследований в зависимости от геолого-геоморфологического строения различных регионов имеет свои особенности.

Основные геолого-геоморфологические черты Центрального Прикаспия обусловлены его положением в центре Прикаспийской впадины, структуры с длительным унаследованным опусканием и активной соляной тектоникой, predetermined наличием в разрезе толще кунгурской соли. Гидрохимические осадки перекрыты мощной серией осадочных образований, венчающихся покровом плиоцен-четвертичных отложений, составляющих верхний (неотектонический) структурный этаж Прикаспийской впадины. С поверхности рассматриваемая территория представляет собой плоскую аккумулятивную равнину, почти не затронутую эрозийными процессами.

Указанные особенности строения Центрального Прикаспия обуславливают широкое применение в комплексе неотектонических исследова-

ний анализа мощностей, геофизических материалов и количественных методов изучения рельефа. Возможности использования тех или иных методов зависят не только от специфики данной территории, но и от ее геологической изученности.

Первоначально для неотектонического анализа Центрального Прикаспия в основном применялся геоморфологический метод как более доступный и менее трудоемкий. Используя его, И. П. Герасимов (1951), а впоследствии Ю. А. Мещеряков и М. П. Брицина (1954) выделили ряд крупных неотектонических структур и предложили классификацию куполов по их выраженности в рельефе. В дальнейшем после получения материалов мелкого бурения М. В. Проничевой (1957) и А. Г. Доскач (1957) для изучения неотектоники применялся анализ мощностей отдельных ярусов четвертичных отложений или их суммарных значений. К настоящему времени получены материалы, позволяющие рассматривать весь неотектонический этап развития Центрального Прикаспия начиная с плиоцена и до наших дней. Мы кратко коснемся трех методов неотектонических исследований Центрального Прикаспия: анализа мощностей, геофизических и геоморфологических данных.

Анализ мощностей. Развитие в пределах Центрального Прикаспия мощной (в среднем 400—500 м) толщи преимущественно морских плиоцен-четвертичных образований очень благоприятствует использованию метода мощностей для изучения неотектоники этой территории. Однако при анализе мощностей покровных отложений необходимо учитывать, что их распределение зависит от трех причин: регионального тектонического плана, активности локальных структур и характера погребенного рельефа. Не принимая этого во внимание при тектонических построениях, можно допустить серьезные ошибки.

Влияние региональных структур сводится к относительно равномерно увеличению мощностей плиоцен-четвертичных отложений от периферических частей впадины к ее центру, что было уже отмечено многими исследователями (Васильев, 1964; Жуков, 1945; Журавлев, 1960; Неволлин, 1962).

Труднее приходится с учетом воздействия на мощности активности куполов и мульд, поскольку для изучения структур более крупных порядков влияние соляной тектоники необходимо исключить. Дело усугубляется и тем, что ряд геологов (Айзенштадт, 1958; Долицкий, 1962; Казаков и др., 1958) на основании юрских и меловых разрезов Эмбы отрицают факт первичного изменения мощностей в зависимости от активности локальных структур, в наблюдаемые уменьшения мощностей на сводах куполов объясняют последующими размывами. Материалы, полученные по плиоцен-четвертичным образованиям Центрального Прикаспия, свидетельствуют о том, что влияние новейшей активности локальных структур на мощности покровных отложений имеет прямой характер: чем активнее структура, тем значительнее первичное изменение мощностей. Так, в ряде активных мульд в районе Новой Казанки установлено увеличение мощностей плиоцен-четвертичных отложений до 1000 м и более, а на соседних растущих куполах уменьшение их до десятков метров. Материалы детальной корреляции скважин, проведенной сотрудниками Западно-Казахстанской экспедиции треста Союзбургаз, указывают на различный характер изменения мощностей покровных отложений по разрезу, сокращающихся за счет выпадения отдельных его частей или же путем равномерного уменьшения мощностей всех пачек разреза. Отмеченная зависимость колебания мощностей от активности локальных структур существенна и для изучения куполов и мульд, поскольку дает возможность использовать анализ мощностей не только для установления длительности и глубины стратиграфических перерывов, но и для изучения активности структур во время накопления осадков.

Значительное влияние на мощности покровных образований имеет погребенный рельеф и в первую очередь доакчагыльский. Для рассматриваемой территории достоверно установлено существование значительно расчлененного, погребенного под плиоцен-четвертичными отложениями рельефа (Кожевников, 1964) с относительными превышениями, достигающими 100 м и более, с развитой эрозионной сетью и системой замкнутых котловин. Погребенные отрицательные формы обычно приурочены к выходам на доакчагыльскую поверхность относительно малостойких к процессам денудации пород, часто находящихся на сводах активных в доакчагыльское время куполов. Осадки акчагыльской и в меньшей степени апшеронской трансгрессий перекрыли и полностью выполнили погребенный рельеф, тем самым образовав в депрессиях морского дна избыток мощностей нетектонического происхождения.

Значительно менее расчлененный рельеф был выработан в предбакинское время, а в последующие эпохи частично перекрыт осадками четвертичных трансгрессий Каспия. Таким образом, погребенный рельеф Центрального Прикаспия оказывает наибольшее влияние на распределение мощностей акчагыльских отложений и меньшее на распределение апшеронских и четвертичных осадков.

В заключение по анализу мощностей отметим, что эффективность его применения теснейшим образом связана с правильным стратиграфическим расчленением разреза, поскольку необходимо сопоставлять мощности только генетически однородных и одновозрастных (Гарецкий, Яншин, 1960) образований. Для покровных отложений Центрального Прикаспия можно отметить три «стратиграфические проблемы»: возраст и генезис сыртовых отложений, возраст континентальных образований, встреченных в основании акчагыла и между морскими апшеронскими и бакинскими осадками.

Сыртовые отложения, как установлено в последние годы, широко развиты в пределах западной части Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия, куда они заходят из районов Саратовского Заволжья. К настоящему времени по поводу возрастного положения сыртовых образований существуют самые различные и часто взаимно исключающие воззрения. Причем от принятия того или иного взгляда на происхождение и возраст сыртов в сильной степени зависят и наши представления о распределении мощностей четвертичных и апшеронских отложений по площади. До решения вопроса стратификации сыртовых отложений можно предложить два пути использования метода мощностей для неотектонических построений района их распространения: анализ суммарных плиоцен-четвертичных образований или же отдельный анализ мощностей сыртовых и нормальных морских древнекаспийских осадков.

Аналогичная возрастная проблема характерна и для двух других упомянутых образований.

Геофизические методы. Наличие в осадочном разрезе Центрального Прикаспия пород с различными плотностными и акустическими свойствами способствует широкому применению гравиметрии и сейсмике для целей неотектоники.

Анализ распределения силы тяжести уже давно косвенно использовался для изучения новейшей активности соляных куполов, где применялся для их выявления. В настоящее время делаются попытки и прямого использования вариометрических наблюдений для анализа новейшей активности локальных структур.

Все большее значение приобретают сейсмические методы изучения неотектоники Центрального Прикаспия, в частности метод отраженных волн (МОВ), позволяющий довольно точно устанавливать конфигурацию структур; выяснять региональное и локальное распределение мощностей суммарных плиоцен-четвертичных отложений и трассировать осложняю-

щие их разрывные нарушения. Использование МОВ основано на изучении характера отражений, полученных в покровных образованиях. При детальном сейсмическом исследовании работ среди плиоцен-четвертичных отложений прослеживается ряд устойчивых коррелирующихся площадок, иногда индексируемых как горизонт А. Отражения, полученные в покровной толще, в отличие от сейсмических площадок в нижележащих породах обычно строго горизонтальны и лишь на крыльях активно развивающихся структур имеют слабый наклон. Важное значение при использовании МОВ имеет стратификация сейсмогоризонтов, поскольку она дает возможность не только устанавливать неоструктуры и их морфологию, но и рассматривать историю развития куполов и мульд во времени.

Изучение суммарных мощностей плиоцен-четвертичных отложений методом МОВ проводится по системам взаимно увязанных сейсмических профилей при обязательной стратиграфической привязке отражающих горизонтов.

Молодые разрывные нарушения устанавливаются по прекращению непрерывного коррелирования, а часто и по угловому утыканию сейсмоплощадок, прослеживаемых в покровной толще.

Геоморфологические методы. Из традиционных методов неотектонических исследований на территории Прикаспия геоморфологические методы самые старые. Особенности поверхности Центрального Прикаспия предопределили большую эффективность относительно точных способов изучения рельефа, так или иначе связанных с количественным анализом. Из применяющихся в Центральном Прикаспии к ним относятся: продольное профилирование речных уровней, детальное геоморфологическое профилирование, повторные нивелировки и морфометрический анализ.

Продольное профилирование речных уровней проводится для изучения локальных структур, активность которых ими чутко улавливается и отражается в деформациях поверхности. Трудности профилирования террас заключаются в определении их относительной высоты, поскольку на речках Центрального Прикаспия, как правило, отсутствует единое зеркало воды и построено много плотин. В таких условиях замеры высоты террас делаются или от дна реки с учетом его рельефа, или от уреза воды с соответствующими поправками на искусственное подпруживание.

Детальное геоморфологическое профилирование проводится по заранее выработанным направлениям, секциям предполагаемые неоструктуры. Материалами для составления профилей являются крупномасштабные топокарты, фотосхемы, наземные и аэровизуальные наблюдения.

Точные методы определения современной активности локальных и более крупных структур в пределах рассматриваемой территории, к сожалению, применялись только по трассе железной дороги Сызрань — Астрахань и в районе оз. Баскунчак (Мещеряков, Брицина, 1954; Певнев, 1961), где проводились повторные высокоточные нивелировки. На основании этих данных получены интересные результаты по современной активности территории, расположенной вдоль трассы нивелирования.

Морфологический анализ применяется для изучения локальных структур Центрального Прикаспия, поскольку большая часть куполов этой области визуально в рельефе не выражена или почти не выражена. Метод заключается в среднеарифметическом подсчете абсолютных высот локальных структур и сравнительном анализе полученных результатов. При этом при статистической обработке принимаются во внимание только одновозрастные элементы рельефа.

Следует отметить, что для значительной территории Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия в настоящее время появилась возможность изучения локальных структур, выявленных по сейсмическим и гео-

логическим данным, а не по аномалиям силы тяжести, что существенно различно.

В заключение отметим, что рассмотренными анализами мощностей, геофизических данных и количественными исследованиями рельефа, конечно, не исчерпывается комплекс методов изучения неотектоники Центрального Прикаспия. Указанные способы являются, на наш взгляд, лишь более действенными. В этой связи уместно также упомянуть о таком классическом методе тектонических исследований, как палеогеографический анализ. Имеющиеся материалы по плиоцен-четвертичным отложениям Центрального Прикаспия позволяют использовать палеогеографические построения для целей неотектоники.

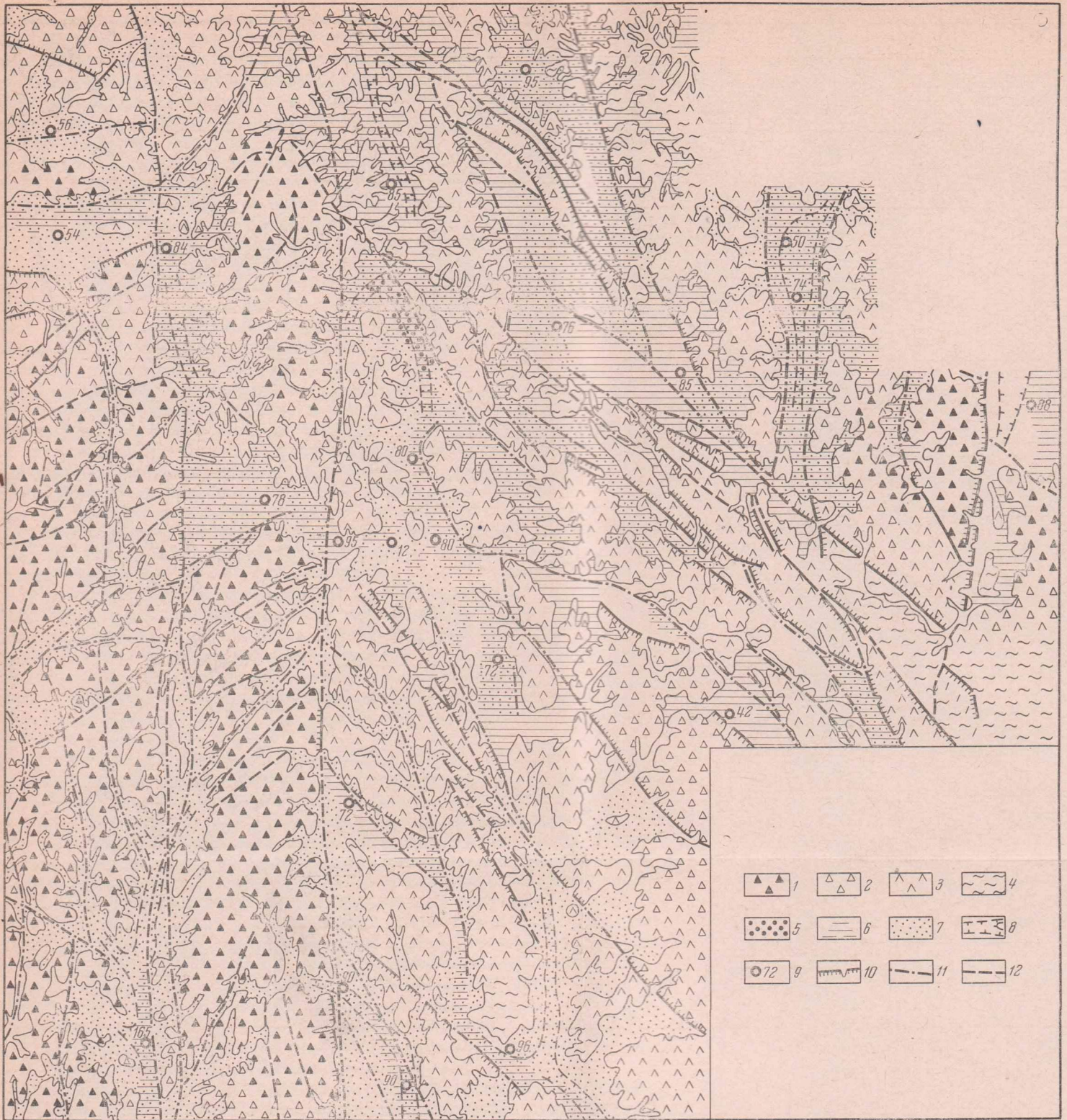
ЛИТЕРАТУРА

- Айзенштадт Г. Е. К истории тектонического развития Прикаспийской впадины.— Труды ВНИГРИ, 1958, вып. 10.
- Васильев Ю. М. Антропоген Южного Заволжья.— Труды ГИН, 1964, вып. 49.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы изучения тектонических структур, вып. 4, Изд-во АН СССР 1960.
- Герасимов И. П. Географические наблюдения в Прикаспии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
- Долицкий В. А. Некоторые особенности строения соляных куполов Прикаспийской синеклизы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 6.
- Доскач А. Г. К вопросу о факторах образования рельефа Прикаспийской низменности.— Труды Комиссии по изучен. четвертич. периода, 1957, 13.
- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины.— В кн.: Проблемы Западного Казахстана, т. 2. Изд-во АН СССР, 1945.
- Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы.— Труды ГИН, 1960, вып. 42.
- Казаков М. Н. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. Гостоптехиздат, 1958.
- Кожевников И. И. Солянокупольная тектоника междуречья Урала и Волги по данным комплексного геологического картирования.— Труды треста Союзбургаз, 1964, вып. 4.
- Мещеряков Ю. А., Брицина М. П. Геоморфологические данные о новейших тектонических движениях в Прикаспийской низменности.— В кн.: Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности. Изд-во АН СССР, 1954.
- Неволин Н. В. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. Гостоптехиздат, 1962.
- Певнев А. К. Результаты повторного нивелирования в районе Баскунчакского соляного купола.— В сб.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. Изд-во АН СССР, 1961.
- Проничева М. В. Мощность четвертичных отложений как показатель новейших тектонических движений Прикаспийской низменности.— Тезисы докл. конф. по изучен. четвертич. периода. Изд-во АН СССР, 1957.

Е. И. БАБАК, **РЕЛЬЕФ И НЕОТЕКТОНИКА**
Э. К. ПАЙСОВА **ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКОГО НАГОРЬЯ**
 (ВОДОРАЗДЕЛ РЕК ИРТЫШСКОГО,
 БАЛХАШСКОГО И НУРИНСКОГО БАССЕЙНОВ)

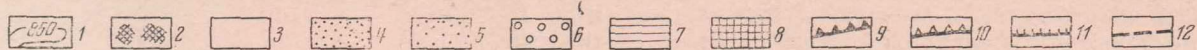
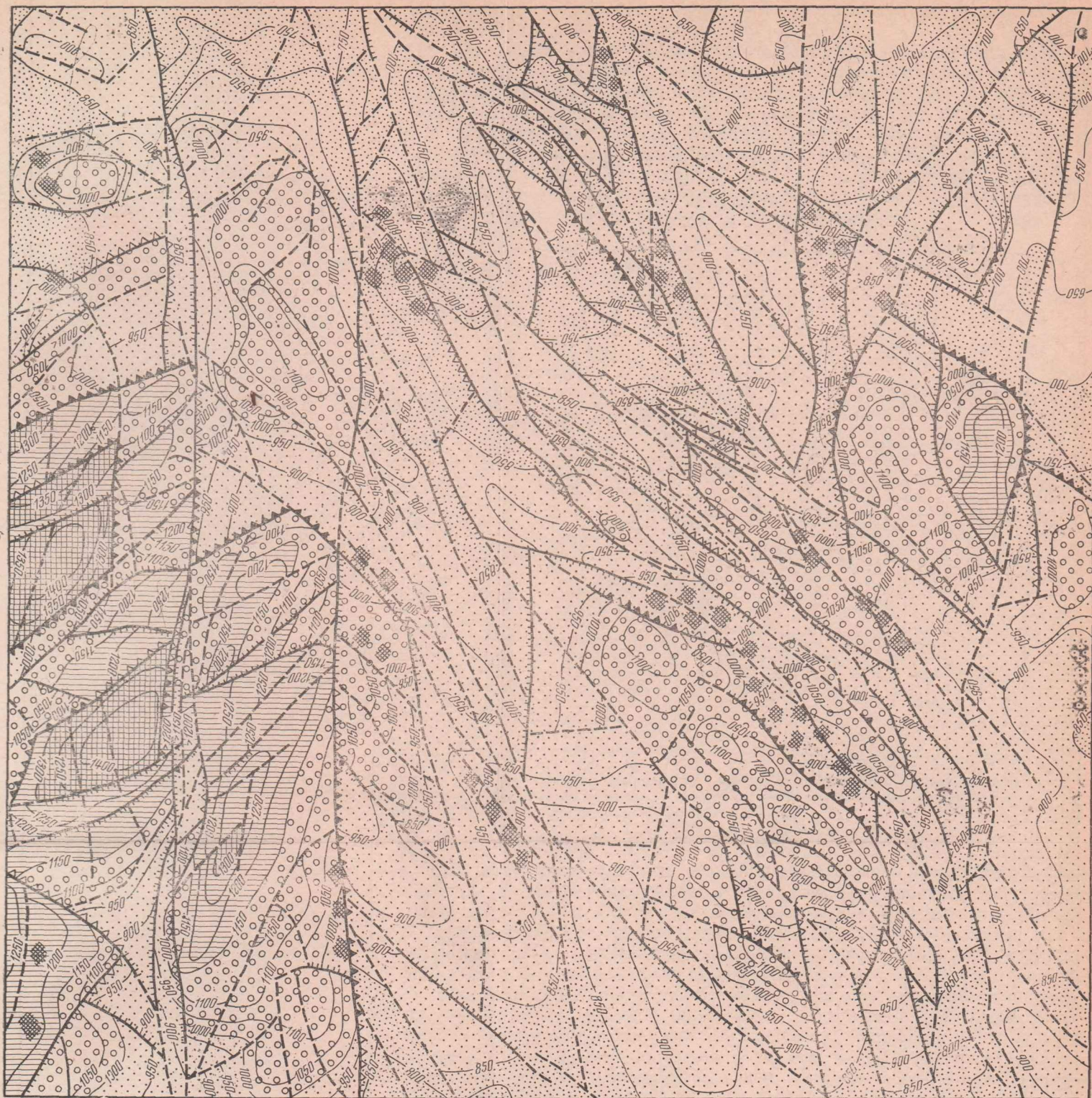
Главный водораздел рек Иртышского, Балхашского и Нурина бассейнов представляет собой обширную, вытянутую в субширотном направлении пологую возвышенность, достигающую юго-восточнее г. Каркаралинска максимальной высоты 1559 м. Район, о котором будет идти речь, расположен в центральной наиболее возвышенной части водораздела (рис. 1).

Тектоническая основа данного участка весьма разнородна. Он располагается на стыке палеозойских структур разного простирания и времени



Р и с. 2. Схематическая геоморфологическая карта

Эрозионно-тектонический рельеф водораздельных пространств: 1 — низкогорье и среднегорье с относительными повышениями рельефа более 200 м; 2 — высокий мелкосопочник с амплитудами вертикального расчленения 100—200 м; 3 — низкий мелкосопочник с амплитудами вертикального расчленения 50—100 м; 4 — денудационная полого-холмистая равнина. Древние долины и другие эрозионно-тектонические депрессии, выполненные: 5 — верхнеплиоценовыми галечниками и песками; 6 — зеленовато-серыми озерно-аллювиальными глинами аральской свиты; 7 — красно-бурыми делювиально-пролювиальными глинами павлодарской свиты; 8 — прослеженные бурением главнейшие ложбины стока верхнеплиоценового возраста, выполненные аллювиальными песками селетинской свиты; 9 — максимальные суммарные мощности кайнозойских отложений по буровым данным (в м); 10 — выраженные в рельефе уступы тектонического происхождения (штрихи нанесены со сторон уступов); 11 — омоложенные в кайнозое разрывные нарушения, установленные или предполагаемые под покровом неогеновых и четвертичных отложений по буровым данным, геологическим и геоморфологическим признакам; 12 — предполагаемые малоамплитудные разрывные нарушения и трещины, выраженные в рельефе в виде прямолинейных отрезков долин



Р и с. 3. Схематическая структурная карта суммарных неотектонических деформаций донеогеновой поверхности выравнивания

1 — изолинии равных высот донеогеновой поверхности выравнивания (проведены через 50 м); 2 — районы с сохранившейся местами корой выветривания верхнепалеогенового возраста; ступени высот: 3 — менее 700 м, 4 — 700—850 м, 5—850—1000 м, 6—1000—1150 м, 7—1150—1300 м, 8 — свыше 1300 м; разрывные нарушения с амплитудами вертикального смещения: 9 — свыше 150 м, 10—100—150 м, 11—50—100 м, 12 — менее 50 м (штрихи направлены в сторону опущенного крыла)

Об особенностях новейшей тектонической структуры водораздела можно судить, проследивая деформации, которые испытала древняя (доверхнеолигоценовая) поверхность выравнивания. С сохранившимися местами от размыва участками этой поверхности выравнивания связано развитие остатков кремнисто-каолиновой коры выветривания. Современное распространение древней коры выветривания показано на рис. 3. Имеющийся фактический материал позволяет говорить об едином главном уровне древнего пенецлена доолигоценового возраста, деформированного новейшими тектоническими движениями. Об этом можно судить, проследивая постепенные переходы от слабо расчлененных участков денудационного рельефа с хорошо сохранившейся корой выветривания к относительно более приподнятым районам, где кора выветривания встречается лишь в виде изолированных пятен. Наконец, в пределах наиболее возвышенного и расчлененного низкогорного рельефа кора выветривания обычно почти полностью уничтожена последующей эрозией. Однако и здесь древний пенецлен четко прослеживается в виде «вершинной» поверхности, совпадающих по высоте и сливающихся в единый уровень водоразделов, горных вершин и холмов, над которыми возвышаются лишь изолированные останцевые возвышенности — монадноки.

Кроме плавных изгибов древней поверхности выравнивания, широко распространены дизъюнктивные дислокации. Омоложенные в новейшее время палеозойские разрывные нарушения ограничивают участки распространения коры выветривания, залегающие на различных гипсометрических уровнях. В грабенах кора выветривания погребена под неогеновыми и четвертичными отложениями. На относительно приподнятых блоках коры выветривания, сохранившаяся в редких случаях от размыва, залегает на значительной высоте среди участков сильно расчлененного пенецлена, обычно лишённого рыхлого покрова.

От величины относительных поднятий отдельных участков зависят абсолютные отметки рельефа, амплитуды вертикальных превышений, интенсивность эрозионного расчленения, крутизна склонов и т. п.

Проследивание на площади участков горного и мелкосопочного рельефа, отличающихся по амплитудам вертикального расчленения, позволяет установить закономерности пространственного размещения основных морфоструктур изученного района, т. е. новейших тектонических структур, выраженных в рельефе.

Из анализа (рис. 2) выявляются, например, резкие различия западной и восточной частей изученного района, ограниченных меридиональным Карадон-Темиршинским разломом. На западе, в пределах Токрауского синклинория, распространены массивы низких гор прямолинейных очертаний, вытянутые преимущественно в меридиональном направлении. Древние долины и их притоки, как правило, приурочены к омоложенным палеозойским разломам субмеридионального и северо-восточного простираний. Глубина древних долин от поверхности плоских водоразделов до подошвы выполняющих их отложений аральской и павлодарской свит (миоценов) 400—500 м. Суммарная мощность кайнозойских отложений в долинах 70—165 м. На склонах древних долин местами наблюдаются ступенеобразные перегибы, которые В. Ю. Малиновский (1964) склонен трактовать как следы эрозионных циклов палеогенового, а возможно, и верхнемелового возраста. Если это так, то в пределах описываемого участка расчленение древнего пенецлена и формирование древних долин могли проявляться уже в доверхнеолигоценовое время.

Восточнее Карадон-Темиршинского глубинного разлома в пределах Акбастауского антиклинория (на севере) и Балхашского синклинория (на юге) преобладают массивы мелкосопочного нагорья, чередующиеся с участками денудационных равнин. Участки мелкосопочника и разделяющих их древних долин имеют, как правило, северо-западное простирание.

ние, представляя собой в плане серию кулисообразно расположенных линзовидных блоков или вытянутых резко выраженных в рельефе гряд, чередующихся с узкими грабенообразными впадинами.

Древние долины врезаны по отношению к водоразделам менее значительно, в среднем на 100—200 м, а суммарная мощность кайнозойских отложений редко достигает 95 м, обычно составляя 30—40 м.

Как видно из рис. 2, массивы мелкосопочника и низких гор, как правило, отделяются от участков аккумулятивного рельефа прямолинейными границами, очень часто представляющими собой выраженные в рельефе уступы тектонического происхождения. О дизъюнктивной природе этих границ, являющихся омоложенными палеозойскими разломами, свидетельствует ряд геологических и геоморфологических данных: перепады мощностей и выпадение из разреза отдельных свит неогеновых и четвертичных отложений по обе стороны от разломов, пересекающих древние долины; разновысотное положение древней поверхности выравнивания и коры выветривания и пр.

Известно, что многие геологи-съемщики, уделяющие основное внимание геологии палеозоя, склонны отрицать омоложение древних разломов, объясняя наличие уступов различиями в литологическом составе коренных пород. В условиях преимущественной денудации области Иртышско-Балхашского водораздела на протяжении четвертичного периода установление прямых признаков неоген-четвертичных смещений по разломам действительно затруднено.

Тем не менее прослеживание молодых разрывных нарушений по простиранию позволяет убедиться в том, что наличие тектонических уступов, иногда сильно расчлененных, связано не с различиями в литологическом составе пород, а обусловлено относительно небольшими перемещениями блоков земной коры, так как в приподнятых крыльях наряду с породами, устойчивыми по отношению к процессам денудации, широко распространены и легко размываемые породы. Кроме того, разломы очень часто разделяют разновозрастные отложения одного и того же состава. В благоприятных условиях можно наблюдать прямые геологические доказательства недавних подвижек: смещения и разрывы четвертичных шлейфов, конусов выноса и террас, зеркала скольжения и тектониты в кайнозойских отложениях (Козловский, 1963; Бабак, 1964₁).

Имеющийся фактический материал позволяет говорить о четком выражении в современном рельефе главных элементов новейшей тектонической структуры. Второстепенные же детали рельефа проявляют тесную зависимость от особенностей геологического строения и литологического состава коренных пород. Наиболее распространенными формами низкогорного рельефа являются гряды — вытянутые в плане возвышенности с пологохолмистыми водоразделами и крутыми склонами, развитые, как правило, на более или менее однородных полого залегающих эффузивах и иногда на интрузивных породах. Разновидностью гряд являются куэстоподобные и столовые возвышенности, бронированные покровами лав. Наиболее распространенными типами водораздельного мелкосопочника, помимо гряд, являются моноклинальные гребни и гривы, вытянутые по простиранию слоистых эффузивно-осадочных толщ, а также сглаженные увалы и холмы, развитые преимущественно на однородных по свойствам песчаниках и алевролитах. На породах, отличающихся неравномерной прочностью (гидротермально измененные окварцованные лавы кислого состава, субвулканические тела и т. п.), развиты округлые конические сопки — «шоку». Наиболее разнообразные формы рельефа связаны с выходами на дневную поверхность сильно трещиноватых гранитов верхнепалеозойского возраста, для которых характерны крутые, местами обрывистые склоны прорезающих их долин, причудливые очертания вершин, увенчанных пиками, пирамидами, столбами и другими фигурами выветривания.

В неогене произошло заполнение древних долин и эрозионно-тектонических впадин отложениями аллювиально-озерного и делювиально-пролювиального происхождения. Строению и истории формирования древних долин посвящена специальная статья (Бабак, Паисова, 1956). Поэтому здесь мы ограничимся лишь кратким изложением основных выводов относительно происхождения древних долин.

Как видно из рис. 2, на котором показано распространение выполняющих понижения древнего рельефа кайнозойских отложений, древние долины представляют собой преимущественно эрозионные формы рельефа, образуя разветвленную гидросеть, выработанную, как правило, по линиям разрывных нарушений.

Отдельные отрезки древних долин бывают также приурочены к тектоническим опущенным участкам, например к грабенам. Однако во всех случаях в связи с общей приподнятостью региона долины врезаются в поверхность деформированного пенецлена, и кора выветривания в тектонических впадинах, использованных гидросетью, сохраняется редко, обычно в наиболее опущенных блоках. Напротив, в грабенах, не использованных или слабо использованных гидросетью, занимающих иногда даже более высокое гипсометрическое положение, кора выветривания широко распространена.

Древние долины были заложены и в основном выработаны в верхнем олигоцене, хотя отложения предположительно верхнеолигоценового возраста, представленные галечниками и песками небольшой мощности, известны лишь в одном пункте, в тектонически опущенном участке долины р. Тундыка в северной части изученной территории (см. рис. 2).

Дифференцированные тектонические движения продолжались в неогене, что, по-видимому, и привело к выявляющимся по буровым данным значительным деформациям подошвы миоценового аллювия, а также к распаду гидрографической сети на ряд озерных водоемов, соединявшихся речными протоками. При этом зоны, испытавшие в среднем миоцене относительные прогибания, представляют собой области максимального распространения аральской свиты, выполнявшей приуроченные к этим районам тектонические впадины и участки древних долин и их притоков (см. рис. 2, северо-восточная часть района). В зонах относительных поднятий аральская свита наблюдается лишь в узких каньонах, врезаемых в плоские днища древних долин, заполненных более молодыми по возрасту отложениями (см. рис. 2, южная и западная части района).

В эпоху формирования красноцветной павлодарской свиты (верхний миоцен — нижний и средний плиоцен) в древних долинах происходило, по-видимому, повсеместное накопление сильно отличающихся по мощности (от 10 до 80 м) делювиально-пролювиальных слившихся конусов выноса и шлейфов.

Аллювиальные фации соответствующего возраста, аналогичные описанным в Прибалхашье и Прииртышье, в пределах изученного района не установлены.

Концентрация линейного стока и накопление песчаного аллювия вновь произошли в верхнем плиоцене. По буровым данным, отложения этого возраста, относимые к селетинской свите, сохранились от последующего размыва лишь на отдельных отрезках древних долин (см. рис. 2), что указывает на продолжающийся дифференцированный характер новейших тектонических движений.

Значительные преобразования в облике рельефа произошли на протяжении четвертичного периода, когда в связи с общими поднятиями водораздела, осложненными дифференцированными движениями отдельных блоков, в условиях сухого климата произошел новый распад гидросети и начали формироваться педименты, распространившиеся от древних долин, являвшихся местными базами эрозии, на прилегающие массивы мелко-

сопочника. Особенно интенсивно эти процессы протекали в нижнем и среднем плейстоцене (Бабак, 1964₃).

Широкое развитие в области главного водораздела педиментов, генетически тесно связанных с мелкобалочным расчленением массивов мелкосопочника и низких гор, привело к тому, что многие разрывные нарушения третичного возраста, ограничивающие относительно приподнятые и опущенные блоки, оказались сильно расчлененными, потерявшими свежесть форм, характерную для разломов (часто малоамплитудных), по которым происходили более поздние подвижки. Это обстоятельство является еще одной из причин, затрудняющих распознавание неотектонических разрывных нарушений в Центральном Казахстане. Показанные на рис. 2 выраженные в рельефе уступы тектонического происхождения в большинстве случаев представляют собой разломы второй группы с признаками четвертичных подвижек. В основном это разрывные нарушения «чингизского» северо-западного простирания.

Для верхнего плейстоцена характерно формирование слабо врезанной гидрографической сети, наложенной на систему древних долин и тектонических впадин. В голоцене в связи с продолжавшимися дифференцированными движениями блоков преимущественно северо-западного простирания, происходила некоторая перестройка гидросети и образовывались отдельные бессточные котловины.

Итогом проделанной работы является структурная карта (см. рис. 3), на которой при помощи изолиний показано восстановленное на основании имеющегося фактического материала и анализа крупномасштабных топографических карт и аэрофотоснимков современное высотное положение донеогеновой, точнее доверхнеолигоценовой поверхности выравнивания, деформированной новейшими тектоническими движениями¹. На этой карте получили отражение новейшие тектонические структуры земной коры, сформировавшиеся на протяжении верхнего олигоцена, неогена и четвертичного периода. Однако в отличие от обычных неотектонических карт, изолинии, проведенные на ней, не изображают суммарные амплитуды тектонических движений, для установления которых необходимо было бы внести поправку на первичный рельеф, вычитая из полученных значений современного высотного положения останцов пенеплена абсолютные отметки древней поверхности выравнивания в эпоху ее формирования. Такие расчеты, очевидно, можно производить лишь в региональном плане. Учитывая характер палеогеновых отложений в прилегающих синеклизах и палеогеографическую обстановку этого периода, можно предполагать, что такая поправка для изученной территории в целом не должна превышать 200 м. Амплитуды суммарных поднятий в пределах изученного района составляют 550—1200 м, а относительные перемещения исходной поверхности в пределах локальных структур первого порядка — 200—500 м.

Из рис. 3 видно, что важная, если не определяющая, роль в новейшей тектонике района принадлежит развивающимся на фоне пологого свода, каким является описываемый водораздел, разрывным нарушениям, вертикальная амплитуда которых местами более 200 м. Разломы, как правило, имеют шарнирный характер, затухая по простиранию. На продолжении некоторых из них можно наблюдать перемещение блоков противоположного направления. Молодые разрывные нарушения представляют собой омоложенные разломы палеозойского возраста. Причем использованы далеко не все установленные геологическим картированием линии разрывных нарушений, а, по-видимому, те из них, которые обеспечивали разрядку напряжений, возникавших в связи с формированием новейших тектонических структур.

¹ Вопросы методики составления карты кратко освещены в статье В. И. Бабака (1964₂).

Наиболее активны глубинные разломы древнего заложения, которые еще в палеозое служили границами структурно-фациальных зон, различавшихся режимом тектонических движений и характером осадконакопления (Асатуллаев и др., 1964). Выражение их в неотектонике различно. Это либо прямолинейные границы крупных элементов новейшей тектонической структуры (например, зона меридионального Карадон-Темиршинского и параллельного ему Казангапского разломов), либо полосы интенсивного дробления и связанных с ними систем узких грабен и разделяющих их гряд (например, зона Акбастауского разлома, пересекающая изученную территорию по диагонали с северо-запада на юго-восток).

В результате рассмотрения структурной карты (см. рис. 3) возникает ряд вопросов, например, о роли пликативных и дизъюнктивных дислокаций в неотектонике щита, о морфологии и механизме формирования структур разного порядка. Однако решение их выходит за рамки настоящей статьи и может быть выполнено лишь на более обширном материале. В заключение необходимо подчеркнуть, что изученный район, располагающийся на сопряжении активных в кайнозойские глубинных разломов разного простирания, отличается от прилегающих областей Казахского щита не только максимальными амплитудами суммарных неотектонических поднятий, но и степенью раздробленности.

ЛИТЕРАТУРА

- Асатуллаев Н. Р., Беляков Л. В., Дорохов и др. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья (Центральный Казахстан).— Сов. геология, 1964, № 4.
- Бабак В. И. Четвертичные разрывные нарушения в центральной части Иртышско-Балхашского водораздела.— Изв. Высш. учебн. завед., геол. и разв., 1964, № 2.
- Бабак В. И. О применении морфометрических методов при изучении блоковой неотектоники щитов (на примере Иртышско-Балхашского водораздела).— В сб.: Проблемы неотектоники. Тезисы докл. совещ. 19—23 мая 1964 г. М., 1964₂.
- Бабак В. И. Происхождение четвертичных поверхностей выравнивания Восточно-Казахстана.— Изв. Высш. учебн. завед., геол. и разв., 1964, № 8.
- Бабак В. И., Паисова Э. К. Строение и история формирования древних долин Иртышско-Балхашского водораздела.— В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. «Недра», 1966.
- Козловский Г. И. Фрагменты новейшей тектоники хребта Чингиз.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1963, вып. 3 (54).
- Малиновский В. Ю. Геоморфология Иртышско-Балхашского водораздела.— Изв. Высш. учебн. завед., геол. и разв., 1964, № 2.
- Сваричевская З. А. Древний ненеплен Казахстана и основные этапы его преобразования. Изд-во ЛГУ, 1961.

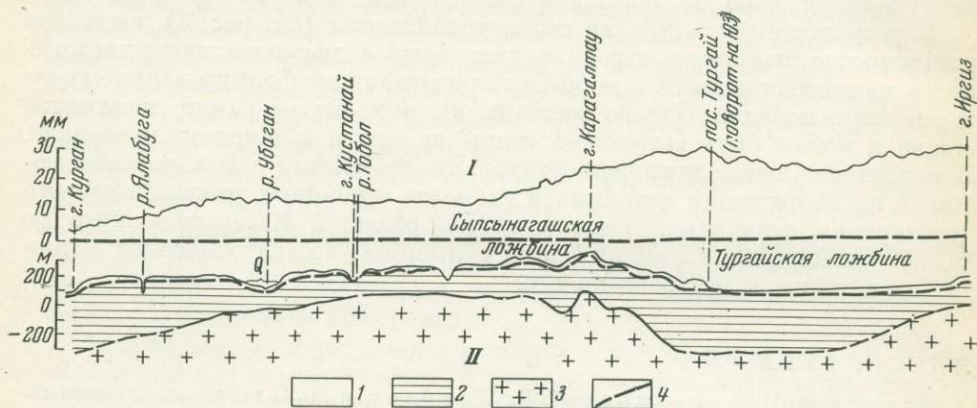
А. Г. ДОСКАЧ **К ВОПРОСУ ОБ ЭТАПАХ
НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА**

Территория Тургайского прогиба, заключенная между восточными подножиями Уральского хребта и Казахстанским мелкосопочником, орографически включает в себя на юге Тургайское плато, а на севере повышенную юго-западную окраину Западно-Сибирской низменности.

В структурном отношении это область мел-палеогенового (точнее верхнеюрско-палеогенового) погружения Турано-Сибирской эпипалеозойской плиты в полосе между двумя сильно денудированными горными сооружениями. Палеозойский фундамент в этой полосе опущен на большую глубину, смят в узкие складки субмеридионального (уральского) простирания, значительно размыт и местами прорван интрузиями. Анализ глубины

залегания кровли фундамента позволил выделить (Быков, 1948) в пределах прогиба несколько сдвинутую к северу поднятую зону, имеющую почти широтное простирание и названную Кустанайским валом (рис. 1). В обе стороны от этого вала кровля палеозоя погружается, образуя на юге Тургайскую впадину, а на севере переходя к Западно-Сибирской впадине.

Мезо-кайнозойский платформенный осадочный чехол в пределах прогиба разделяется (Ростовцев и др., 1958; Михайлов, Петровская, 1959) на три комплекса, три структурных этажа: нижний T_3-J_2 , средний $J_3-Pg^1_3$



Р и с. 1. Структурно-геоморфологический профиль Тургайского прогиба

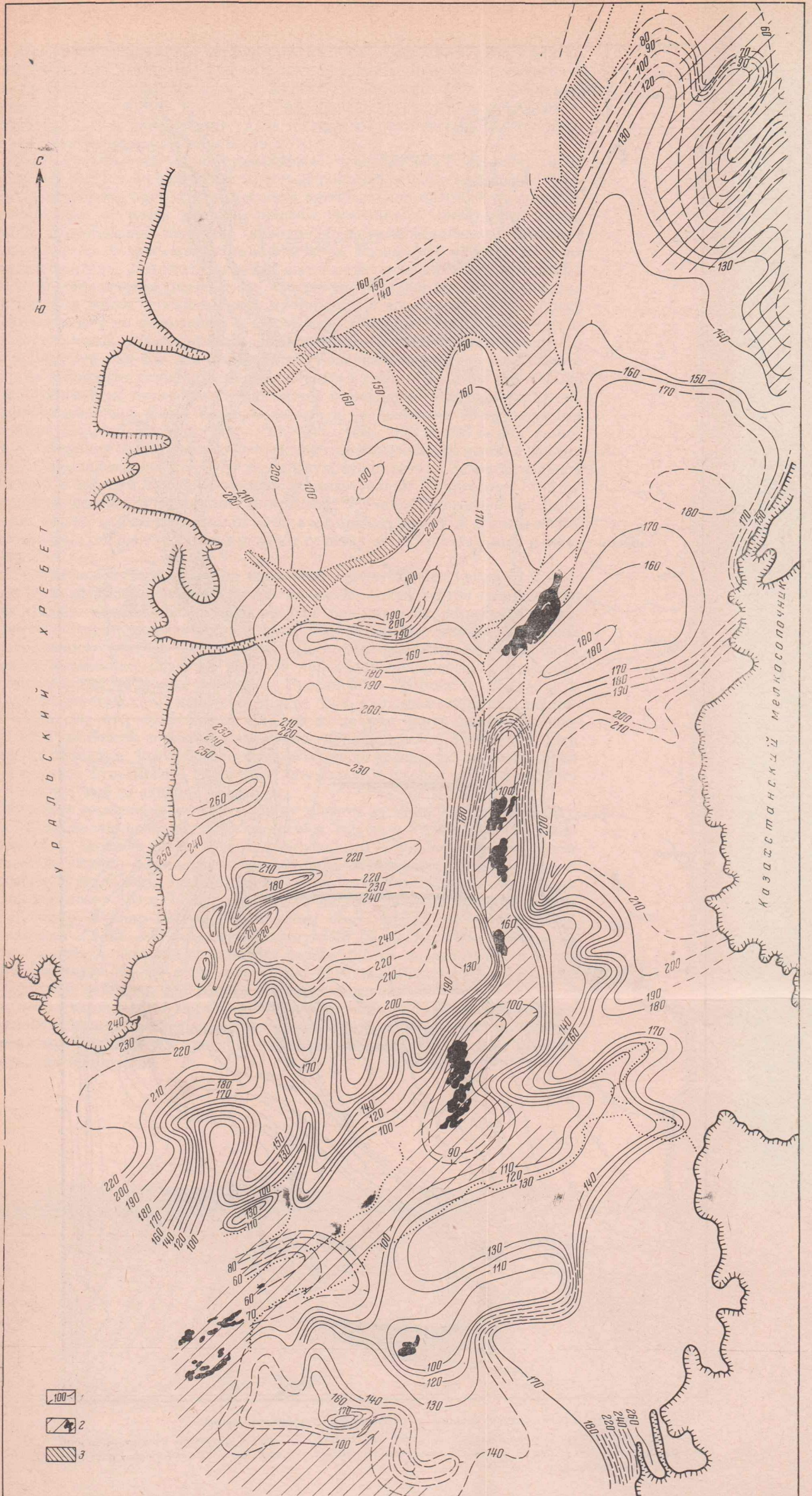
I — график современных тектонических движений (превышения по данным повторного нивелирования); *II* — структурно-геоморфологический профиль; 1 — комплекс молодых континентальных отложений ($Q + N + Pg^{2+3}$); 2 — комплекс преимущественно морских мел-палеогеновых отложений, залегающих на континентальных отложениях; 3 — палеозойский фундамент Тургайского прогиба; 4 — кровля морских отложений чеганской свиты

и верхний Pg^2_3-Q . Каждый из них отвечает крупным этапам геологического развития территории, имеющим, как показывают исследования, определенную направленность тектонических движений, подготавливавших смену палеогеографических циклов в истории Тургай. Начало этих циклов обычно несколько сдвинуто во времени по отношению к тектоническим, запаздывает по отношению к ним.

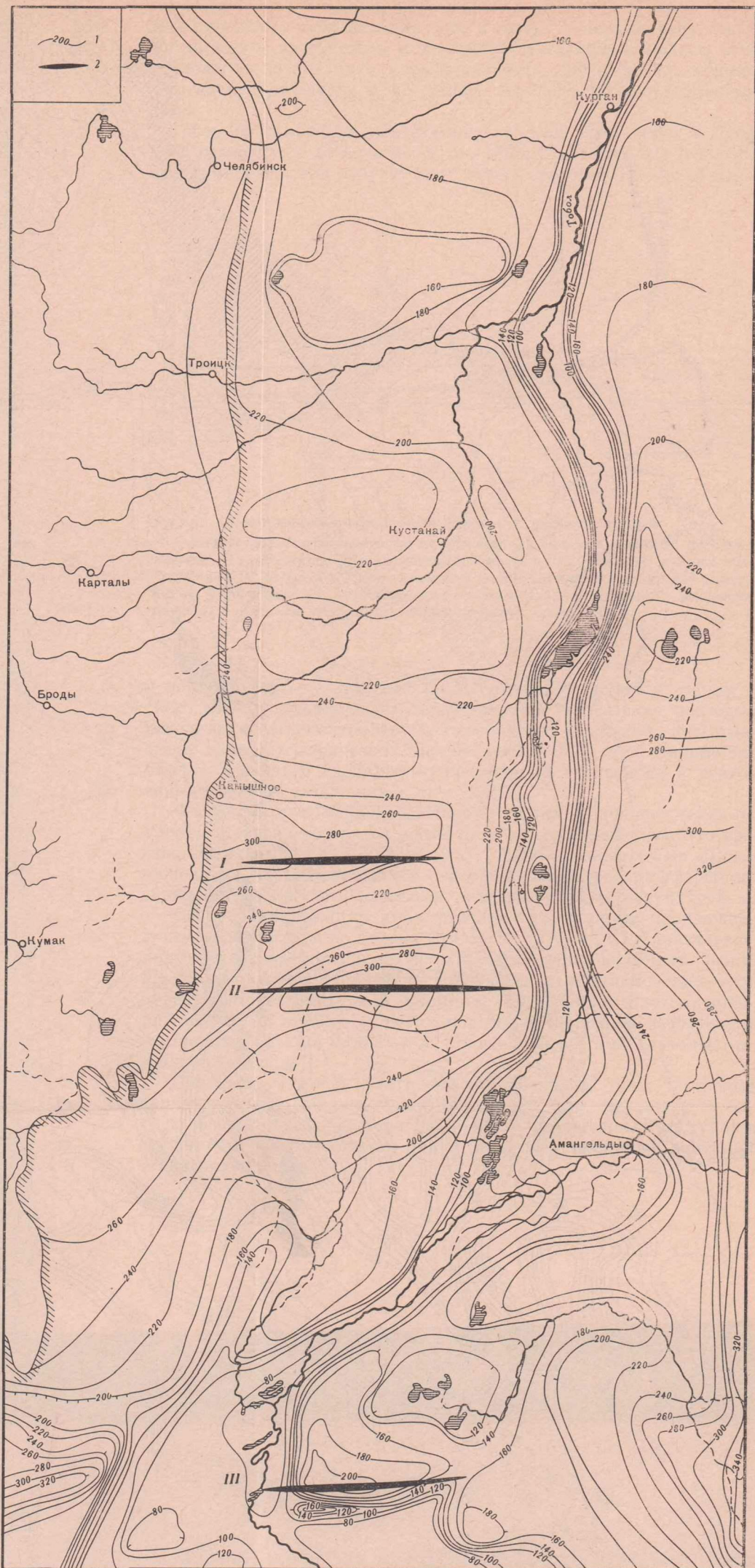
Формирование нижнего комплекса толщи осадочного чехла охватывает период от верхнего триаса почти до конца верхней юры. Это время существования в пределах Тургайского прогиба относительно высокой суши, господства континентальных условий, развития дифференцированных движений и глубоких размывов, контролируемых структурой местности.

Следующий, средний цикл развития территории, продолжавшийся от конца верхней юры до начала олигоцена ($J_3 - Pg^1_3$), характеризуется резким изменением тектонического и палеогеографического режимов. Это время погружения территории, приведшего к возникновению прогиба (как определенной структурной единицы), постепенному затоплению территории меловыми и палеогеновыми морями, образованию тургайского морского пролива (пролив Зюсса) и установлению режима длительного морского осадконакопления.

Наиболее молодой олигоцен-четвертичный цикл осадконакопления характеризуется общим поднятием территории, начавшимся еще в морскую фазу (Чеганское море $Pg^3_2-Pg^1_3$), постепенным отступанием моря, осушением поверхности его дна и развитием процессов континентального осадконакопления.



Р и с. 2. Схема строения кровли чеганской свиты (Pg³ — Pg¹); составлена А. Г. Доскач и М. Е. Городецкой
 1 — изолинии кровли чегана; 2 — эрозивно-тектонические депрессии и котловины; 3 — размывы



Р и с . 3. Схематическая структурно-геоморфологическая карта Тургайского прогиба
 I — изолинии кровли плиоцен-нижнечетвертичных отложений; 2 — оси Тургайской неотектонической седловины по кровле чегана (I) и плиоцен-нижнечетвертичных отложений (II); III — ось южных наиболее интенсивных современных поднятий

Для анализа развития территории на этом, последнем неотектоническом этапе был составлен ряд структурных и структурно-геоморфологических карт. Наибольший интерес из них представили: карта суммарных амплитуд поднятий (в изолиниях) по кровле чеганских морских отложений (рис. 2) и аналогичная карта по кровле континентальных плиоцен-нижнечетвертичных отложений (рис. 3).

Рассмотрение этих карт подтверждает представление (Доскач, 1959) о том, что в течение олигоцена и четвертичного времени территория Тургайского прогиба претерпела довольно значительное поднятие. На структурной карте на месте древнего прогиба выявляется огромное по протяжению валообразное поднятие меридионального простирания. Наиболее высокая часть его располагается к югу от оз. Кушмурун, образуя на фоне меридионального поднятия широтно вытянутую седловину высотой 200—240 м. В современном рельефе она соответствует наиболее северной части Тургайского плато, а в древнем — Кустанайской седловине, но несколько сдвинута к югу по отношению к ней. По обе стороны Тургайской (Чеганской) седловины высоты кровли чеганских глин ступенеобразно уменьшаются, образуя как бы два амфитеатра. Северный амфитеатр имеет более пологие и широкие ступени, высота основных из них 170—200 и 160—150 м, далее начинается ступенчатый же склон к Западно-Сибирской впадине. Южный амфитеатр имеет более короткие и разделенные более крутыми склонами ступени высотой 200—220, 160—150, 130 и 100 м. На самом юге у северного борта Челкар-Тенгизской впадины высоты кровли чегана вновь повышаются до 150—170 м, образуя субширотное моноклинальное поднятие с крутым высоким южным (южные чинки Тургайского плато) и пологим северным склонами. В пределах Челкар-Тенгизской впадины кровля чегана залегает на высоте 60 м, а на правом берегу р. Иргица вновь поднимается, определяя резкий поворот течения этой реки на запад и юго-запад.

Помимо охарактеризованных широтных структурных ступеней, в пределах Тургайского меридионального поднятия наблюдается чередование относительно пониженных и относительно повышенных широтных и субширотных структурных полос, которые, так же как и ступени, выражены в современном рельефе территории. Широтный план простирания всех охарактеризованных структур второго порядка осложняется и несколько затухевывается на западе и востоке Тургайского прогиба (в Зауралье и вблизи Казахстанского мелкосопочника) под влиянием молодых поднятий в области этих сооружений. Так, на восточном борту прогиба, к востоку от Тургайской ложбины намечается меридионально вытянутая зона молодых поднятий, мысообразно выдвигающихся к северу. Северный край современного Тургайского плато здесь несколько повышен и заходит дальше к северу, чем на западе.

На карте вырисовываются основные древние долины Тургайского прогиба (Тургайская ложбина, участки долины Тобола и Улькаяка). В долине Тобола и в северной части Тургайской ложбины отложения чегана почти полностью смыты. Южнее, там где ложбина пересекает Кустанайскую и Тургайскую седловины, на уцелевших от размыва участках высота кровли чегана достигает 120 м. К югу отметки ее падают до 80 м, а вблизи северной окраины Челкар-Тенгизской впадины опять несколько повышаются, что связано с наиболее молодыми поднятиями причелкарской «чинковой» зоны. Разница в залегании чеганских отложений на водоразделах и в долинах достигает 50—80 м на севере, 100—190 м в области Кустанайской и Тургайской седловин и 50—100 м в южной части территории.

В целом структурная карта кровли чегана ясно рисует развивавшуюся в послепалеогеновое время молодую структуру, обращенную по отношению к древнему Тургайскому прогибу и названную нами Тургайским неотектоническим поднятием.

Сравнение карты кровли чегана со структурной картой Тургайского прогиба, составленной П. Я. Кошелевым (1959) по кровле аральских глин, показывает, что и здесь, несмотря на схематичность данных, подтверждается общая картина молодого поднятия в области Тургайского прогиба. Наибольший интерес представляет сопоставление первой карты со структурно-геоморфологической картой Тургайского прогиба (см. рис. 3). Изолинии на этой карте рисуют картину плиоцен-нижнечетвертичного рельефа территории, очень сходную с обрисованной для чегана. Здесь характерны:

1) прямое выражение в плиоцен-четвертичном рельефе как Тургайского поднятия в целом, так и чеганского ступенеобразного структурного плана надения высот к северу и к югу от центральной наиболее поднятой зоны;

2) зона наибольших высот смещена еще далее к югу и расширена. Она ясно обозначена в современном рельефе в виде обширной поверхности высокого (300—320 м) водораздельного Тургайского плато;

3) на фоне морфоструктурных ступеней ясно выявляются системы широтно и субширотно вытянутых депрессий, обычно сопряженных со ступенями, а на юге ярче выделяется моноклинальное поднятие вдоль борта Челкар-Тенгизской впадины и поднятие на правом берегу р. Иргиза;

4) отчетливо вырисовывается поднятая меридиональная зона к востоку от Тургайской ложбины.

В современном рельефе Тургайского прогиба все эти особенности имеют прямое отражение, но картина современной геоморфологии осложнена размывом морфоструктур и денудационными процессами, протекавшими здесь довольно интенсивно из-за непрекращавшегося в верхнем плейстоцене и голоцене восходящего развития территории.

Как видно из изложенного, анализ структурных карт позволяет судить о преобладающем восходящем развитии территории Тургайского прогиба в олигоцен-четвертичное время. Нельзя не отметить, что повторное нивелирование территории (профиль Курган — Иргиз, вычисления М. М. Сиягиной), а также наблюдения за современными геоморфологическими процессами позволяют судить о продолжающейся и в настоящее время тенденции к медленному, неравномерному по интенсивности общему воздыманию территории. График превышений (см. рис. 1) показывает также нарастание интенсивности поднятия на востоке Тургайского прогиба и в южной его части, тяготеющей к Челкар-Тенгизской впадине.

О преимущественно восходящем развитии Тургайского прогиба свидетельствует также относительно небольшая мощность толщи рыхлых континентальных олигоцен-четвертичных отложений, слагающих его поверхность. Эта малая мощность находится в противоречии с орографическим положением Тургайского прогиба как области аккумуляции между двумя горными сооружениями и может быть объяснена лишь поднятием территории, тем более, что в течение неоген-четвертичной истории Тургая неоднократно наступали фазы увлажнения климата и усиления деятельности поверхностных вод.

В особенностях рельефа местности и на структурных картах мы не находим указаний на резкое и длительное изменение в течение неотектонического этапа знака движений, которое обусловило бы смену общего поднятия общим погружением территории. Между тем, как известно, в литературе высказывается положение об общем прогибании территории и связанным с этим значительным ее общим затоплением в период накопления аральской толщи, относящейся к нижнему неогену. Нам представляется, что в геологическом строении местности нет непосредственных указаний, подтверждающих такой вывод.

Некоторую возможность для суждения об этом вопросе, как и об этапах и направленности неоморфоструктурного развития Тургайского про-

гиба, дает анализ всей толщи надчеганских континентальных отложений. В этой толще, мощность которой колеблется от 6 до 70 м (в соответствии с локальными особенностями строения поверхности), можно выделить два крупных комплекса отложений. Нижний, преимущественно глинистый, с малым участием песков, охватывает тургайскую серию отложений и перекрывающую ее почти без размыва толщу аральских глинистых осадков. Верхний, надаральский комплекс отложений очень пестрый литологически, генетически и фашиально, очень сложный в смысле его дробной стратиграфической увязки, залегает на разнообразно размывтой поверхности аральских глин и характеризуется явным преобладанием более легких по механическому составу отложений — суглинков, супесей, песков — разпой и быстро меняющейся мощности.

Нам представляется, что по аналогии с молодыми недавно осушавшимися приморскими равнинами (Прикаспийская, Приаральская и др.) нижний комплекс отложений формировался в условиях низменной, молодой суши с характерным наличием заболоченных и солончаковых низин, мелководных застойных осолоняющихся водоемов, частично соленых реликтовых водоемов и оторвавшихся от моря, не доходящих до него дельтово-лиманских разливов, периодически затоплявшихся паводковыми водами. Развивавшиеся здесь медленные небольшие по амплитуде общие поднятия суши в течение очень долгого времени не могли дать сколько-нибудь ощутимого рельефообразующего эффекта, т. е. эффекта, способствующего дренированию и размыву территории, увеличению (приросту) высоты местности и уклонов поверхности. Этот рельефообразующий эффект («накопление — прирост — высоты местности») наступил, видимо, позднее, в палеоаральское время.

Анализ мощностей Арала показывает, что заложение широтных полос структурных депрессий относится к доаральскому времени, а это в свою очередь способствовало как локальному увеличению мощности аральских отложений, так и уменьшению дренированности местности, сохранению и расширению застойных водоемов и болот. Палеоботанические и палеофаунистические данные позволяют судить о том, что время накопления аральских отложений характеризовалось увеличением влажности климата с сопутствующим увеличением обводненности плоской и низменной территории. Увеличение обводненности и заболоченности территории само по себе еще не свидетельствует об опускании местности и не обязательно связано с ее новым общим погружением. Как показывают наблюдения, на низменных приморских равнинах даже сравнительно небольшое увеличение количества осадков, продолжающееся в течение лишь нескольких лет, ведет к образованию застойных водоемов и расширению их площади.

К концу аральского времени высота местности в результате все время развивавшегося медленного поднятия уже ощутимо увеличивалась. Поднятие дало рельефообразующий эффект. В рельефе обозначился главный водораздел — Тургайская широтная седловина (Аксаутский порог, Доскач, 1959), а затем формировались структурные ступени, обозначились (начиная с юга) зоны депрессий и моноклиальных поднятий, увеличились уклоны. Воды, стекавшие с возвышенностей, выносили все менее измельченный материал, ускорилось течение рек. Одновременно усиливавшаяся аридность климата обусловила пересыхание реликтовых водоемов и развитие процессов выветривания и денудации.

К концу плиоценового и началу четвертичного времени создался современный орографический план территории, оформились в рельефе уступ Тургайского плато, морфоструктурные равнинные ступени северного и южного амфитеатров, образовались южные чинки Тургайского плато, на фоне равнин выделились широтные структурные депрессии с системами озер в них.

Для четвертичного времени, как показывает анализ строения речных долин, особенно анализ изменения профиля их русел, а также исследование своеобразных особенностей современного крупногрядового эрозионно-тектонического рельефа, свойственного юго-восточной окраине Тургайского прогиба, характерным было продолжавшееся общее восходящее развитие территории, сопровождавшееся смещением зоны наибольших поднятий с севера Тургайского плато к югу и расширением ее площади. Усиление интенсивности и развитие дифференцированных четвертичных (Q_3 — Q_4) поднятий наблюдались и наблюдаются также по восточному борту прогиба и на крайнем юге территории.

Таким образом, при общем восходящем неотектоническом развитии поверхности Тургайского прогиба, по рельефообразующему или морфоструктурному и палеогеографическому эффекту поднятия как основные выделяются следующие этапы:

1) позднечеганский, характеризующийся резким и устойчивым изменением знака движения (смена погружения поднятием), развитием этого поднятия и сменой морского режима континентальным;

2) преаральский и аральский, когда малая интенсивность поднятия в течение длительного времени поддерживала существование низменной суши, обводненность которой увеличивалась в связи с палеоклиматическими причинами;

3) послепаральский мио-плиоценовый со значительным рельефообразующим эффектом поднятия и формированием основных особенностей морфоструктурного и соответствующего ему орографического плана территории;

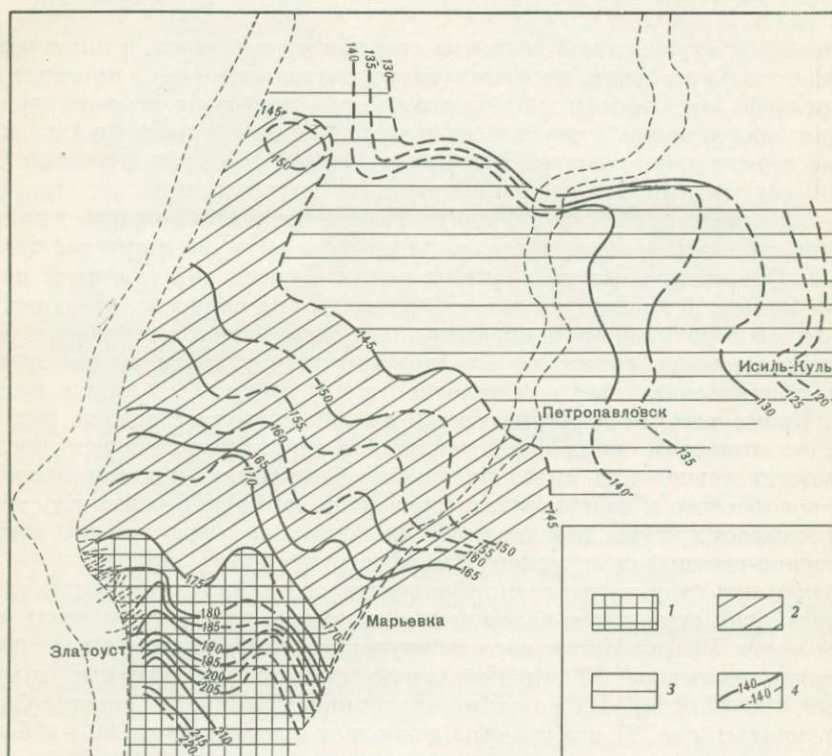
4) плейстоцен-голоценовый, когда общие и дифференцированные поднятия, увеличивая перекоп местности, способствовали усилению линейных размывов и процессов разрушения склонов, формированию своеобразного денудационно-тектонического (турткулевый, столово-останцовый) и эрозионно-тектонического (грядовый) водораздельного рельефа, развитию и углублению речных долин, формированию террас Тургайской ложбины и преобразованию условий ее стока (Доскач, 1959).

В заключение нельзя не отметить своеобразного наложения друг на друга на неотектоническом этапе развития территории двух унаследованных, но развивающихся в общем одновременно направлений молодых движений: 1) меридионального, соответствующего строению фундамента и определившего общий план Тургайского меридионального поднятия и отражающегося также в простирации Тургайской ложбины, тургайско-ишимского (затургайского) водораздела и некоторых других форм; 2) широтного, развивающегося на фоне меридионального, отражающего структурный план восточных горных сооружений и определившего специфические особенности мезоморфоструктуры и палеогеографического развития территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Быков Г. Е. Геологический очерк озера Убаган. Госгеолиздат, 1948.
Доскач А. Г. Новейшая тектоника и рельеф Тургайского прогиба.— Материалы II геоморфол. совещ. М., 1959.
Кошелев П. Я. Геоморфологическое строение и неоген-четвертичная история территории Тургайского прогиба.— Материалы II геоморфол. совещ. М., 1959.
Михайлов Б. М., Петровская Т. С. Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского бурогоугольного бассейна.— Труды ВСЕГЕИ, 1959, т. 24.
Ростовцев П. И., Мазина А. Е., Овечкин Н. К. Западно-Сибирская эпипалеозойская платформа и Тургайский прогиб.— Геол. строен. СССР, т. 3. М., 1958.
Сигов А. П. Раннечетвертичная, переуглубленная Тоболо-Убаганская долина. Изд-во АН СССР, 1958.

Рельеф юго-западной окраины внешнего относительно повышенного пояса Западно-Сибирской равнины сформировался в процессе интенсивных новейших тектонических движений. Структурно-геоморфологический анализ междуречных пространств показал, что здесь существует прямая унаследованная связь между современной поверхностью равнины и ее новейшей тектонической структурой, которая в свою очередь наследует общий структурный план юго-западной окраины Западно-Сибирской плиты.



Р и с. 1. Карта морфоструктуры юго-западной окраины Западно-Сибирской равнины
 1 — Тургайская ступенчатая равнина — низкая плиоценовая ступень рельефа (абсолютные отметки 180—240 м); 2 — Предтургайская наклонная равнина — плиоцен-четвертичная ступень рельефа (абсолютные отметки 150—175 м); 3 — Ишим-Иртышская наклонная равнина — четвертичная ступень рельефа (абсолютные отметки 120—145 м); 4 — изогипсы дневной поверхности (в абсолютных отметках)

На территории юго-запада Западно-Сибирской равнины выделяются три прямые морфоструктуры первого порядка: Тургайская ступенчатая возвышенная равнина, или Тургайское плато; Предтургайская переходная ступень, или Предтургайская наклонная равнина, и Ишим-Иртышская ступень, или Ишим-Иртышская наклонная равнина (рис. 1).

Тургайская ступенчатая возвышенная равнина (абсолютные отметки от 180 до 320 м) расположена в зоне Тургайского прогиба в пределах неоструктуры первого порядка — Кустанайского (Тургайского) субширотного новейшего поднятия. Она характеризуется ступенчатым устройством современной поверхности, которое отражает сту-

пенчатый характер всей Кустанайской неоструктуры в целом (Доскач, 1961). Значительная часть Тургайской ступенчатой возвышенной равнины расположена в области Кустанайской седловины, где поверхность фундамента приподнята на высоту до +100 м, опускаясь более отлого к северу и более круто к югу. Современный рельеф междуречий формируется здесь на осадках разного возраста: на севере на осадках плиоценового и плиоцен-плейстоценового возраста, а в центральной части на осадках миоценового и олигоценевого возраста. Вся территория Тургайской ступенчатой равнины — область интенсивных новейших миоцен-плиоцен-четвертичных поднятий, амплитуда которых, судя по положению морских осадков чеганской свиты ($Pg^3_2 \cdot Pg^1_3$), в осевой части морфоструктуры 210—230 м.

Поскольку ступенчатый характер рельефа не нарушает, а лишь осложняет единую Тургайскую морфоструктуру, выраженные в ее пределах ступени рельефа мы относим к элементам морфоструктуры второго порядка.

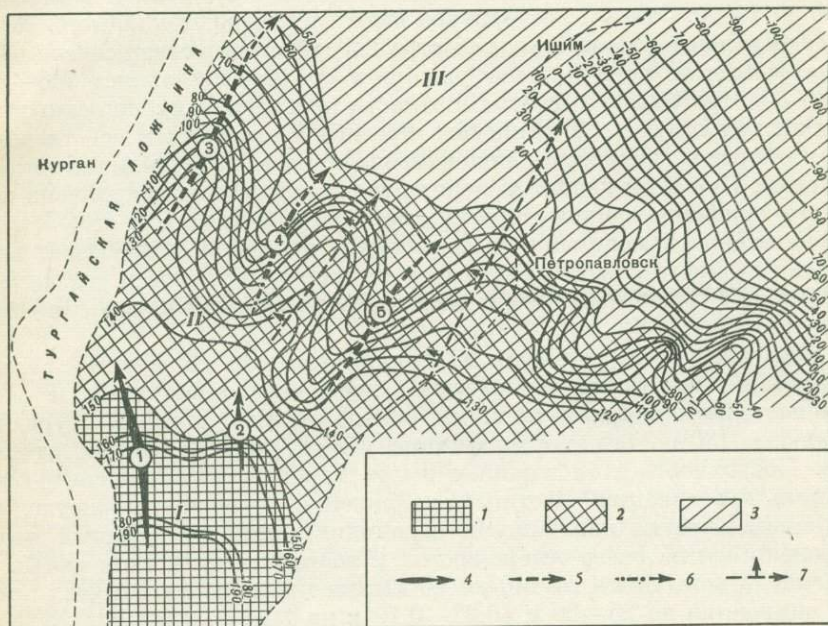
В последнее время в связи с развитием учения о морфоструктурах появилась объективная возможность решить вопрос о северной границе Тургайской ступенчатой возвышенной равнины на принципиально новой основе — на основе морфоструктурного анализа, который, как известно, синтезирует структурно-геологические, геоморфологические и орографические данные. Проведение четкой границы между Тургайской равниной и равнинами Западной Сибири позволяет решить и ряд вопросов, связанных со спецификой и размещением морфоскульптурных элементов рельефа, которые лишь косвенно отражают его морфоструктуру (размещение древних долин, обилие связанных с долинами озер и гривно-ложбинных форм и т. п.). Кроме того, морфоструктурный анализ позволяет решить ряд вопросов, связанных со спецификой ландшафта территории, так как для него немаловажное значение имеет положение ближайших к дневной поверхности водоносного и водоупорного горизонтов, которые в условиях ступенчатой морфоструктуры района в общих чертах подчиняются его общему структурно-геоморфологическому (морфоструктурному) плану.

По данным структурно-геоморфологического анализа, северную границу Тургайской ступенчато-возвышенной равнины следует проводить в северной части Убаган-Ишимского междуречья по подошве склона, ограничивающего на севере Убаган-Ишимскую ступень (абсолютные отметки ступени 180—240 м). На карте неотектоники юго-запада Западно-Сибирской равнины (рис. 2) эта граница совпадает с изогипсами 180—175 м по кровле покровных отложений плиоценового возраста, 150 м по погребенной кровле осадков чеганской свиты, 160 м по погребенной кровле осадков Тургайской серии (Pg^3_2 — Pg^1_3) и 165 м по погребенной кровле осадков аральской свиты (N_1^{1-2}).

Проводя границу Тургайской морфоструктуры именно здесь, мы учитывали ряд обстоятельств. Во-первых, специфику современного рельефа Убаган-Ишимской ступени, ее «северотургайский» облик, для которого характерны плоские слабо расчлененные равнины с западинами при полном отсутствии гривно-ложбинных форм, древних долин и приуроченных к долинам озер. Во-вторых, особенности ее геологического строения: сокращенный разрез осадков мезо-кайнозоя; локальное замещение широко развитых в пределах Западной Сибири осадков павлодарской свиты (N_1^3 — N_2^1) типично «тургайскими» осадками жиландинской свиты (N_1^{2-3}), которые являются неполным стратиграфическим аналогом павлодара; относительно древний возраст завершающих разрез позднеплиоценовых озерно-аллювиальных отложений (N_2^3), на которых сформировалась покровная супесчано-суглинистая толща элювиально-делювиального генезиса и, наконец, отсутствие каких-либо следов более молодой покровной аккумуляции. В-третьих, особенности тектонического строения Убаган-Ишимской ступени, которая расположена на северо-востоке Кустанайской седловины в об-

ласти северо-восточного крыла новейшего Кустанайского (Тургайского) поднятия, там, где поверхность фундамента приподнята на 100 м и более. И, наконец, в-четвертых, возраст Убаган-Ишимской ступени рельефа, который определяется нами как плиоценовый.

В настоящее время имеется достаточно данных, позволяющих утверждать, что поверхность этой ступени вышла из зоны покровного осадконакопления еще в конце плиоцена. Как показали исследования А. П. Си-



Р и с. 2. Схема новейшей тектоники юго-запада Западно-Сибирской равнины

Области разновозрастных плиоцен-четвертичных новейших рельефообразующих движений. I — область средне-позднеплиоценовых поднятий; II — область позднеплиоценово-четвертичных поднятий; III — область средне-позднечетвертичных поднятий

Зоны различных амплитуд суммарной деформации погребенной поверхности морского олигоцена по кровле чеганской свиты): 1 — зона с амплитудой поднятий более 150 м; 2 — зона с амплитудой поднятия 40—150 м; 3 — зона с амплитудой поднятия менее 40 м.

Оси разновозрастных поднятий, установленных по геоморфологическим и геологическим данным; 4 — оси плиоценовых поднятий; 5 — оси плиоцен-четвертичных поднятий; 6 — оси средне-позднечетвертичных поднятий; 7 — оси олигоценовых поднятий, установленные по буровым данным (стрелками показан вектор смещения оси в плиоцен-четвертичное время).

Локальные структуры (цифры в кружочках): 1 — Приубаганский структурный нос; 2 — Центральный структурный нос; 3 — Суерский структурный нос; 4 — Макушинский структурный нос; 5 — Приишимский структурный нос

гова (1954), Т. М. Бондаревой и В. И. Самодурова (1957), на Убаган-Ишимском водоразделе покровная водораздельная толща представлена отложениями плиоценового возраста и никаких более молодых покровных отложений здесь нет и не было. В конце среднего и в позднем плиоцене эта первичная плиоценовая аккумулятивная равнина была эродирована водами Пра-Убагана, что подтверждается средне-верхнеплиоценовым возрастом отложений, слагающих высокую, третью, террасу Пра-Убагана (Сигов, 1954). Судя по высоте этой террасы, плиоценовый эрозионный врез Пра-Убагана не был очень глубоким (20—40 м), однако наличие плиоценового эрозионного вреза является неоспоримым доказательством того, что во вторую половину плиоцена, когда поверхность Убаган-Ишимской ступени подверглась эрозионному расчленению, она была осушена и относительно приподнята.

Эти четыре основных момента дают нам право проводить границу Тургайской ступенчатой возвышенной равнины (Тургайской морфоструктуры) по подошве склона плиоценовой Убаган-Ишимской ступени, рассматривая всю южную половину Убаган-Ишимского междуречья как нижнюю ступень Тургайской ступенчатой возвышенной равнины.

Непосредственно к северу от Тургайской морфоструктуры размещается Предтургайская переходная ступень, или Предтургайская наклонная равнина, с абсолютными отметками современной поверхности от 180 до 145 м. Эта морфоструктура имеет переходный характер. Поверхность фундамента в ее пределах быстро погружается в север-северо-восточном направлении; величина погружения в среднем составляет 400—600 м на 180—200 км. Она приурочена к области перехода от субширотных мезокайнозойских структур Тургайского прогиба к структурам собственно Западно-Сибирской депрессии, ориентированным в субмеридиональном направлении. При этом южная половина морфоструктуры приурочена к субширотно ориентированной Куртамышской моноклинали и к юго-западу Приказахстанской моноклинали, а северная половина захватывает южное окончание ориентированных на север-северо-восток валов и разделяющих их прогибов (Тобольская группа валов, Аромашевский прогиб, Боровнянский вал и т. п.).

В пределах Предтургайской наклонной равнины абсолютные отметки современной поверхности снижаются в север-северо-восточном и восток-северо-восточном направлениях: на западе вблизи древней Тургайской ложбины от 180 до 145 м, а на востоке, вблизи долины Ишима, от 175 до 140 м. Поверхность этой равнины имеет характер ступени север-северо-западного простирания. Изогипсы по дневной поверхности рисуют здесь пологонаклоненную площадку и ограничивающий ее длинный отлогий понижающийся на север-северо-восток и восток-северо-восток склон. Ширина склона колеблется от 140 до 90 км, на протяжении которых поверхность снижается на 25—20 м (0,22—0,19 м на 1 км).

Поверхность равнины имеет относительно расчлененный рельеф; расчленение обусловлено обилием гривно-ложбинных форм, древними руслами, долинами, ложбинами и массой небольших озер, основная часть которых приурочена к днищам древних русел, долин и межгривных ложбин. Все эти элементы морфоскульптуры придают Предтургайской наклонной равнине типично «западносибирский облик», который резко отличает ее от рельефа ступенчатых равнин Восточного Тургая.

Рельеф Предтургайской равнины формируется на осадках плиоцен-четвертичного возраста: на древних водоразделах на осадках нижнего, а возможно и среднего плиоцена (N_1^{1-2}); в древних руслах и долинах на осадках верхнего плиоцена (N_2^{kst}) и осадках ниже-среднечетвертичного возраста (Q_{1-2}). Возраст этой морфоструктуры определяется нами как верхнеплиоцен-четвертичный, что подтверждается, с одной стороны, возрастом осадков, на которых формируется рельеф равнины, а с другой — современным гипсометрическим положением этих осадков в рельефе (см. рис. 1 и 2).

Накопление покровной супесчано-суглинистой толщи прекратилось здесь очевидно еще в среднем плиоцене. С конца среднего плиоцена область покровного осадконакопления сместилась к северу и востоку в пределы Ишим-Иртышской наклонной равнины. Это смещение объясняется тем, что во вторую половину плиоцена территория Предтургайской равнины была вовлечена в сферу новейшего Кустанайского поднятия. Начиная с плиоцена вслед за интенсивно поднимавшейся Тургайской ступенчатой равниной были вовлечены в поднятие соседние менее подвижные участки Западно-Сибирской равнины, в частности Предтургайская равнина.

В позднем плиоцене и в раннечетвертичное время поверхность первичной водораздельной плиоценовой Предтургайской равнины подверглась

эрозионному расчленению. Однако, если в пределах Убаган-Ишимской ступени основные пространства древнего плиоценового водораздела не были затронуты эрозией Пра-Убагана и поэтому на них сохранился плиоценовый осадочный покров, то в пределах Предтургайской равнины центральная и восточная части плиоценового водораздела в позднем плиоцене были расчленены сетью плиоцен-четвертичных рек. Свидетельством этого расчленения являются фрагменты позднеплиоцен-раннечетвертичных русел и древняя высленная ниже-среднечетвертичными осадками долина Пра-Ишима (Пра-Суерь).

В настоящее время в рельефе Предтургайской равнины древние русла и древняя долина Пра-Ишима либо выражены очень слабо, либо не выражены совсем. Последнее, в частности, касается верховьев долины Пра-Ишима (на участке от широты с. Куприяновка до с. Пресновка). Скважины вскрыли здесь 30-метровую толщу ниже-среднечетвертичных озерно-аллювиальных отложений, которые выполняют глубокую (до 30 м) и очень широкую (до 60 км) долину, перекрывая размытую кровлю осадков тургайской серии или сохранившиеся от размыва клочки аральской свиты. Однако в современном рельефе равнины этот участок долины Пра-Ишима совершенно не выражен: поверхность древнего плиоценового водораздела и поверхность древней ранне-среднечетвертичной долины лежат сейчас на одинаковом гипсометрическом уровне. Поэтому можно говорить о существовании здесь ранне-среднечетвертичной озерно-аллювиальной равнины, а не о речной долине. Более того, эта ориентированная на север-северо-запад ранне-среднечетвертичная озерно-аллювиальная равнина наряду с плиоценовой равниной древнего водораздела входит в состав пологонаклоненной на север-северо-восток и восток-северо-восток поверхности Предтургайской наклонной равнины. Это связано с тем, что формирование Предтургайской наклонной равнины как морфоструктурной единицы продолжалось и в четвертичное время, уже после того, как долина Пра-Ишима была выполнена озерно-аллювиальной толщей ранне-среднечетвертичного возраста.

Средне-позднечетвертичными поднятиями мы объясняем также тот факт, что р. Суерь, наследовавшая древнюю Ишимскую долину, в позднечетвертичное время смогла воспользоваться лишь ее северной частью, так как южная часть долины (верховье, к югу от с. Пресновка) к этому времени уже была относительно приподнята. К концу же позднечетвертичного времени в результате продолжавшегося поднятия р. Суерь «сползла» по долине еще ниже. К этому следует добавить, что на юге Западной Сибири позднечетвертичное время характеризовалось усиленным линейным стоком, который концентрировался по древним долинам и ложбинам (по древней Тургайской ложбине, по древним ложбинам стока Приобского плато и т. п.). Однако, очевидно, тектонический эффект поднятия в области Предтургайской равнины был сильнее, нежели эффект климатический. Этим, в частности, объясняется «сползание» р. Суерь вниз по долине Пра-Ишима.

Ишим-Иртышская ступень, или Ишим-Иртышская наклонная равнина занимает юго-западный борт Западно-Сибирской депрессии. В ее пределах фундамент опущен на глубину 1000—2000 м. Эта морфоструктура, так же как и Предтургайская равнина, объединяет несколько структур мезо-кайнозойского чехла: северную часть Тобольского пояса валов и Аромашевского прогиба, большую часть Боровлянского и Петропавловского валов, Вагай-Ишимский выступ, западный борт Омской впадины и т. п.

В современном рельефе этой равнины выражен ряд структур мезо-кайнозойского чехла. Так, Вагай-Ишимскому выступу здесь соответствует поверхность относительно приподнятой плиоцен-раннечетвертичной аккумулятивной равнины Тобол-Ишимского междуречья с абсолютными отмет-

ками до 150 до 140 м, которая расчленена системой ориентированных на север среднечетвертичных русел и днищ древних долин с многочисленными озерами и отдельными участками гривно-ложбинного рельефа. Западному борту Омской впадины соответствует пологонаклоненная на восток слабо расчлененная равнина Ишим-Иртышского междуречья с абсолютными отметками от 140 до 115 м (см. рис. 1).

Возраст данной морфоструктуры определяется нами как четвертичный (см. рис. 2). При этом мы учитывали, что покровная аккумуляция здесь сохранялась в течение всего плиоцена и прекратилась лишь в раннечетвертичное время. В среднечетвертичное время эта равнина уже была осушена и являлась областью блужданий Ишима. В конце среднечетвертичного времени эта ступень начала интенсивно подниматься, в результате чего на юге Тобол-Ишимского междуречья произошло перекрытие среднечетвертичного стока как по древним руслам Тобол-Ишимского междуречья, так и по Камышловскому логу. В верхнечетвертичное время интенсивность поднятия нарастала, о чем свидетельствуют верхнечетвертичный эрозионный врез в долинах Тобола и Ишима, всياчие овраги на уровне второй надпойменной террасы Ишима и древнего днища р. Пра-Суерь и т. п.

Таким образом, анализируя плиоцен-четвертичную историю развития современной ступенчатой морфоструктуры юго-запада Западно-Сибирской равнины, мы приходим к заключению, что современный морфоструктурный план начал формироваться еще в плиоцене и продолжал развиваться в плейстоцене.

Процесс становления современной морфоструктуры в этой части Западной Сибири был *непрерывен во времени*: он охватывает большую часть плиоцена и весь четвертичный период.

Если же рассматривать время становления каждой из трех последовательно снижающихся на север-северо-восток морфоструктур (Тургайская, Предтургайская и Ишим-Иртышская), то следует говорить об их *разновозрастности в пространстве*. Причем, если наиболее высокая Тургайская морфоструктура — относительно наиболее древняя, то наиболее низкая Ишим-Иртышская морфоструктура — относительно наиболее молодая.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондарева Т. М. и Самодуров В. И. О новой свите отложений плиоцена в восточной части Тургайского прогиба.— Бюлл. МОИП, 1957, 33, вып. 6.
Доскач А. Г. Основные черты неотектоники Тургайского прогиба.— В сб.: Неотектоника СССР. Рига, Изд-во АН Латв.ССР, 1961.
Сигов А. П. Третьичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири.— Бюлл. МОИП, 1954, 29, вып. 3.

А. П. ЛЕВИНА **НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕГО ВИЛЮЯ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РАЗМЕЩЕНИЕ АЛМАЗОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ**

Неоген-четвертичные движения наряду с колебаниями климата являлись одним из основных факторов, влияющих на формирование рельефа. В пределах рассматриваемого региона они проявлялись повсеместно и неравномерно и были наиболее интенсивными в течение четвертичного времени. Как неоднократно подчеркивалось, это характерно для всей территории Сибирской платформы (Кирюшина и др., 1961; Коржуев, 1960; Плотникова, 1955; Стрелков, 1965, и др.).

Новейшие движения оказывали существенное влияние на закономерности размещения россыпей. По мнению С. Г. Мирчинк (1960), они предопределяли: 1) глубину эрозионного среза рудных месторождений — коренных источников питания россыпей; 2) пространственное и гипсометрическое положение разновозрастных россыпей; 3) степень сохранности разновозрастных россыпей.

В связи с поисками алмазоносных россыпей в Малоботубинском алмазоносном районе изучению новейших движений уделялось большое внимание. На основании изучения строения аллювиальных отложений, барометрического и инструментального нивелирования в долинах рек Большой и Малой Ботубии были построены продольные профили террас, тщательно отдешифрированы аэрофотоснимки, на которых выделялись новейшие разрывные нарушения и участки интенсивно врезающихся водотоков. Проводилось сравнение направлений речных долин и тектонических нарушений и т. п.

В статье излагаются результаты геолого-геоморфологических исследований, проведенных автором (в бассейне среднего течения р. Вилюя на участке от р. Ахтаранды до р. Вилючан и в бассейнах Большой и Малой Ботубии), и рассматриваются тектонические движения, проявлявшиеся в течение четвертичного времени.

В начале четвертичного этапа период относительного покоя, характерный для рассматриваемой территории в неогене, сменился поднятием. Началось расчленение полигенетической неогеновой поверхности выравнивания. Неравномерность поднятий и обновление древних разломов, которые использовались водотоками, привели к перестройке речной сети и заложению современного плана долин Вилюя и его основных притоков.

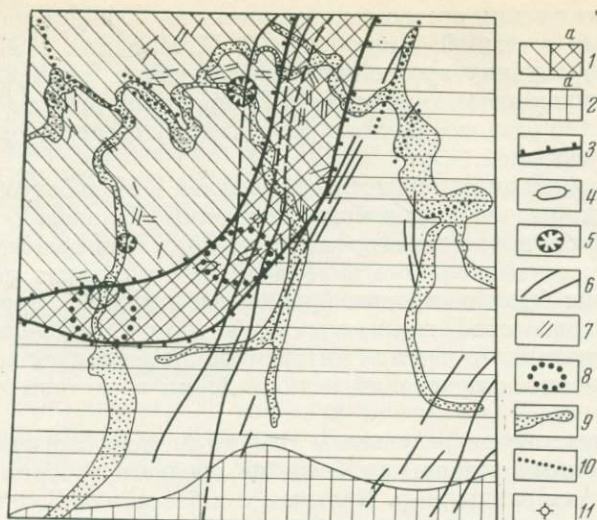
В исследованном районе на протяжении четвертичного времени тектонические движения характеризовались (рис. 1):

- 1) общим поднятием территории, проявившимся с различной степенью интенсивности;
- 2) локальными сводовыми поднятиями;
- 3) поднятиями и опусканиями отдельных локальных структур и блоков;
- 4) образованием системы трещин и обновлением древних разрывных нарушений.

Поднятие, которое испытывала территория на протяжении четвертичного периода, было неравномерным во времени и пространстве, оно привело к усиленному врезанию рек, расчленению междуречий и формированию в речных долинах серий эрозионно-аккумулятивных террас. Изучение строения террас показывает, что постепенно скорость поднятия нарастала. Аллювиальные отложения высоких (четвертая и пятая) террас р. Вилюя и его крупных притоков имеют более мелкообломочный состав, чем аллювий низких (первая — третья) террас. Повсеместно в долинах рек среднего Вилюя уменьшается ширина террас от высоких к низким. Особенно интенсивный врез произошел в конце среднего плейстоцена, что связано с увеличением поднятия. Местами это способствовало изменению направления течения рек (нижнее течение р. Чоны).

В верхнем плейстоцене интенсивность поднятия в бассейне среднего Вилюя увеличилась. Террасы этого времени вытянуты по берегам рек в виде узких полос. Их аллювиальные отложения становятся грубообломочными. Русловая фация представлена галечниковыми или галечниково-валунными отложениями. Интенсивность поднятия не уменьшилась в голоцене. Пойма в долинах рек почти отсутствует, пабереги нередко выработаны в коренных породах, мощность аллювия, выстилающего русло, незначительна. В бассейнах Большой и Малой Ботубии интенсивность новейших движений не была одинаковой для всей территории.

Строение рельефа междуречий и особенно анализ продольных профилей рек и их террас указывают на то, что область Вилюйского плато на севере



Р и с. 1. Схема новейшей тектоники Малоботубинского района (бассейн среднего течения р. Вилюя)

1 — область значительных поднятий, нарастающих к верхнему плейстоцену (а — участок наиболее интенсивного проявления новейших поднятий); 2 — область слабых новейших поднятий (а — район наиболее слабых поднятий), временами сменявшихся опусканиями; 3 — граница участка с наиболее интенсивными восходящими движениями; 4 — локальные структуры с выраженными в рельефе признаками новейших тектонических поднятий; 5 — локальные структуры с выраженными в рельефе признаками новейших тектонических опусканий; 6 — региональные разломы, заполненные дайками траппов; 7 — разрывы на междуречьях, образовавшиеся в результате новейших тектонических движений; 8 — контуры современных локальных поднятий; 9 — четвертичные долины основных рек; 10 — долины рек, использующие тектонические нарушения; 11 — кимберлитовая трубка

и северо-западе исследованного района испытывала более интенсивный подъем, чем равнина на юге и юго-востоке. Неравномерность тектонических движений привела к перекосу топографической поверхности, заложению асимметричных параллельных друг другу долин, некоторому подпору водотоков. Различной оказалась степень расчленения междуречий и глубина вреза рек, которая в области Вилюйского плато составляет (в среднем) 100—150 м, тогда как на юге и юго-востоке не превышает 40—60 м (следует оговориться, что различная глубина вреза рек в бассейне Малой Ботубии отчасти объясняется удаленностью ее верховьев от основной реки — Вилюя и недостаточным распространением глубинной эрозии).

В указанных районах долины основных рек имеют различное строение. Для области Вилюйского плато характерны сравнительно узкие, глубоко врезанные долины с относительно крутыми склонами и невыработанным продольным профилем. Террасы рек докольные, с аллювием нормальной или пониженной мощности. На высоких террасах аллювий почти полностью уничтожен. В пределах области, отстающей в поднятии, долины рек расширяются до многих километров, имеют пологие длинные склоны, заболоченное днище, среди которого водоток образует бесконечные блуждающие меандры. Цоколи террас плавно погружаются в сторону отстающего в поднятии участка; соответственно возрастает мощность аллювия. Судя по продольному профилю террас р. Вилюя, за время, когда было сформировано пять четвертичных надпойменных террас, область Вилюйского плато поднялась приблизительно на 50 м выше, чем район, расположенный в пределах Вилюйской впадины (ниже устья р. Вилючан).

В Малоботубинском районе особо выделяется участок, где новейшие движения проявляются наиболее активно. Он прослеживается в виде поло-

сы шириной 25—30 км, вытянутой в северо-восточном направлении, и располагается в области сопряжения приподнимающегося Вилюйского плато и отстающей в поднятии равнины.

На усиленное поднятие указывают многочисленные новейшие трещины, секущие междуречья и склоны долины (некоторые трещины не заполнены рыхлыми отложениями); густая сеть первичных ложбин стока — деллей, промоин и логов, покрывающих склоны междуречий; отсутствие нижнеюрских осадков в пределах указанной полосы (хотя к северо-западу и юго-востоку они еще сохранились).

В тех местах, где долины рек пересекают поднятие, наблюдается значительное усиление врезания водотоков, сводообразное изгибание поверхностей террас, увеличение высоты их цоколей и сокращение мощности аллювия. Эти закономерности хорошо прослеживаются в разрезах первой, второй и третьей террас. Более высокие террасы сильно размыты. Русло основных рек почти лишено аллювия, пабереги выработаны в коренных породах. Мелкие водотоки, впадающие в Большую и Малую Ботубобии в пределах усиленно поднимающегося участка, имеют врезающиеся верховья, тогда как в соседних районах верховья сильно расширены и заболочены.

На фоне общего поднятия в бассейне Среднего Вилюя наблюдаются участки локальных поднятий типа брахиантиклиналей и небольшие опущенные структуры. Локальные поднятия обнаружены в наиболее интенсивно поднимающейся полосе в среднем течении Большой Ботубобии и в верховьях рек Улахан-Еленг, Юлегир и Маччаба-Салаа (левые притоки Малой Ботубобии). Профиль междуречий в пределах брахиструктур имеет выпуклую форму, юрские отложения, залегающие на крыльях структур, размыты в их центре. Водотоки по радиусам расходятся от локального поднятия и имеют интенсивно врезающиеся верховья. Причиной роста локальных структур, возможно, является соляная тектоника.

С соляной тектоникой, по-видимому, связано и опускание участка долины Малой Ботубобии близ устья р. Туус. Здесь на участке, интенсивно разбитом трещинами, часть которых используется водотоками (рис. 2), сформирована серия террас Малой Ботубобии с пониженными относительными высотами и несколько увеличенной мощностью аллювия по сравнению с террасами, лежащими выше и ниже по течению.

В русле р. Туус выходят соледержащие породы верхоленской свиты верхнего кембрия. Возможно, что на данном отрезке Малая Ботубобия пересекает соляной купол, для которого характерно образование разнонаправленных трещин (типа «битой тарелки») и небольшое опускание в центре.

Одним из проявлений неотектоники в бассейне Среднего Вилюя было образование системы трещин, прослеживающихся на междуречьях, реже на склонах и террасах речных долин. Длина трещин от нескольких метров до нескольких километров. На трапах они иногда бывают зияющие и достигают глубины 0,5—2 м. Как правило, трещины выполнены покровными отложениями и заметны не столько на местности, сколько на аэрофотоснимках. Трещины в пределах исследованной территории располагаются неравномерно. Они сосредоточены в области наиболее интенсивно проявляющегося новейшего поднятия и в районах развития древних разломов и сбросов (Ахтарандинско-Большеботубобинская зона дробления). Определение простираний новейших трещин, развитых на междуречьях Малоботубобинского района, показывает явное преобладание северо-восточного и субмеридионального направлений; новейшие поднятия способствовали частичному обновлению древних сбросов и разрывов.

Наличие большого количества ослабленных по разрывам участков на рассматриваемой территории в значительной мере предопределило направление отдельных участков долины р. Вилюя и его притоков.

Особенно отчетливо связь направлений речных долин и трещиноватости прослеживается в области распространения устойчивых к размыву трап-

пов. Рисунок излучин рек Вилюя, Большой и Малой Ботубии и их притоков нередко определяется направлением разрывных нарушений, благодаря чему излучины долин имеют прямоугольную или остроугольную форму. Мелкие притоки нередко располагаются на одной прямой линии, образуют прямоугольную сеть или впадают в более крупную долину против течения реки (см. рис. 2). Сравнительно крупные притоки Вилюя реки Огогут и Аппайа используют для своих долин крупный сброс северо-восточного простирания, что отмечал еще Е. С. Бобин (1930).

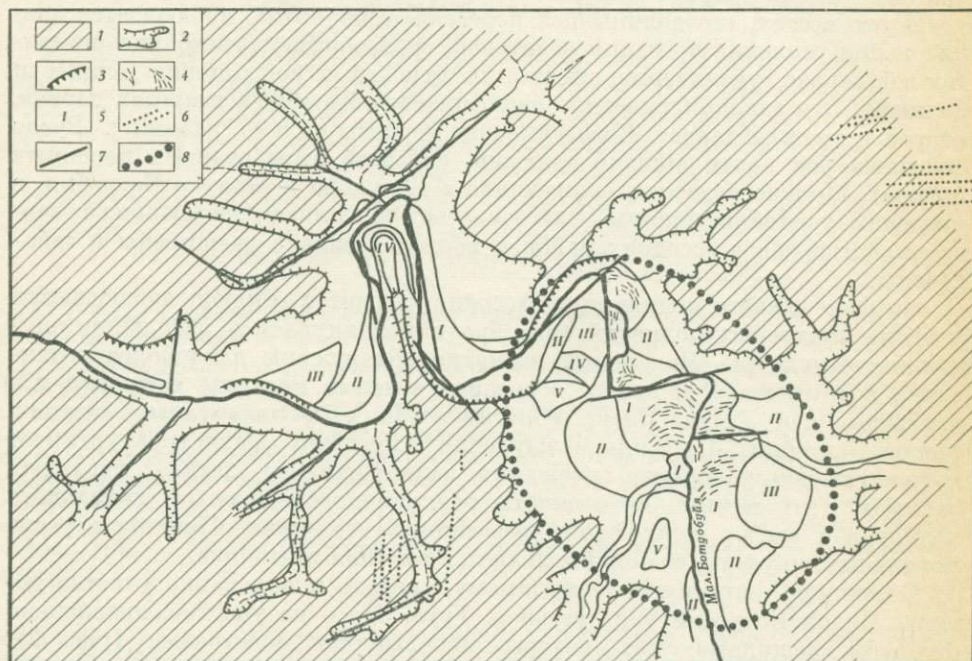


Рис. 2. Появление новейших тектонических движений в нижнем течении Малой Ботубии

1 — поверхность междуречий; 2 — контуры речных долин; 3 — скальные уступы; 4 — высокая пойма; 5 — террасы и их номера; 6 — разрывы, вызванные новейшими движениями и отдешифрованные по аэрофотоснимкам; 7 — тектонические нарушения, использованные водотоками; 8 — контур участка с нисходящими новейшими и современными движениями

Интересно отметить, что с линиями древних разломов, обновленных в новейшее время, связаны движения небольших блоков.

В долине Большой Ботубии близ р. Курунг-Дьункун в четвертичное время происходило опускание небольшого блока, ограниченного разломами. В его пределах долина реки резко расширяется. Развиты все пять надпойменных террас с несколько уменьшенными относительными высотами и увеличенной мощностью аллювиальных отложений. При анализе новейших движений в бассейне Среднего Вилюя намечается зависимость интенсивности и направленности движений от строения и истории развития древнейших структур.

В тектоническом отношении исследованная область неоднородна. В целом она располагается в северо-восточной части крупной древнепалеозойской платформенной структуры Ангаро-Ленского прогиба (Зайцев, 1954), выполненной почти недислоцированными породами нижнего палеозоя и верхнего протерозоя, которые залегают с большим перерывом и угловым несогласием на складчатом докембрии, составляющем фундамент платформы. Геофизические исследования показали, что глубина залегания фундамента близ пос. Мирный составляет 2,5 км, к западу и востоку она быстро

увеличивается до 4 км, причем в сторону Вилуйской синеклизы погружение более резкое, чем в сторону Тунгусской синеклизы.

На Ангаро-Ленский прогиб наложены более молодые структуры: верхнепалеозойская Тунгусская синеклиза и мезозойская Вилуйская синеклиза.

В районе верховьев Малой и Большой Ботубии Ангаро-Ленский прогиб пересекается молодой валоженой структурой более низкого порядка — мезозойским Ангаро-Вилуйским прогибом. Таким образом, рассматриваемая территория располагается в области сопряжения нескольких крупных и более мелких разновозрастных тектонических структур.

Породы нижнего палеозоя, слагающие нижний структурный ярус осадочного чехла близ р. Могулогах (вдоль склона Вилуйской впадины), образуют резкий флексуобразный перегиб. С ним связаны широко распространенные дизъюнктивные нарушения с амплитудой сбросов 100—120 м.

Вдоль северо-западного склона Вилуйской синеклизы при аэромагнитной съемке были выявлены разломы в фундаменте, к которым приурочены трапшопые интрузии и кимберлитовые трубки. Возраст разломов не древнее триаса, так как они выполнены трапшами, но движения по ним наблюдались в юрское время.

На схеме неотектоники (см. рис. 1) видно, что наиболее интенсивно поднимающийся участок располагается в области распространения крупных разломов. Здесь же, как уже упоминалось, прослежено наиболее высокое залегание фундамента. Весьма вероятно, что неотектонические поднятия связаны с движениями участка фундамента, расположенного на границе между Тунгусской и Вилуйской синеклизами.

Поднятие Вилуйского плато связано с общим воздыманием за новейший этап Тунгусской синеклизы. В области Вилуйской синеклизы длительное опускание (в течение мезозоя) постепенно сменялось поднятием, в которое в первую очередь вовлекались краевые части синеклизы. Интенсивность его в неоген-четвертичное время была значительно меньшей, чем в области Тунгусской синеклизы. В связи с этим южная, восточная и юго-восточная части исследованной территории, располагающейся в пределах северо-западной части Вилуйской синеклизы и Ангаро-Вилуйского прогиба, в неоген-четвертичное время были стабильными, слабо приподнимающимися со слабо нарастающей интенсивностью поднятия.

Изучение новейших движений в бассейне Среднего Вилуя позволяет сделать определенные выводы о размещении древних и четвертичных алмазоносных россыпей.

Источниками алмазов в бассейне р. Малая Ботубия являются коренные месторождения — кимберлитовые трубки.

Конец триаса на рассматриваемой территории характеризовался своеобразными условиями, способствовавшими интенсивному химическому выветриванию. Эта эпоха имела огромное значение для образования элювиальных, делювиальных и пролювиальных россыпей, некоторые из которых очень богаты алмазами. В юре верхнетриасовая поверхность выравнивания и развитые на ней покровные образования, в том числе и алмазоносные россыпи, захоронялись под покровом нижнеюрских отложений. Начиная со среднего лейаса и до конца неогена территория испытывала слабые поднятия, которые способствовали постепенному размыву поверхности раннеюрской равнины. Происходило как бы «откапывание» захороненной верхнетриасовой поверхности выравнивания. К началу четвертичного времени отдельные ее участки оказались выведенными на дневную поверхность. Этот процесс усиленно продолжался в течение четвертичного времени.

Основная роль в образовании четвертичных алмазоносных россыпей принадлежит эрозии. Аллювиальные россыпи сформировались за счет размыва коренного источника алмазов, но в основном за счет переотложения

алмазов из древних (позднетриасовых — раннеюрских) алмазоносных россыпей. Распределение древних и четвертичных россыпей обуславливается новейшими тектоническими движениями.

Участок среднего течения р. Малой Ботуобии, испытавший наиболее интенсивное поднятие в четвертичное время, характеризуется почти полным уничтожением древних алмазоносных россыпей и переотложением из них алмазов в аллювий современных рек. Интенсивное врезание водотоков способствовало размыву коренного источника, из которого в долину р. Иирэлээх и далее в долину Малой Ботуобии выносилось большое количество алмазов. Следовательно, для района интенсивного поднятия перспективны поиски богатых четвертичных россыпей. Древние россыпи можно встретить в сохранившихся от размыва понижениях рельефа.

Район, охватывающий левые притоки верхнего течения Малой Ботуобии, отстающий в поднятии, характеризуется иным распределением россыпей. Древние россыпи здесь очень слабо затронуты размывом и обычно перекрыты нижнеюрскими отложениями. Некоторые коренные источники алмазов в данном районе не затронуты размывом из-за слабости эрозионной деятельности водотоков. Поэтому в пределах данного участка не следует надеяться на богатые четвертичные алмазоносные россыпи. Основное внимание необходимо уделить поискам древних россыпей, располагающихся в близости от коренных источников.

ЛИТЕРАТУРА

- Б о б и н Е. С. Геологические исследования в 1927 г. в бассейне среднего течения р. Вилюя.— Изв. Главн. геол. управ., 1930, 49, № 2.
- З а й ц е в Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы.— Вопр. геол. Азии, т. I. Изд-во АН СССР, 1954.
- К и р ю ш и н а М. Т., П о л ь к и н Я. И., С о к о л о в В. Н. и др. Особенности проявления новейшей тектоники в Советской Арктике.— В сб.: Неотектоника СССР. Рига, Изд-во Латв.ССР, 1961.
- К о р ж у е в С. С. Морфоструктурные особенности рельефа Сибирской платформы и неотектоника.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 4.
- М и р ч и н г С. Г. Роль молодой тектоники в пространственном размещении золотосодержащих россыпей. Закономерн. размещ. полезн. ископ., т. 4. Россыпи. Госгеолтехиздат, 1960.
- П л о т н и к о в а М. И. О связи направлений извилины долины р. Нижней Тунгуски с тектонической трещиноватостью.— Материалы по геол. Сиб. платф. Госгеолтехиздат, 1955.
- С т р е л к о в С. А. Север Сибири. «Наука», 1965.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Общие и методические вопросы неотектоники	
<u>Г. Ф. Лунгерсгаузен.</u> О современной геологической эпохе и ее вероятных ана- логах в истории Земли	7
<i>Н. И. Николаев.</i> Новейшая тектоника Черного моря и вопросы его развития	16
<i>В. В. Ламакин.</i> О горизонтальных составляющих неотектоники Байкальской впадины	26
<i>Н. В. Думитрашко.</i> Новейшая тектоника горной зоны юга СССР	35
<i>Ю. П. Казакевич, Н. П. Костенко.</i> Некоторые особенности неотектоники Азиат- ского горного пояса и их связь с россыпными месторождениями	40
<i>И. А. Резанов.</i> Сравнительная новейшая тектоника горных областей	46
<i>С. С. Воскресенский.</i> Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР	56
<i>М. В. Пиотровский.</i> Некоторые закономерности сводово-блоковой морфотекто- ники	62
<i>О. В. Кашменская, З. М. Хворостова.</i> Методика выявления блоковых неотекто- нических движений на примере горной части бассейна рек Колымы и Инди- гирки	72
<i>П. Н. Николаев.</i> Влияние истории тектонического развития на сейсмическую активность (на примере Ферганской впадины)	78
<i>Л. И. Беляевский.</i> Возможности использования структурно-морфологического принципа при инженерно-геологическом районировании горноскладчатых об- ластей	93
<i>В. М. Рябов.</i> О методике восстановления структурных форм, деформированных молодыми тектоническими движениями	96
Вопросы региональной неотектоники	
Неотектоника орогенических областей	
<i>Г. И. Раскатов.</i> Неотектоника Каратау (Южный Казахстан)	103
<i>С. А. Несмеянов.</i> Неотектоническое районирование Западной Ферганы	109
<i>Л. К. Диденко-Кислицына.</i> Новейшая тектоника Джунгарского Алатау	117
<i>В. И. Сизых.</i> Унаследованное развитие неотектоники от древних структур в Западном Забайкалье	124
<i>А. Н. Афанасьев.</i> Вопросы современной подвижности берегов Байкала	127
<i>С. М. Александров.</i> Основные черты новейшей тектоники острова Сахалин	136
<i>И. П. Варламов.</i> Мезозойская и кайнозойская тектоника Южного Урала и При- уралья	146
<i>А. М. Калинин.</i> Развитие рельефа восточного склона Южного Урала в новей- шее время	151

Неотектоника материковых платформ

<i>Ю. Г. Наместников.</i> Новейшие тектонические движения на территории Мезенской впадины	159
<i>Р. В. Кабанова.</i> О связи новейших тектонических движений со структурным планом центральной части территории КМА	162
<i>С. И. Гольц, М. В. Дубровский.</i> Палеогеография и неотектоника Костромского Заволжья	167
<i>Л. Е. Сегунская, П. Н. Чукленкова.</i> Неотектонические движения Вятско-Камской области и их значение для анализа геологических структур	174
<i>Е. И. Возмянина.</i> Проявления неотектоники в рельефе Прикамья и ее связь с палеозойскими структурами	179
<u>Д. Г. Панов.</u> Неотектоническое районирование Волго-Донских равнин	184
<i>А. А. Сеитов.</i> Особенности изучения неотектоники центральной части Прикаспийской впадины	191
<i>В. И. Бабак, Э. К. Паисова.</i> Рельеф и неотектоника Центрально-казахстанского нагорья (водораздел рек Иртышского, Балхашского и Нуринаского бассейнов)	195
<i>А. Г. Доскач.</i> К вопросу об этапах неотектонического развития Тургайского прогиба	201
<i>М. Е. Городецкая.</i> Морфоструктура и неотектоника юго-запада Западно-Сибирской равнины	207
<i>А. П. Левина.</i> Новейшие тектонические движения в бассейне среднего Вилюя и их влияние на размещение алмазоносных россыпей	212

УДК 551.79:551.24 (100)

О современной геологической эпохе и ее вероятных аналогах в истории Земли. Лунгерсгаузен Г. Ф. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 7—15.

Признаки, характеризующие новейший этап в развитии Земли (возрастание тектонической активности, вулканизм, преобладание дизъюнктивных нарушений и глыбовых движений, высокая сейсмичность), прослеживаются и в более отдаленном прошлом. Приводится их краткое описание для различных структурных зон земного шара. Как полагает автор, комплекс явлений, определяющих облик Земли в неотектоническом этапе ее развития, напоминает условия, существовавшие в позднем докембрии — конце палеозоя, более отдаленное сходство устанавливается с палеогеографической ситуацией в ордовике — девоне и во второй половине мела — начале палеогена. Иллюстраций 2, библиография 15 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (262)

Новейшая тектоника Черного моря и вопросы его развития. Николаев Н. И. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 16—25.

Кратко рассматриваются геоструктурные зоны, геофизические и батиметрические характеристики впадины Черного моря. Устанавливается блоковое строение горных сооружений и передовых прогибов, обрамляющих впадину. Дифференцированность движений, обусловивших различные мощности донных осадков, связана с расчленением земной коры продольными и поперечными разломами. Образование глубоководной впадины Черного моря началось с активизации разломов в конце нижнего мела, затем, видимо, начиная с сармата происходило неравномерное погружение отдельных блоков. Эта впадина является самостоятельной геоструктурной единицей, накладывающейся на орогенную область. Анализируются гипотезы о механизме образования впадин подобного типа. Иллюстраций 2, библиография 35 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (571.3)

О горизонтальных составляющих неотектоники Байкальской впадины. Ламакин В. В. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры, 1968 г., стр. 26—35.

Горизонтальные смещения в зоне Байкальской впадины достигают 10—15 км; вертикальные движения имеют подчиненное значение. Рассматриваются тектонические явления, связанные с неравномерным проявлением горизонтальных движений в различных частях впадины (направленность, амплитуда, выраженность в рельефе). Кратко анализируется глубинное строение изученной области. Образование впадины связано, по-видимому, с активизацией древнего глубинного рва, относящейся к неогену. Иллюстраций 2, таблица 1, библиография 26 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (47+57—13)

Новейшая тектоника горной зоны юга СССР. Думитрашко Н. В. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 35—39.

Для новейшей структуры горной зоны юга СССР характерна глыбовая тектоника, проявления которой описаны для различных горных сооружений. Устанавливается связь неоген-плейстоценового эффузивного вулканизма с древними структурами, рассматриваются крупные горизонтальные перемещения в Средней Азии, Карпатах и на Кавказе. Иллюстрация 1, библиография 10 назв.

УДК 551.24 : 553 (57)

Некоторые особенности неотектоники Азиатского горного пояса и их связь с россыпными месторождениями. Казакевич Ю. П., Костенко Н. П. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 40—46.

Соответствие крупных орографических форм новейшим структурам прослеживается в Тянь-Шане, на Памире, в Саяне и Витимо-Патомском нагорье. Направленность и интенсивность процессов денудации и аккумуляции, а также развитие речных долин в течение кайнозойского горообразования тесно связано со становлением сопряженных систем поднятий и впадин в рельефе. Иллюстраций 3, библиография 13 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (47+57)

Сравнительная новейшая тектоника горных областей. Резанов И. А. Проблемы тектонических движений и новейшие структуры земной коры. 1968 г., стр. 46—56.

В сравнительном анализе новейшей тектоники Тянь-Шаня, Алтая, Копет-Дага и гор Северо-Востока СССР особое внимание уделено ярусам рельефа. Они кратко характеризуются в каждой из перечисленных горных стран. Начало неотектонического этапа в них не было

одновременным и, следовательно, его продолжительность была различной. Устанавливается, что количество поверхностей выравнивания, их сохранность и распространение зависят от амплитуды неотектонических поднятий. Сравнимые горные страны резко отличаются по соотношению объемов впадин и поднятий по градиентам, деформации поверхностей выравнивания, развитию разломов и сейсмичности. Иллюстраций 2, таблица 1, библиография 15 назв.

УДК 551.24 : 551.4 (47+57)

Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР. В о с к р е с е н с к и й С. С. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 56—61.

На территории СССР выделены четыре этапа формирования рельефа, обусловленные изменениями направления неотектонических движений: выравнивание (закончившееся к началу неогена), глубокое эрозионное расчленение (закончившееся между средним и верхним плиоценом), заполнение эрозионных впадин (закончившееся в середине четвертичного периода) и новое врезание (продолжается до сих пор). Эти этапы характеризуются на примере Малого Хингана, Приамурья, Восточного Забайкалья, бассейнов рек Алдана, Вилюя, средней Лены, Ангары, северной части Западно-Сибирской низменности, Зауральского плато, Русской равнины, окраинных частей Каспийской и Черноморской впадин. Иллюстраций 4.

УДК 551.24 : 551.4

Некоторые закономерности сводово-глыбовой морфотектоники. П и о т р о в с к и й М. В. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 62—71.

Морфотектоника любой территории должна рассматриваться как результат сочетания планетарных, региональных и локальных движений. На конкретных примерах, взятых из различных структурных областей, анализируется соотношение сводовых и разрывных структур, перекрещивание зон деформаций, связь долин с разрывами, типы грабенов, конформные и поперечные разрывы. Приводится описание основных черт мезо-кайнозойского морфоструктурного плана Алданского цита. Библиография 11 назв.

УДК 551.24 (571.6)

Методика выявления блоковых неотектонических движений на примере горной части бассейна рек Колымы и Индигирки. К а ш м е н с к а я О. В., Х в о р о с т о в а З. В. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 72—78.

В изученном районе на фоне общего восходящего движения прослеживаются связанные с блоковой тектоникой участки поднятий различной величины, а также участки относительного опускания (иногда межгорные неотектонические впадины). Характер блоковых движений выявляется по мощности рыхлых отложений и по формам рельефа. Рассматривается зависимость склоновых процессов от неотектоники. Прямая связь блоковых движений с мезозойскими складчатыми структурами не наблюдается, но интенсивность новейших движений в какой-то степени унаследована от мезозойского тектонического плана. Иллюстраций 2.

УДК 551.24 : 550.834 (575)

Влияние истории тектонического развития на сейсмическую активность (на примере Ферганской впадины). Н и к о л а е в П. Н. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 78—93.

Новейший этап тектонического развития изученного региона характеризуется резкой активизацией движений и соответствующим увеличением средних градиентов скорости вертикальных новейших движений. Сравнение данного этапа с мезозойской историей развития Ферганской впадины свидетельствует об изменении главных структурных направлений. Рассматриваются основные закономерности проявлений сейсмичности и их зависимость от истории тектонического развития, определяющей неустойчивость или «изношенность» земной коры. Иллюстраций 8, библиография 55 назв.

УДК 551.24 : 624.131 (537.6)

Возможности использования структурно-морфологического принципа при инженерно-геологическом районировании горноскладчатых областей. Б е л я в с к и й Л. И. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 93—96.

Морфологический анализ территории в сочетании с детальным изучением неотектоники дает возможность выделить однородные по инженерно-геологическим свойствам участки и наметить определенный ряд соподчиненных таксономических единиц, необходимых для целей районирования. Предлагаемая методика должна применяться совместно с формационным методом, позволяющим установить особенности строения горных пород, важные для инженерной геологии.

УДК 551.24 : 551.79 (47.13)

О методике восстановления структурных форм, деформированных молодыми тектоническими движениями. Р я б о в В. М. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 96—102.

Нефтегазоносные структуры в Дагестане и на западном побережье Черного моря часто разорваны на отдельные и смещенные блоки. Предлагаемая методика восстановления первоначальных структурных форм (нанесение линий предполагаемых нарушений и последующее совмещение отдельных частей карты до совпадения простираний осей складок, границ контактов разновозрастных отложений и т. п.) иллюстрируется конкретными структурами изученной области. Иллюстраций 4.

УДК 551.24 : 551.79 (574)

Неотектоника Каратау (Южный Казахстан). Р а с к а т о в Г. И. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 103—109.

Неотектоническая структура Каратау, относящаяся к области молодого горообразования в пределах эпигерцинской платформы, — это крупное сводовое поднятие, осложненное поднятиями второго порядка и разделяющей их грабен-синклинальной структурой, переходящей на северо-западе в зону опусканий по сбросам. Рассматриваются основные особенности крупных неотектонических элементов, отмечается общее наследование альпийского, герцинского и, возможно, более древнего структурных планов. Поперечные нарушения, к которым приурочены эпицентры землетрясений, связаны с глубинными процессами. Иллюстрация 1, библиографический список 13 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (575)

Неотектоническое районирование Западной Ферганы. Н е с м е я н о в С. А. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 109—117.

На карте суммарных новейших деформаций амплитуда перемещений подошвы моласс (накопление которых началось в олигоцене) соответствует суммарной величине вертикальных движений. В пределах депрессии выделены северная и южная зоны (по мощности моласс), в каждой зоне показаны гряды поднятий, цепи впадин и более мелкие структуры. Рассматриваются взаимоотношение структур и их морфология. Отмечается древнее заложение поперечных поднятий. Кратко анализируются возможные связи новейших дислокаций с гидрогеологическими, сейсмическими явлениями, а также с размещением некоторых полезных ископаемых (преимущественно нефти и газа). Иллюстраций 3, библиографический список 27 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (574)

Новейшая тектоника Джунгарского Алатау. Д и д е н к о - К и с л и ц ы н а Л. К. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 117—124.

Рассматриваются различные представления о новейшей структуре Джунгарского Алатау. Выделены четыре фазы поднятий; олигоцен-миоценовая, верхнеплиоценовая (хоргольская), нижнеантропогенная (койбынская) и джулгарская — на границе со средним антропогеном. Анализируются этапы формирования новейших структур и устанавливается их связь с палеозойскими структурами. Общий диапазон тектонических движений в антропогене составил в Джунгарском Алатау и прилегающей Илийской впадине около 5000 м. Иллюстраций 2.

УДК 551.24 : 551.79 (571.5)

Унаследованное развитие неотектоники от древних структур в Западном Забайкалье. С и з ы х В. И. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 124—127.

Унаследованное развитие структур в пределах Витимо-Селенгинского синклинория отмечается вплоть до кайнозоя. Даурский свод характеризуется контрастностью неотектонических движений. Устанавливается активизация нижнемеловых разломов в течение неотектонического этапа. Библиографический список 4 назв.

УДК 551.24 : 551.794 (571.5)

Вопросы современной подвижности берегов Байкала. А ф а н а с ь е в А. Н. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 127—135.

Оценка современной подвижности берегов определялась повторным нивелированием засечек, нанесенных И. Д. Черским в 1877—1880 гг., причем автор учитывал характер колебаний уровня озера. Полученные результаты свидетельствуют об очень слабой подвижности берегов в течение последних 100 лет. Анализ распространения и повторных нивелировок

абразионных ниш также не подтверждает представлений об интенсивных вертикальных движениях на берегах Байкала в историческую эпоху. Иллюстраций 3, таблиц 2, библиограф. 18 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (571.6)

Основные черты новейшей тектоники острова Сахалина. Александров С. М. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 136—146.

Рассматриваются общие особенности неотектоники Сахалина по сравнению с другими. участками зоны сочленения материка и впадины Тихого океана; анализируются основные черты новейших движений острова в связи с его геологическим строением. Автор выделяет субмеридиональный и субширотный планы неотектонических дислокаций. Иллюстрация 1, таблиц 2, библиограф. 23 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (470.5)

Мезозойская и кайнозойская тектоника Южного Урала и Приуралья. Варламов И. П. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 146—150.

При изучении тектоники данной территории применялся комплексный геолого-геоморфологический метод. Установлены этапы тектонической и геоморфологической истории (начиная с верхнекаменноугольного времени), построены графики интенсивности движений и направленности развития орографической поверхности Южного Урала. По характеру проявления, амплитудам и интенсивности новейших движений выделены; область глыбовых поднятий (Урал) и область материковой платформы (восточная часть Русской платформы), разделенные Предуральским прогибом.

УДК 551.24 : 551.4 (470.5)

Развитие рельефа восточного склона Урала в новейшее время. Калинин А. М. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 151—158.

Формирование рельефа на изученной территории определялось; 1) историей предшествующего развития, 2) неотектоническим режимом и 3) климатическими изменениями в кайнозое. Рассматриваются основные элементы рельефа, в развитии которого выделены различные этапы: 1) создание исходного пeneплена, 2) стабильные эпейрогенические поднятия и углубление речных долин и 3) выполаживание междуречий. Предложенная автором схема развития рельефа не соответствует классическому «нормальному эрозивному циклу» Дэвиса. Иллюстраций 3, таблица 1, библиограф. 9 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (47.17)

Новейшие тектонические движения на территории Мезенской впадины. Наместников Ю. Г. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 159—162.

Накопление средне-и частично верхнеплейстоценовых осадков происходило в морском бассейне: выделенные в них маркирующие горизонты позволяют проследить сложные и дифференцированные новейшие деформации. В Мезенской впадине выделены зоны поднятий и опусканий (имеющие северо-западное простирание), в каждой из них установлены локальные структуры: на западе — изометричные, на востоке линейновытянутые. Приводится предварительное сопоставление выделенных структур с геофизическими данными и рельефом фундамента. Новейшие движения в основном унаследованы от более древних. Иллюстрация 1, библиограф. 4 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (470.3)

О связи новейших тектонических движений со структурным планом центральной части территории КМА. Кабанова Р. В. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 162—167.

По буровым данным составлена карта Воронежской антеклизы, на которой показаны морфоструктурные элементы более высоких порядков, обычно прямо выраженные в рельефе. Кратко характеризуется история тектонического развития начиная с палеозоя. Устанавливается, что распределение новейших движений (преимущественно поднятий) наследует тенденции более древних тектонических процессов. Анализируются сложные соотношения локальных структур с поверхностью кристаллического фундамента. Иллюстрация 1.

УДК 551.79 : 551.24 (47Р.3)

Палеогеография и неотектоника Костромского Заволжья. Гольц С. И., Дубровск и й М. В. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г. стр. 167—174.

Погребенный рельеф, существовавший до окского оледенения, представлял собой денудационную равнину с двумя высотными уровнями, расчлененную сетью речных долин. Устанавливается четкий ритм неотектонических движений: поднятия происходили в конце плиоцена — начале плейстоцена, в ливинском межледниковье и в конце московского оледенения, а опускания — в течение окского оледенения, в начале днепровского и московского оледенений, в конце верхнего плейстоцена и в голоцене (возможно, оно продолжается до сих пор). Иллюстраций 2, библ. 9 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (470.3)

Неотектонические движения Вятско-Камской области и их значение для анализа геологических структур. Сетунская Л. Е., Чукленкова И. Н. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. — 1968 г., стр. 174—179.

Анализ неотектонических движений изученной области проводился с помощью исследования поверхностей выравнивания, строения и морфологии речных долин, продольных профилей рек. Выделены крупные структуры блокового типа и ясно выраженного линейного направления, часто соответствующие более древним структурам, хотя местами наблюдается некоторая перестройка тектонического плана. Поднятие Вятской зоны продолжается до сих пор (со скоростью до 2 мм в год). Иллюстрация 1, библ. 9 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (470.3)

Проявления неотектоники в рельефе Прикамья и ее связь с палеозойскими структурами. Вохмянина Е. И. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 179—184.

При неотектоническом анализе применялись полевые структурно-геоморфологические исследования и камеральный морфометрический метод В. П. Филоосова. Описаны результаты исследований, проводившихся в бассейнах рек Обвы, Таныпа, Инвы (Русская платформа), в пределах Уфимского амфитеатра и в бассейне р. Сылвы (Предуральский прогиб). Характеризуются полевые признаки тектонически активных зон, приводятся сопоставление с геофизическими данными. Иллюстраций 2, библ. 7 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (47.13)

Неотектоническое районирование Волго-Донских равнин. Панов Д. Г. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 184—191.

Кратко характеризуются десять морфоструктур, выделенных на изученной территории. По развитию мощностей и фациального состава четвертичных отложений и по геоморфологическим признакам неотектонических движений установлены области доплиоценовых поднятий, плиоцен-четвертичных поднятий, области дифференцированных плиоцен-четвертичных движений, области плиоцен-четвертичных и четвертичных опусканий, прогибы. Анализируется глыбовое строение земной коры в данном регионе. Иллюстраций 2, библ. 17 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (47.13)

Особенности изучения неотектоники центральной части Прикаспийской впадины. Свиточ А. А. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 191—195.

Рассматриваются результаты неотектонических исследований, проводившихся посредством анализа мощностей морских плиоцен-четвертичных осадков с использованием геофизических и геоморфологических данных. Применение подобной методики наряду с изучением палеогеографических условий наиболее перспективно для данного района. Библ. 14 назв.

УДК 551.24 : 551.4 (574)

Рельеф и неотектоника Центрально-Казахстанского нагорья (водораздел рек Иртышского, Балхашского и Нуринаского бассейнов). Бабак В. И., Паисова Э. К. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1868 г., стр. 195—201.

Характеризуются основные особенности современного эрозионно-тектонического рельефа, отмечается четкое выражение в рельефе главных элементов неотектонической структуры. Определяющая роль в новейшей тектонике района принадлежит разрывным нарушениям, развивавшимся на фоне пологого сводового поднятия. Иллюстраций 3, библ. 8 назв.

УДК 551.24 : 551.79 (574)

К вопросу об этапах неотектонического развития Тургайского прогиба. Доскач А. Г. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 201—207.

На фоне общего восходящего неотектонического развития изученной области выделены следующие этапы: позднечаганский (смена погружения поднятием), предаральский и аральский (небольшие поднятия), послепаральский (более интенсивные поднятия со значительным рельефообразующим влиянием), плейстоцен-голоценовый (общее дифференциальное поднятие). В течение неотектонического этапа прослеживается развитие двух унаследованных направлений молодых движений; меридионального и широтного. Иллюстраций 3, библ. 6 назв.

УДК 551.24 : 551.4 (571.1)

Морфоструктура и неотектоника юго-запада Западно-Сибирской равнины. Городецкая М. Е. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 207—212.

Характеризуются прямые морфоструктуры первого порядка (Тургайская структурная возвышенная равнина, Предтургайская переходная ступень, Ишим-Иртышская ступень). Устанавливается, что современный морфоструктурный план начал формироваться с конца нижнего — начала среднего плиоцена. Иллюстраций 2, библ. 3 назв.

УДК 551.24 : 551 : 312 : 2 (571.5)

Новейшие тектонические движения в бассейне Среднего Вилоя и их влияние на размещение алмазоносных россыпей. Левина А. П. Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. 1968 г., стр. 212—218.

Для новейшей тектоники исследованного района характерны отдельные локальные структуры, развивавшиеся на фоне общего поднятия, а также обновление древних разрывных нарушений и образование трещин. Неравномерность тектонических движений определила наклон топографической поверхности, степень ее расчленения, различное строение отдельных участков речных долин и, следовательно, основные особенности размыва коренных месторождений алмазов и формирования и размещения древних и четвертичных россыпей. Иллюстраций 2, библ. 7 назв.

Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры

*Утверждено к печати
Геоморфологической комиссией АН СССР*

Редактор издательства *В. А. Крыжановский*
Художник *Ю. Н. Юрвек*
Технический редактор *Л. И. Куприянова*

Сдано в набор 19/III 1968 г. Подписано к печати 16/VII 1968 г.
Формат 70×108 ¹/₁₆. Бумага № 2. Усл.-печ. л. 20,95
Уч.-изд. л. 21,1. Тираж 1200. Т-10651. Тип. зак. 348

Цена 2 р. 16 коп.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 16 к.

5405



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»